

В. В. ВЕЛИНСКИЙ

**АЛЬПИНОТИПНЫЕ
ГИПЕРБАЗИТЫ
ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН
ОКЕАН-КОНТИНЕНТ**



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Выпуск 283

В. В. ВЕЛИНСКИЙ

АЛЬПИНОТИПНЫЕ ГИПЕРБАЗИТЫ ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН ОКЕАН—КОНТИНЕНТ

Ответственный редактор
д-р геол.-мин. наук проф. *Г. В. Пинус*



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1979

Работа посвящена изучению альпийских гипербазитов, находящихся в зоне перехода от океана к континенту. Эта проблема рассмотрена на примере северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса, расположенной в зоне перехода от акватории к Азиатскому материку. Приводятся данные по тектонике и глубинному строению Корякского нагорья и п-ова Камчатка, геологическому положению гипербазитовых зон, поясов и типоморфных массивов, а также результаты детальных петрографических, минералогических и петрохимических исследований ультраосновных и пространственно с ними связанных основных пород. Дается критический обзор современных гипотез происхождения гипербазитов, анализируется роль этих образований в геосинклинальном процессе. Обсуждается оригинальная модель образования магматических очагов в условиях верхней мантии и связь их с формированием гипербазитовых массивов и поясов в складчатых областях, а также приводятся данные по металлогении гипербазитов переходной зоны.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов, занимающихся проблемами магматической и региональной геологии, тектоники, металлогении и формационным анализом магматических пород, а также на студентов старших курсов геологических факультетов вузов.

Проблема гипербазитов складчатых областей — одна из наиболее важных и сложных проблем современной геологии. С ней связано не только правильное понимание широкого круга вопросов магматической петрологии, но и расшифровка целого ряда закономерностей, устанавливаемых при изучении процессов метаморфизма, тектоники и генезиса определенных типов полезных ископаемых.

Такое особое положение проблемы гипербазитов в геологической науке связано с тем, что эти породы, являясь мантийными образованиями, дают возможность судить как о составе пока еще не доступных для непосредственного изучения глубоких уровней планеты, так и о процессах, протекающих в ее недрах. С последними же, как известно, связывается большинство геологических явлений, наблюдаемых в земной коре.

Вместе с тем отдельные вопросы генезиса гипербазитов, механизма их внедрения в осадочную оболочку литосферы и формирования гипербазитовых поясов остаются дискуссионными. Решение их в значительной степени до настоящего времени базировалось на данных по изучению ультраосновных пород древних складчатых областей, где они довольно интенсивно изменены под воздействием наложенных процессов.

Успехи современной океанологии, достигнутые за последнее десятилетие (в частности, установление в пределах океанов глобальной рифтовой системы, где широко развиты гипербазиты и ассоциирующие с ними в пространстве интрузивы габброидов), в значительной мере поколебали наши традиционные представления об образовании ультрабазитов за счет внедрения в земную кору ультраосновного или основного силикатного расплава или же кашеобразного существенно оливинового по составу агрегата. Эти представления в настоящее время пришли в противоречие также и с данными современной экспериментальной петрологии.

В связи с этим в качестве альтернативных появились гипотезы, согласно которым альпинотипные гипербазиты представляют собой выступы и отторженцы верхней мантии или же обломки древней океанической коры, выведенные на уровни литосферы в твердом либо пластическом состоянии под воздействием тектонических сил. Поэтому особое значение для расшифровки проблемы гипербазитов приобретают исследования этих пород в молодых складчатых областях, являющихся связующим звеном между древними и современными геосинклинальными структурами и в которых лучше всего можно наблюдать характер преобразований ультрабазитов под воздействием более поздних магматических образований.

В этом отношении Корякско-Камчатская кайнозойская складчатая область является уникальным объектом на территории Советского Союза, так как включает в себя как наиболее молодые складчатые геосинклинальные образования, в которых завершение складчатости произошло в раннем кайнозое, так и структуры, находящиеся и в настоящее время в процессе геосинклинального развития. С другой стороны,

этот регион, располагаясь на самой восточной окраине Азиатского континента в пределах Тихоокеанского складчатого пояса, находится в зоне перехода от океана к континенту, которая характеризуется промежуточным от континентального к океаническому типом земной коры. Интерес к таким областям в связи с проблемой развития складчатых структур Земли общезвестен.

Вместе с тем степень изученности ультраосновных пород Корякско-Камчатской области до последнего времени была очень слабой, что связано в первую очередь с отсутствием специальных петрологических исследований по ультраосновным породам для большей части этой территории. Изучением же их с общих геологических позиций занимался широкий круг геологов-съемщиков, внесших большой вклад в познание этих оригинальных образований. История изученности региона с достаточной полнотой освещена в XXX и XXXI томах «Геологии СССР» (1964, 1970) и частично в нашей работе (Пинус, Велинский и др., 1973). Поэтому ниже мы остановимся на работах лишь тех исследователей, которые в той или иной мере непосредственно занимались изучением интересующих нас объектов.

Корякско-Камчатская складчатая область располагается на восточной окраине Северо-Востока СССР и занимает обширную территорию, охватывающую нижнее и среднее течение бассейна р. Анадырь на севере, бассейн р. Пенжины на западе, полностью Корякское нагорье до берегов Тихого океана на востоке и п-ов Камчатка на юге. Суммарная площадь области составляет около 600 тыс. км².

Первые сведения о гипербазитах в пределах Анадырско-Корякского участка опубликованы в работах И. И. Полевого (1913, 1915), проводившего геологические исследования в бассейне р. Анадырь. Более полно гипербазиты этого района описаны у А. П. Скляра и Б. Н. Елисеева (1936 г.). Ими в общих чертах охарактеризованы Усть-Бельский и Пекульнейские ультраосновные массивы. К этому же времени относятся и данные об открытии Б. В. Хватовым массивов гипербазитов на восточном побережье Пенжинской губы. В целом эти исследования носили характер констатаций, и поэтому в настоящее время имеют лишь исторический интерес.

В основном сведения о распространенности гипербазитов и их составе для этой территории стали поступать с момента планомерного изучения геологического строения района, начавшегося с 1931 г. коллективом геологов треста «Дальстрой», а с 1955 г. и по настоящее время продолжающегося сотрудниками Северо-Восточного геологического управления. Они были получены в результате мелкомасштабных геологических съемок, проводимых С. И. Федотовым, А. Д. Рыбаковым, М. Н. Кожемяко, А. П. Шпетным, В. А. Титовым, Е. И. Заединовой, Н. М. Янчук, А. Ф. Михайловым, М. А. Пергаментом, В. А. Китаевым, Ю. Г. Егоровым, Г. Г. Кайгородцевым, Н. Ф. Филимоновым, В. А. Захаровым, В. Г. Купrienko, Я. К. Усенко, И. С. Розенблюмом, В. Г. Силкиным, В. Г. Решетовым, А. А. Анкудиновым, В. П. Василенко, В. П. Похиалайне и мн. др. Среди работ перечисленных исследователей особое место занимают работы Н. И. Янчук, Е. И. Заединовой, А. Ф. Михайлова, Г. Г. Кайгородцева, Ю. Г. Егорова, А. А. Анкудинова, В. П. Василенко, с именами которых связано первое детальное изучение гипербазитов Анадырско-Корякского района (Кайгородцев, 1954, 1958, 1961, 1966а, б; Михайлов, 1955, 1962). Однако большинством из них изучались лишь отдельные массивы или группы массивов. Первые обобщающие материалы по ультраосновным породам Анадырско-Корякского района принадлежат А. Ф. Михайлову (1955, 1962) и М. В. Богидаевой и В. Т. Матвеевко (1960), которые и легли в основу раздела по ультрабазитам Северо-Востока СССР в XXX томе «Геологии СССР». Авторами приводятся данные, касающиеся в основном геологического положе-

ния гипербазитовых массивов, их возраста и общих региональных закономерностей их распространения. В значительно меньшей мере в этих работах в самых общих чертах рассматриваются вещественный состав пород и их взаимоотношения с другими магматическими интрузивными образованиями. Такой же характер носят и исследования гипербазитов сотрудниками НИИГА, нашедшие отражение в коллективной работе «Геология и полезные ископаемые Корякского нагорья» (1965).

На территории Камчатки и прилегающих к полуострову с севера южных районов Корякского нагорья (Олюторский район) гипербазиты были изучены более детально. Первые сообщения о них приводятся в отчетах К. И. Богдановича (1899 г.) и К. Дитмара (1901 г.), схематически описавших выходы серпентинитов в окрестностях г. Петропавловска (Маренина, Долматов, 1964). Более или менее систематические сведения о распространении гипербазитов на Камчатке были получены в период с 1930 по 1946 г. в результате съемочных и поисковых работ, проводимых главным образом сотрудниками ВНИГРИ (Н. И. Лазаренко, Б. А. Алферов, М. Ф. Двали, Б. Ф. Дьяков, И. Б. Плешков, Л. А. Гречишкин и др.) и в меньшей мере геологами Дальневосточного геологического управления (Т. М. Власов, Л. В. Микулич, Н. В. Бессонов, П. Г. Туганов и др.). В это же время гипербазиты Камчатки изучались сотрудниками АН СССР (Харкевич, 1940) и треста «Дальстрой» (Б. В. Хватов и др.). Однако основная информация о гипербазитах на этой территории была получена, начиная с 1950 г., когда на Камчатке организовалась в системе «Дальстроя» самостоятельная геологическая служба.

С этого времени накопился богатый материал по ультраосновным породам этого района, изложенный в фондовой и печатной литературе (Михайлов, 1960; Святловский, 1960; Маренина, Долматов, 1964; Аникеева, 1965, 1968; Луцкина, 1968). В изучение гипербазитов Камчатки большой вклад внесли также работы Г. И. Новоселова, А. А. Нелова, В. Н. Степанова, А. Ф. Марченко, В. П. Мокроусова, Б. В. Стрикевич, Н. Е. Соколова, А. А. Анкудинова, Ю. Г. Егорова, С. А. Мельниковой, Б. К. Долматова, А. И. Юдина, Ю. Н. Гринченко, О. И. Супруненко, Л. М. Смирнова, О. С. Вялова и Р. И. Вяловой, Ю. Г. Кузнецова, Б. В. Лопатина, А. В. Дитмара, Е. И. Эпштейн, М. Ю. Хотина и мн. др. В результате проведенных исследований выявлены закономерности распределения гипербазитов в тектонической структуре Олюторско-Камчатского района, вещественный состав пород, форма интрузивных тел, характер их взаимоотношения с вмещающими отложениями и более молодыми магматическими образованиями, установлен тип связанного с ультрабазитами оруденения и др.

Нами особое внимание при исследованиях было уделено вопросам вещественного состава ультраосновных пород, что и определяет общий петрологический характер работы.

Автор выражает глубокую благодарность профессору Г. В. Пинусу, кандидату геол.-минерал. наук Ф. П. Леснову, а также научным сотрудникам О. Л. Банникову и Л. В. Агафонову, с которыми он работал на протяжении многих лет в тесном контакте, имел возможность обсуждать с ними полученные результаты и которые своей помощью способствовали написанию данной работы.

Автор также искренне признателен академикам Ю. А. Кузнецову и В. А. Кузнецову, чл.-корр. АН СССР И. В. Лучицкому и доктору геол.-минерал. наук С. М. Тильману, которые ознакомились с основными положениями работы и сделали ряд критических замечаний.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИКИ И ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ КОРЯКСКО-КАМЧАТСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Корякско-Камчатская складчатая область располагается в пределах Тихоокеанского кайнозойского тектонического пояса в зоне перехода от океана к континенту и занимает северо-западную часть этой глобальной циркулярной структуры. Внешняя граница области проходит по краю Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, а внутренняя совмещается со структурными образованиями шельфа и котловины Берингова моря и Курило-Камчатского глубоководного желоба (рис. 1) (Тектоника Евразии, 1966).

Учитывая специфику проведенных нами исследований и регионально-петрологический профиль работы, в данной главе остановимся лишь на самой общей характеристике основных черт геологического и глубинного строения области и истории геологического ее развития, которая позволит в дальнейшем подойти к расшифровке вопросов становления отдельных массивов гипербазитов и образованных ими поясов.

ТЕКТОНИКА И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ОБЛАСТИ

К вопросу тектонического районирования Северо-Востока СССР обращались уже неоднократно, но, несмотря на это, единой детальной тектонической схемы для всей Корякско-Камчатской области в настоящее время не существует.

В имеющихся многочисленных тектонических построениях Корякско-Камчатская область выделяется обычно лишь в качестве самостоятельной кайнозойской геосинклинальной структуры, особенности геологического строения которой рассматривались в самом общем виде (Архангельский, Шатский, 1933; Обручев, 1934; 1940; Кропоткин, Херасков, 1937; Пушаровский, 1955; Кропоткин, Шахворстова, 1965; Тектоника Евразии, 1966; Красный, 1964; Спизарский, 1971; и др.). Вместе с тем для отдельных частей области уже появились более детальные тектонические схемы. Это в первую очередь касается Корякского нагорья и бассейнов рек Анадырь и Пенжины (Аникеев и др., 1957, Белый и др., 1934; Тильман и др., 1969; Тильман, 1969; Агапитов, Иванов, 1969; Аникеев и др., 1970; и др.). Менее освещена тектоника территории Камчатки (Власов, Ермолюк, 1964; Васильев, 1964; Тарасенко, 1971).

В целом Корякско-Камчатская складчатая область претерпела очень сложную историю геосинклинального развития, протекавшую в условиях интенсивных блоковых движений, которые обусловили общий мозаичный план ее складчатых структур.

В пределах области нами вслед за С. М. Тильманом выделяются две разновозрастные складчатые системы: Анадырско-Корякская и Олюторско-Камчатская (рис. 2).

Анадырско-Корякская складчатая система

Анадырско-Корякская складчатая система расположена в северной части области и включает в себя северную и центральную части Коряк-

ского нагорья и территорию бассейнов рек Анадырь и Пенжина. С запада и севера система граничит с Охотско-Чукотским вулканогенным поясом, которым она отделяется от мезозойд Северо-Востока, а с востока — с прилегающими структурными элементами акватории Берингова моря.

Тектоническая структура системы представлена в виде расходящегося с юго-запада на северо-восток пучка складок. В общем плане по простиранию складки погружаются в юго-западном направлении, где они перекрываются более молодыми образованиями Олюторско-Камчатской складчатой системы. На северо-восток оси складок испытывают постепенное воздымание и виргацию, связанную с обтеканием ими Эскимосского массива (см. рис. 2). В большинстве существующих схем (Аникеев и др., 1957, 1970; Агапитов, Иванов, 1969; Бурлин и др., 1968; и др.) в пределах системы выделяется ряд крупных первого порядка положительных и отрицательных тектонических элементов (антиклинорий и синклинорий), на которые наложены разнообразными впадины. И те и другие осложнены многочисленными дизъюнктивными нарушениями северо-западного и северо-восточного простирания.

По составу и возрасту отложений, характеру и степени их дислоцированности и времени формирования тектонических элементов в пределах системы выделяются две складчатые зоны: Пенжинско-Анадырская (внешняя) и Корякская (внутренняя). Граница между ними проходит вдоль восточного ограничения Таловско-Майнского и Пекульнейского антиклинорий по Пекульнейско-Майнскому глубинному разлому (см. рис. 2, 5).

Наиболее древними отложениями на территории Анадырско-Корякской системы являются образования палеозойского возраста, в составе которых С. М. Тильманом выделяются два структурных яруса — нижний (геосинклинальный) и верхний (орогенный). Отложения нижнего яруса охватывают период от ордовика до среднего девона и представлены типичными геосинклинальными формациями — аспидными филлитовидными сланцами, вулканитами спилит-диабазового ряда, кремнистыми сланцами и яшмоидами с линзами рифогенных известняков с фауной. Эти породы обнажаются в основном в Таловско-Майнском антиклинории, где в Понтонейских горах с ними прос

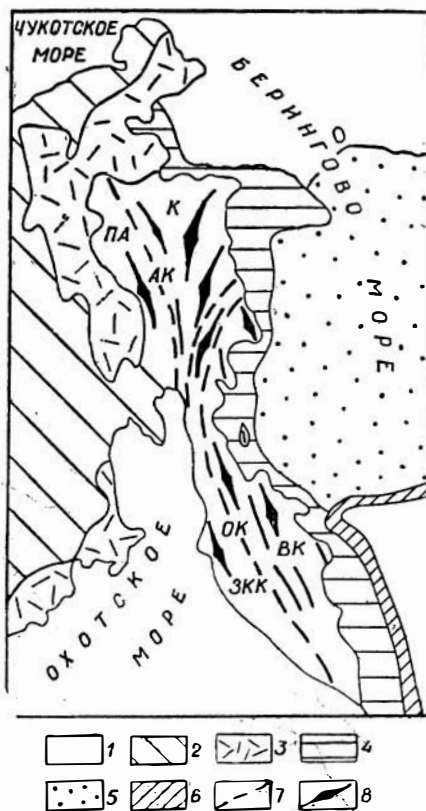


Рис. 1. Обзорная схематическая тектоническая карта северо-западного сектора Тихоокеанского складчатого пояса (по А. Л. Яншину и др., 1969, с дополнениями автора).

1 — области эпимезозойских и более древних платформ морей; 2 — область мезозойской складчатости Северо-Востока СССР; 3 — вулканогенно-осадочный комплекс Чукотско-Камчатского пояса (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс); 4 — граница кайнозойских складчатых систем; 5 — глубоководная котловина Берингова моря, лишенная гранитного слоя; 6 — глубоководный Курильский желоб; 7 — границы складчатых систем; 8 — оси складок.

Складчатые системы: АК — Анадырско-Корякская, ОК — Олюторско-Камчатская. Складчатые зоны: ПА — Пенжинско-Анадырская, К — Корякская, ЗКК — Западно-Камчатско-Корякская, ВК — Восточно-Камчатская.

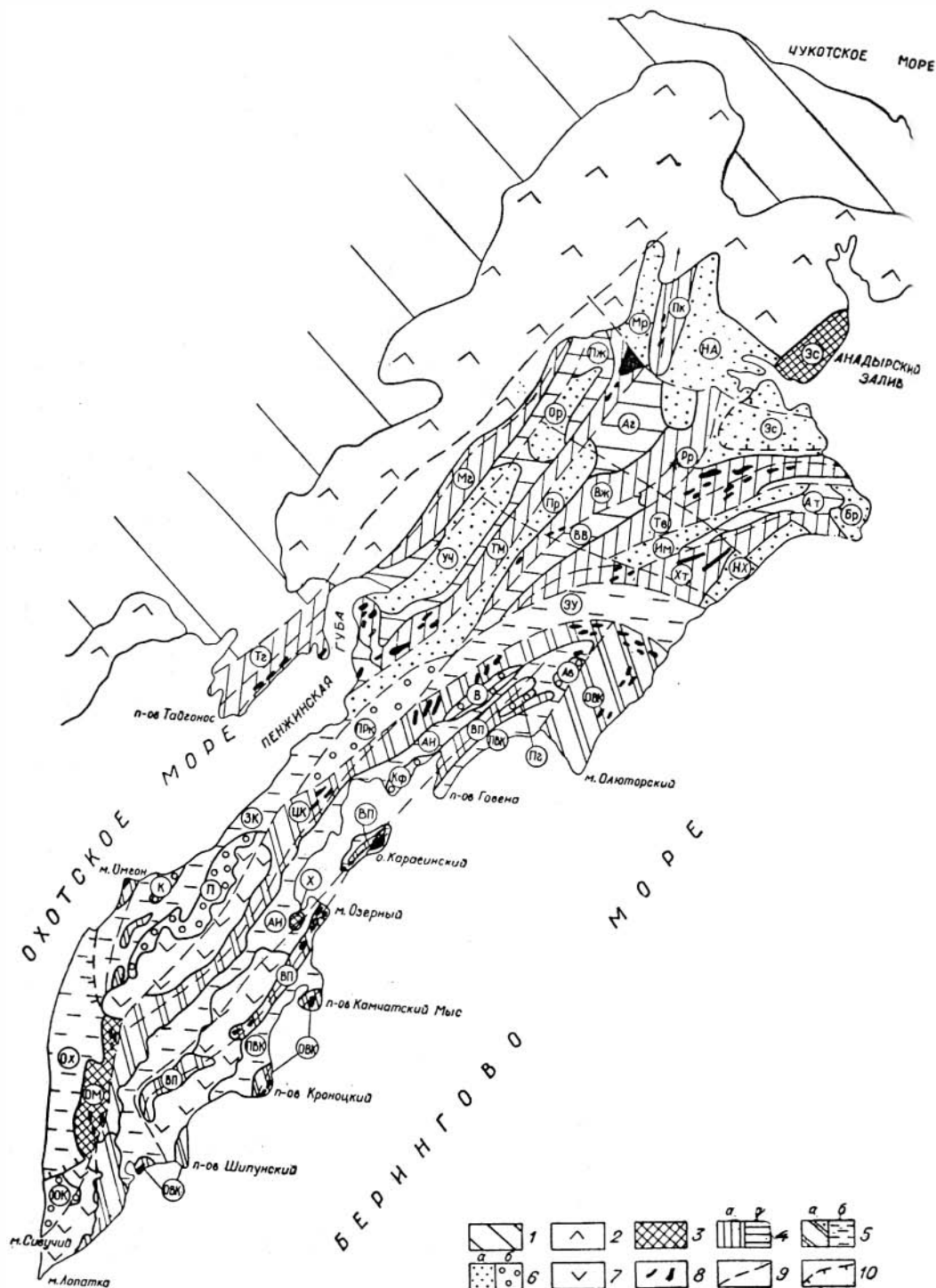


Рис. 2. Схема тектонического районирования Корякско-Камчатской складчатой области.

1 — мезозойские структуры Северо-Востока СССР; 2 — Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; 3 — выступы докембрийских комплексов (Эс — Эскимосский массив, Ох — Охотский, Х — Хавывенский); 4 — структуры, сформированные в сенонское время: а — антиклинории (Мг — Мургалевский, Пк — Пекульневский, ТМ — Таловско-Майнский, Тг — Тайгоносский, Вж — Ваежский, Тв — Тамватневский, Рр — Рарытский, Хт — Хатырский), б — синклинии (Пж — Пенжинский, Аг — Алганский, ВВ — Ванзат-Великореченский, Ат — Аляктаваамский); 5 — структуры, сформированные в миоцене: а — антиклинории (ЦК — Центрально-Камчатский, ВП — Валагинско-Пылгинский, ОВК — Олюторско-Восточно-Камчатский), б — синклинии (ЭУ — Энычайваам-Укеляятский, ЗК —

цируют массивы основных и ультраосновных пород (Михайлов, 1955; Добрецов, Пономарева, 1965).

Верхний структурный ярус объединяет отложения карбона и перми. Они обнажаются в Таловско-Майнском и Хатырском антиклинориях. Представлены породы яруса валунно-галечными конгломератами и конглобрекциями, сменяющимися вверх по разрезу песчаниками, сланцами, алевролитами с редкими покровами кварцевых порфиров и андезитов с маломощными прослоями туфов среднего и кислого состава. По данным И. М. Миговича (1963), мощность отложений яруса в Таловско-Майнском антиклинории составляет до 3500 м. В Хатырском антиклинории (Хатырский и Пикасваамский блоки) палеозойский комплекс изучен слабо. По данным Б. Х. Егiazарова (Егiazаров, 1963; Егiazаров и др., 1965), к среднему палеозою относятся кремнисто-вулканогенные толщи и рифогенные известняки с фауной нижнего карбона. Верхнему палеозою здесь отвечает существенно конгломератовая толща (наанкнейская серия), возрастной диапазон которой твердо не установлен. Ряд исследователей считает, что верхние части толщи относятся к мезозою (Гладенков, 1963; Аникеев и др., 1970; и др.). По последним данным (Иванов, 1971), выходы палеозойских отложений, представленных основными эффузивами, туфами, известняками, кварцитами и терригенными образованиями карбон-пермского возраста, обнажаются и в Тамватнейском антиклинории, в районе южного обрамления Нижнеанадырской впадины. Однако площади распространения их и характер выходов остаются не ясными.

Таким образом, формационная принадлежность описанных отложений указывает на то, что они представляют собой самостоятельный складчатый комплекс, являющийся частью палеозойского пояса Тихоокеанской области (Тильман, 1963).

С угловым несогласием на палеозойских отложениях залегают существенно терригенно-туфовые осадки ранне-среднемезозойского (триас — средняя юра) возраста, образующие самостоятельный структурный ярус (Тильман и др., 1969). Отложения яруса развиты незначительно и обнажаются также в пределах сводовых частей антиклинориев. Образования этого возраста известны в Таловско-Майнском (Мигович, Похиялайнен, 1971), Ваежском (Аникеев и др., 1970), Тамватнейском (Иванов, 1971) и Хатырском (Русаков, Трухалев, 1964) антиклинориях, где они обнажаются в замковых частях структур. Представлены породы конгломератами, песчаниками, алевролитами, сланцами, аргиллитами и в меньшей мере лавами андезитов и дацитов. Мощность отложений непостоянна и, как правило, незначительна. Описываемый комплекс характеризуется простым тектоническим строением. Для него типичны пологие брахиоморфные складки.

Указанные особенности состава и строения этих толщ позволили обосновать мнение о квазиплатформенном режиме развития Анадырско-Корякской системы в период раннего — среднего мезозоя (Тильман и др., 1969).

Другая обстановка в период верхнего палеозоя — среднего мезозоя существовала на территории п-ова Тайгонос. Здесь, в Северной и Вискучинской структурно-фациальных зонах, начиная с нижней перми и до верхней юры включительно, господствовали типично геосинклиналь-

Западно-Камчатский, АИ — Авачинско-Ильпинский, ПВК — Пахачинско-Восточно-Камчатский); 6 — наложенные впадины: а — выполненные в основном палеогеновыми отложениями (Мр — Марковская, Ор — Орловская, Уч — Усть-Черненская, Пр — Парапольская, НА — Нижне-Анадырская, Им — Иомраутская, Бр — Беринговская, НХ — Нижне-Хатырская), б — выполненные в основном неогеновыми отложениями (В — Вывская, Кф — Корфская, Пг — Пылговская, Ав — Ачайвайская, ПРк — Пусторецко-Рекинская, П — Паланская, К — Кулькинская, ЮК — Южно-Камчатская); 7 — покровы четвертичных базальтоидов; 8 — выходы массивов гипербазитов (показаны вне масштаба); 9 — разломы; 10 — контуры погребенных домезозойских массивов.

ные условия, в результате чего накопились мощные морские толщи (до 13 км) карбонатно-терригенной, аспидной и вулканогенно-осадочной формаций (Некрасов и др., 1971).

Для большей части Анадырско-Корякской складчатой системы геосинклинальный этап развития приходится на поздний мезозой — палеоген, местами миоцен. В геосинклинальном развитии этого периода различаются три этапа: начальный, средний и поздний. Первые два принадлежат к собственно геосинклинальной стадии, а третий — к позднегеосинклинальной, орогенной (Тильман, 1969).

К образованиям начального этапа относятся верхнеюрские — го-теривские породы (нижний структурный ярус), к среднему — отложения баррем — сенона (средний структурный ярус) и к орогенному комплексу (верхний структурный ярус) осадки дат-миоценового возраста.

Отложения нижнего структурного яруса слагают сводовые части антиклинориев и отдельные горст-антиклинали Алганского и Ванэат-Великоречинского синклинориев (Егiazаров и др., 1965; Тильман и др., 1969; Аникеев и др., 1970; Мигович, Похиалайнен, 1971). Наиболее широко породы яруса развиты в Пенжинско-Анадырской (внешней) складчатой зоне в пределах Пекульнейского и Таловско-Майнского антиклинориев. Представлены они существенно кремнисто-вулканогенными и вулканогенно-терригенными образованиями, которые сменяют друг друга как в латеральном, так и в вертикальном направлении. В Корякской (внутренней) складчатой зоне отложения яруса развиты в меньшей мере и обнажаются в сводовых частях Тамватнейского и Хатырского антиклинориев. Они также представлены преимущественно кремнисто-вулканогенными толщами, имеют большую мощность и смяты в крутые линейные складки. С выходами пород нижнего структурного яруса на территории Анадырско-Корякской складчатой системы в большинстве случаев пространственно ассоциируют массивы ультраосновных пород, контролируемые обычно зонами крупных разрывных нарушений.

В синклинориях системы, где породы нижнего структурного яруса обнажаются в бортах и представлены главным образом песчано-глинистыми и туфогенными образованиями миогеосинклинального типа, выходы гипербазитов не фиксируются.

Несколько иная палеотектоническая обстановка в этот период намечается в пределах Тайгоносского района. Начиная с волжского яруса и вплоть до апта, а местами и до альба, в Северной и Вискучинской структурно-фациальных зонах происходило накопление мощных толщ континентальных вулканогенных, вулканогенно-осадочных и угленосных формаций, характеризующих орогенный этап развития территории. В это же время в Нейнегской и Прибрежной структурно-фациальных зонах, так же как и на остальной части Анадырско-Корякской системы, существовал типичный эвгеосинклинальный режим, сопровождавшийся накоплением мощных толщ морских вулканогенных и кремнисто-терригенных формаций. С ними в Прибрежной зоне связаны выходы согласных линзовидных тел гипербазитов (Гельман, Некрасов, 1968; Некрасов, 1971; Некрасов и др., 1971).

Характеризуя условия осадкообразования отложений нижнего структурного яруса, все исследователи указывают на дифференцированность развития отдельных участков Анадырско-Корякской складчатой системы. Так, в Таловско-Майнском антиклинории в берриас-валанжинское время, когда на большей части его происходило накопление кремнисто-вулканогенных формаций, в Понтонейских горах отлагались исключительно обломочные породы — туфопесчаники, брекчии, алевролиты и туфы. Одновременно в Мургалском и западной части Пекульнейского антиклинориев совместно с этими породами фор-

мировались покровы андезитов, андезито-базальтов и потоки лав кислого состава наземного и морского происхождения (Мигович, Похиалайнен, 1971). Приведенные факты указывают на то, что в период берриас-валанжина отмеченные районы испытывали тенденцию к воздыманию.

Комплекс образований среднего структурного яруса (баррем-сенон) слагает центральные части синклинориев и крылья сопряженных с ними антиклинориев. Эти отложения широко представлены в разрезах толщ Корякской зоны и весьма ограниченно — Пенжинско-Анадырской. Формированию свит яруса чаще всего предшествовала складчатость, хотя и известны случаи согласного залегания баррем-сенонских образований на подстилающих их породах нижнего структурного яруса (Тильман, 1969). Отложения среднего яруса в антиклинориях представлены грубообломочными вулканомиктовыми или терригенными песчано-сланцевыми образованиями, а в синклинориях — терригенными, часто ритмичными флишеидными толщами. Разрезы их имеют трансгрессивный характер и непостоянный состав, меняющийся как по простиранию, так и по вертикали. Исключение составляет Алганский синклинорий, где в сенонское время наряду с флишеидными отложениями происходило накопление пачек вулканогенно-кремнистых пород (Белый и др., 1964; Тильман, 1969; Мигович, Похиалайнен, 1971; Иванов, 1971; и др.).

С периодом накопления формаций среднего структурного яруса большинство исследователей связывает становление основных тектонических элементов Анадырско-Корякской системы. С баррёма (Белый и др., 1964; Тильман, 1969) или апта — альба (Мигович, Похиалайнен, 1971) она начала испытывать общее неуклонное поднятие. Кульминационный момент воздымания приходится на послесенонское время и выражается сменой морских формаций угленосными континентальными, что подчеркивается обычно перерывом в осадкообразовании, несогласиями и разким изменением тектонического плана (Агапитов, Иванов, 1969; Иванов, 1971).

Орогенный этап (позднегеосинклинальный) в рассматриваемой системе пришелся на конец мела — начало палеогена, местами протянулся до плиоцена.

Позднегеосинклинальные структуры представлены различными по размерам и форме наложенными впадинами (см. рис. 2), заполненными молласовыми морскими и частью континентальными угленосными формациями, в разрезе которых присутствуют вулканогенные образования (Тильман и др., 1969; Аникеев и др., 1970). Отложения впадин смяты в брахисинклинальные и мульдообразные складки, сменяющиеся по простиранию и вкрест брахиантиклиналями и куполовидными складками; границы впадин обычно тектонические.

Завершение складчатости в Анадырско-Корякской складчатой системе, по мнению большинства исследователей (Белый и др., 1964; Пущаровский, 1960; Егизаров и др., 1965; Тильман и др., 1969; Драновский, Берсон, 1969; и др.), произошло в раннекайнозойское — эоценовое время. Существует также мнение о мезозойском возрасте складчатых сооружений системы (Аникеев и др., 1957, 1970), согласно другим представлениям (Спижарский, 1971), этот район Тихоокеанского пояса находится на завершающем этапе геосинклинального развития.

Приведенный обзор строения и развития системы позволяет нам принять точку зрения тех исследователей, которые рассматривают ее в качестве тектонической зоны ранней консолидации в кайнозойской Корякско-Камчатской геосинклинальной области. При этом в пределах самой системы завершение складчатости происходило не повсеместно, а постепенно смещалось в направлении с запада на восток, т. е. от континента в сторону Тихого океана. В результате геосинклинальный цикл

закончился сперва в Пенжинско-Анадырской складчатой зоне, затем в Корякской, а позднее затронул Олюторско-Камчатскую систему, где еще и теперь окончательно не завершен (Егиазаров и др., 1965; Мигovich, Похиалайнен, 1971; и др.). Намечается зональность в развитии структур Анадырско-Корякской системы и в субмеридиональном направлении, что подтверждается геофизическими данными (Акрамовский, 1970). Однако это свойственно более молодым структурным образованиям и связано, по-видимому, с влиянием геологических процессов, протекавших в пределах Тихоокеанской плиты.

Олюторско-Камчатская складчатая система

В состав этой системы входит полностью территория п-ова Камчатка и прилегающие к нему с севера южные части Корякского нагорья (бассейны рек Вывенки и Апуки). С запада система граничит со структурами плиты Охотского моря, а на востоке — с тектоническими элементами Берингова моря и Курило-Камчатского желоба (см. рис. 1). С тектонической структурой Анадырско-Корякской складчатой системы она сочленяется по зоне разломов, идущих вдоль южного обрамления Хатырского антиклинория, на севере и по границе Парапольской и Пусторецко-Рекинской впадин на северо-западе (см. рис. 2).

В пределах Олюторско-Камчатской системы также отчетливо выделяются две структурно-фациальные зоны: внешняя — Западно-Камчатско-Корякская и внутренняя — Курило-Камчатская (или, по Т. В. Тарасенко, 1971, Западно-Камчатско-Корякская и Курило-Камчатско-Олюторская системы). Первая характеризуется миогеосинклинальным режимом развития, вторая — эвгеосинклинальным (Тильман и др., 1969; Пушаровский, 1972).

Западно-Камчатско-Корякская зона охватывает западную часть Камчатского п-ова (Западно-Камчатская равнина с предгорьями Срединного хребта) и узкую полосу юго-восточных отрогов Корякского нагорья. Курило-Камчатская зона включает в себя Срединный хребет и всю территорию полуострова, расположенную к востоку от него, а на севере — Олюторский и Говенский полуострова с примыкающими к ним с севера районами Корякского нагорья. Граница между зонами проходит по Вывенско-Камчатскому глубинному разлому на севере и в центральных частях зон, а на юге — по Западно-Камчатскому разлому (Чиков, 1972) (см. рис. 5).

В целом строение Олюторско-Камчатской складчатой системы очень сложное, и поэтому до сих пор ряд вопросов ее тектоники и истории развития до конца не выяснен. На основе фондовых и литературных данных нами составлена схематическая тектоническая карта описываемой территории, на которой выделены только самые крупные тектонические ее элементы*.

Тектоническая структура Олюторско-Камчатской системы на современном этапе развития представляет собой серию сложно построенных антиклинорий северо-восточного простираения, разделенных крупными синклинориями. С востока на запад нами выделяются следующие антиклинории (см. рис. 2): 1. Олюторско-Восточно-Камчатский — на территории восточных полуостровов (Шипунский, Кроноцкий, Камчатский Мыс) и Олюторского п-ова. 2. Валагинско-Пылгинский, приуроченный к серии восточных хребтов Камчатки, о. Карагинскому и п-ову Говена. 3. Центральнo-Камчатский — протягивается почти от мыса Лопатки на юге, охватывает Срединный хребет и уходит в верховья рек

* Схема составлена в основном по данным Г. М. Власова (1964 г.), С. М. Тильмана (1969) и Т. В. Тарасенко (1971). Материалы последнего использованы для названия большинства выделенных тектонических элементов,

Вывенки и Пахачи на территории Корякского нагорья. Между антиклинориями располагаются (с востока на запад) Пахачинско-Восточно-Камчатский, Авачинско-Ильпинский и Западно-Камчатский синклинории. Последний на границе с Анадырско-Корякской системой переходит в Энычай-Укэляятский (по Егiazарову, 1963) синклинорий.

Положительные структурные элементы приурочены к зонам глубоких разломов, имеют нередко горстовую природу и осложнены целым рядом поперечных нарушений.

В составе формаций складчатых структур Олюторско-Камчатской складчатой системы выделяются комплекс домелового основания и геосинклинальный комплекс (Тарасенко, 1971).

Комплекс домелового основания сложен предположительно докембрийскими, палеозойскими и раннемезозойскими метаморфическими толщами, вскрывающимися в пределах Хавывенского, Камчатского и, возможно, Ганальского выступов. Последние два рассматриваются нами (за Т. В. Тарасенко) как восточная окраина Охотского срединного массива. Тектоническая природа Хавывенского выступа неясна.

Образования комплекса представлены высокометаморфизованными эффузивными и пирокластическими образованиями, кристаллическими сланцами, гнейсами, аспидными и филлитовидными сланцами, амфиболитами, кварцитами и реже метаморфизованными песчаниками и алевролитами. Отложения смяты в мелкие крутые складки и разбиты сериями нарушений часто надвигового характера. Суммарная мощность их достигает более 10 км (Мокроусов, 1964; Власов, 1958; Тарасенко, 1971). Судя по формационной принадлежности, они представляют собой самостоятельный складчатый комплекс, являющийся, по мнению С. М. Тильмана (1969), частью палеозойского пояса Тихоокеанской области. Вместе с тем следует отметить, что некоторые исследователи (Лебедев, Бондаренко, 1962) рассматривают породы этого комплекса как меловые, но претерпевшие интенсивный метаморфизм в верхнемеловое время. Последняя точка зрения большинством исследователей оспаривается. Вероятнее всего, описанный комплекс палеозой-мезозойского возраста (Тарасенко, 1971).

На подавляющей части территории Олюторско-Камчатской системы развиты молодые верхнемеловые-четвертичные геосинклинальные образования. В составе их выделяются нижний и средний геосинклинальные структурные ярусы и верхний — орогенный (Тильман и др., 1969).

Нижний структурный ярус образован сенон-палеогеновыми породами и представлен двумя формациями: терригенно-флишовой и кремнисто-вулканогенной. Терригенно-флишковые отложения отнесены к сенону условно, развиты они ограниченно и отмечаются в пределах Энычай-Укэляятского синклинория и в районе мыса Омгон, где формирование их происходило в миогеосинклинальных условиях (Тильман и др., 1969; Аникеев и др., 1970; и др.). Кремнисто-вулканогенные формации развиты гораздо более широко и обнажаются в современной структуре складчатой системы в сводовых частях Олюторско-Восточно-Камчатского, в северной и прилегающей к выходам Охотского массива частях Центрально-Камчатского антиклинория, а также в наиболее приподнятых участках Западно-Камчатского синклинория (Тигильское и Кинкильское поднятия). При этом на территории Центрально-Камчатского антиклинория возраст их определяется в диапазоне сантон — кампан, а в пределах Валагинско-Пылгинского и Олюторско-Восточно-Камчатского антиклинориев — в рамках маастрихт — дат (Тарасенко, 1971). С выходами отложений яруса в большинстве случаев пространственно связаны массивы ультраосновных пород.

Следующий структурный ярус геосинклинального комплекса объединяет олигоцен (или эоцен)-нижнемиоценовые отложения, представ-

ленные терригенными, вулканогенными и вулканогенно-терригенными формациями. Они выполняют центральные части синклиналиев и крылья сопряженных с ними антиклиналий. Среди терригенных образований преобладают песчаники, конгломераты, алевролиты, аргиллиты, реже встречаются туфы, туффиты и сланцы (Власов, Ермолюк, 1964; Тильман и др., 1969). Вулканогенные образования присутствуют в разрезах толщ яруса широко и представлены всей гаммой пород от базальтов до липаритов с преобладанием лав и туфов андезито-дацитового состава. В отдельных местах среди отложений яруса отмечаются спилиты, диабазы и кремнистые сланцы (п-ов Говена, вовчинская свита).

Верхний структурный ярус образован среднемиоценовыми-плиоцен-четвертичными морскими и континентальными молассовыми отложениями, выполняющими наложенные впадины (см. рис. 2). Это конгломераты, гравелиты, полимиктовые и туфогенные грубозернистые, плохоотсортированные песчаники, алевролиты и сланцы с прослоями и пластами бурых углей. Кроме молассовых отложений, к орогенному комплексу относятся продукты верхнемиоцен-четвертичного (андезиты, липариты, плато-базальты) вулканизма, связанного с интенсивным воздыманием складчатой системы. Покровы лав и их туфы образуют обширные большой протяженности пояса, приуроченные к Срединному хребту, Центрально-Камчатской депрессии и Восточным хребтам (Срединный и Восточный вулканические пояса по Г. М. Власову, 1964 г.). В Восточных хребтах, как известно, интенсивная вулканическая деятельность продолжается и в настоящее время.

Пространственное распределение отложений структурных ярусов, их мощность и возраст позволяют в развитии Олюторско-Камчатской системы наметить определенную закономерность. Так, в мезокайнозойском тектоническом плане, как уже указывалось, отчетливо выделяются внешняя и внутренняя зоны. Во внешней (западной) зоне нижний структурный ярус представлен в основном отложениями сантон-кампанского возраста, а во внутренней (восточной) наряду с ними появляются более молодые, маастрихт-палеогеновые формации. С другой стороны, во внешней зоне во многих местах фиксируются молассовые отложения наложенных впадин, которые во внутренней зоне отсутствуют. Наконец, с севера на юг в пределах Камчатки по фациальному составу отложений и их мощностям авторы «Тектоники Евразии» выделяют северную и южную зоны и указывают, что в южной зоне третичные образования представлены существенно сланцево-алевролитопесчаными толщами, мощность которых достигает 11—14 км. В северной же зоне мощность третичных отложений в 2—2,5 раза меньше, представлены они наряду с терригенными породами и покровами эффузивов андезитового состава (Яншин, 1966). Эти данные свидетельствуют о том, что в Олюторско-Камчатской складчатой системе, так же как и в Анадырско-Корякской, геосинклинальный процесс развивался неодновременно на всей территории, а последовательно распространяясь с запада на восток и с севера на юг, имея в целом юго-восточное направление.

В настоящее время Олюторско-Камчатская складчатая система находится в проге

Западно-Камчатско-Корякской зоны она переживает в целом заключительную стадию, хотя отдельные участки зоны, возможно, уже прошли орогенный этап (Тильман, 1969), а Курило-Камчатская зона принадлежит к современным геосинклиналям (Яншин, 1966; Тильман и др., 1969; Драновский, Берсон, 1969; Спизарский, 1971; Пушаровский, 1972; и др.).

Исходя из особенностей геологического строения Камчатки, Г. М. Власов (1958) пришел к выводу о том, что полуостров представляет

собой двойную островную дугу, в которой районы Восточных полуостровов и Восточных хребтов составляют внешнюю складчатую дугу, а Срединный хребет — внутреннюю. Эта точка зрения подтвердилась его более поздними работами и исследованиями других авторов (Александров, Леонтьев, 1970).

Анализ изложенного материала показывает, что процесс формирования Корякско-Камчатской складчатой области был сложным и носил в целом непрерывно-прерывистый характер. Начавшись в конце мезозоя на севере и западе области в зоне сочленения ее с сформированными к этому моменту структурами мезозой, процесс непрерывно охватывал во времени и пространстве территории в сторону акватории Тихого океана, постепенно вовлекая в геосинклинальное развитие все новые участки океанического дна, так что при этом происходило последовательное воздымание отдельных районов области одновременно с запада на восток и с севера на юг, обуславливая общее смещение геосинклинального процесса от мезозой в сторону океанической впадины в юго-восточном направлении. Этот процесс продолжается и в настоящее время, определяя тектоническую подвижность Олюторско-Камчатской складчатой системы и проявление в ее юго-восточных частях современного вулканизма. Намечающаяся общая направленность развития всей геосинклинальной области усложнялась напряженной тектоникой и связанными с ней блоковыми и надвиговыми перемещениями отдельных ее участков, а также наличием в пределах области жестких уступов Охотского и Эскимосского срединных массивов. Однако в целом тенденция скольжения геосинклинального режима в юго-восточном направлении, по-видимому, на всем протяжении геологической истории развития области сохранялась. Подобная миграция геосинклинальных комплексов как в пространстве, так и во времени не является специфической чертой только Корякско-Камчатской складчатой области. Она отражает общую картину развития складчатости на территории всего Тихоокеанского тектонического пояса (Пушаровский, 1972).

Одной из особенностей развития Корякско-Камчатской области является чрезвычайно широкое проявление во внутренних ее зонах в геосинклинальные (доорогенные) этапы вулканической деятельности. Индекс вулканизма* для этих зон составляет 80—100 %, что позволяет относить их к типичным эвгеосинклинальным структурам (Пушаровский, 1972).

В составе эффузивных образований как палеозойского, так и мелового геосинклинального комплексов наибольшим развитием пользуются базальтоиды спилит-диабазового ряда, среди которых кератофиры и сопровождающие их туфы занимают или явно подчиненное положение, или отсутствуют вовсе. Вулканы повсеместно сопровождаются кремнистыми и терригенными породами, образуя с ними многокилометровые толщи. Именно к этим формациям на территории области и приурочены массивы гипербазитов. С ними пространственно ассоциируют интрузии габбро, габбро-норитов и нередко плагиогранитов, реже встречаются гранодиориты и диориты. Как видно, магматизм в целом характеризуется резким преобладанием в составе продуктов основных и ультраосновных пород, столь типичных для ранних этапов развития геосинклиналей фемического профиля (Кузнецов, 1970).

Эвгеосинклинали, подобные Корякской и Курило-Камчатской, не единичны в пределах Тихоокеанского пояса и находят свои аналоги в Японии (эвгеосинклиналь Титибу), на западе Северной Америки (пояс Фрезера) и в ряде других мест, всюду пространственно тяготея к ближайшей периферии ложа Тихого океана (Пушаровский, 1972).

* Индекс вулканизма — отношение суммарного времени проявления вулканизма на собственно геосинклинальной стадии развития к продолжительности самой стадии (Пушаровский, 1972).

Другой характер носит магматизм во внешних, тыловых, зонах. Кремнисто-вулканогенные толщи здесь развиты преимущественно на стыке этих зон с эвгеосинклинальными участками (например, Таловско-Майнский антиклинорий), но в разрезах преобладают терригенные отложения. Однако и на этих участках гипербазиты приурочены к тем районам, где интенсивно проявился подводный базальтовый вулканизм. В направлении же к внешним частям в одних случаях (Пенжинско-Анадырская зона) наблюдается быстрая смена кремнисто-вулканогенных формаций терригенно-флишoidными, а место основных и ультраосновных пород занимают образования среднего и кислого состава. Среди эффузивов при этом преобладают андезито-дацитовые образования, а в интрузивных фациях — гранитоиды (Мургальский антиклинорий) (Гельман, 1970). В других случаях (Западно-Камчатско-Корякская зона) кремнисто-вулканогенные формации сменяются терригенно-флишoidными толщами, почти не содержащими магматических пород. Здесь в очень незначительных количествах встречаются мелкие, часто субвулканического характера тела гранитоидов, обогащенные щелочами. Приурочены они главным образом к разломам, ограничивающим внутренние поднятия (Геология СССР, т. XXXI, 1964).

Смена состава и форм проявления магматизма в направлении от внутренних частей Корякско-Камчатской области к внешним является закономерной не только для данной структуры, но характерна и для других складчатых областей Тихоокеанской провинции (Пушаровский, 1972).

Таким образом, и формирование тектонических структур Корякско-Камчатской области, и эволюция магматизма, как и общий ход геологической ее истории, позволяют рассматривать эту область в качестве типичного объекта среди кайнозойских складчатых структур Тихоокеанского тектонического пояса, располагающихся в переходной зоне океан—континент.

ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СОВРЕМЕННОЙ СКЛАДЧАТОЙ СТРУКТУРЫ ОБЛАСТИ

По региональным геофизическим данным, земная кора Корякско-Камчатской складчатой области имеет резко неоднородное и зональное строение, определяющееся сочетанием в ее пределах блоков с континентальным, промежуточным и океаническим типом коры (Яншин, 1966; Николаевский, 1969; и др.).

По границе области с Охотско-Чукотским вулканогенным поясом повсеместно фиксируется ярко выраженный гравитационный уступ с величиной перепада до 150 мгл, которым отделяются районы с относительно высокими значениями аномалии силы тяжести Корякско-Камчатской области от гравитационной депрессии мезозойских структур (рис. 3). Средняя мощность земной коры в пределах области составляет 25 км, а для мезозойских структур — 40 км*.

Распределение мощностей внутри области характеризуется преимущественно линейной формой участков с повышенной и пониженной мощностью и значительными ее градиентами (рис. 4). При этом глубинное строение отдельных участков области различно.

На территории Анадырско-Корякской системы глубина до поверхности Мохо колеблется от 28 до 40 км. Минимальные мощности коры фиксируются в Пенжинско-Анадырской зоне и на севере Корякской, где выделяется Охотско-Анадырское валообразное поднятие поверхнос-

* Характеристика глубинного строения Корякско-Камчатской области приводится в основном по работе А. А. Николаевского (1969).



1 2 3

Рис. 3. Схема основных элементов гравитационного поля Корьяско-Камчатской складчатой области (по Николаевскому, 1969).

1 — относительные максимумы силы тяжести; 2 — относительные минимумы силы тяжести; 3 — зоны повышенных градиентов силы тяжести.

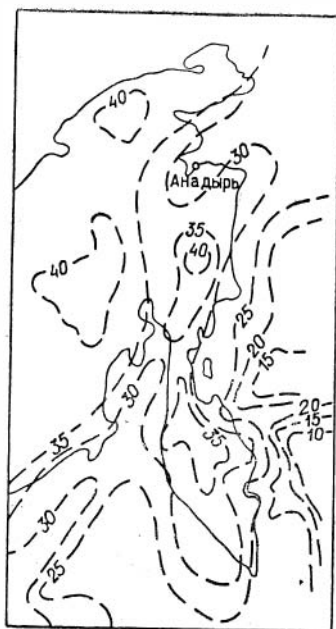


Рис. 4. Схема мощностей земной коры Корьяско-Камчатской складчатой области (по Николаевскому, 1969).

ти М (Николаевский, 1969). Здесь мощности коры варьируют от 25 до 33 км, из которых 15—18 км приходится на «базальтовый» слой и 10—15 км — на «гранитный». Н. А. Беляевский и А. А. Борисов (1964) считают, что на этом поднятии наряду с большой мощностью кайнозойских и мезозойских пород резко увеличена мощность палеозойских складчатых образований и выпадают из разреза коры отложения допалеозойского фундамента. Они полагают, что палеозойский комплекс лежит непосредственно на «базальтовом» слое. В Корьяской складчатой зоне мощность коры увеличивается от 35 до 43 км, из которых 50% приходится на «гранитный» и 50% — на «базальтовый» слой. В целом земная кора Анадырско-Корьяской системы, по Э. Э. Фотиади и Г. И. Каратаеву (1963), относится к континентальному типу.

Олюторско-Камчатская складчатая система от Анадырско-Корьяской также отделяется гравитационным уступом с перепадом значений силы тяжести более 20 мгл. Глубина до поверхности Мохо здесь от 35 до 25 км при колебании мощности «базальтового» слоя от 18 до 5 км. В региональном плане системе отвечает моноклираль поверхности М, воздымающаяся в сторону Берингова моря. В этом же направлении происходит быстрое сокращение мощности «базальтового» и «гранитного» слоев до полного исчезновения последнего в глубоководных участках акватории. Изменение мощности вулканогенно-осадочного, «базальтового» и «гранитного» слоев происходит резко, часто уступами с величиной градиентов до 250 мгл.

Гравитационные аномалии в пределах описываемой системы ориентированы в северо-восточном направлении и совпадают с простираанием ее тектонических элементов. Вдоль Олюторско-Восточно-Камчатского

антиклинория на территории Камчатки и далее на юг в пределах Курильской островной дуги фиксируется зона глубинных разломов, отражающих плоскость Притихоокеанского пояса. Она выражена гравитационным уступом и системой линейных интенсивных магнитных аномалий. Плоскость наклонена в сторону Азиатского материка под углом 40° .

Не менее разительны отличия в характере магнитного поля для Анадырско-Корякской и Олюторско-Камчатской складчатых систем. В Анадырско-Корякской системе магнитное поле резко дифференцировано. В Пенжинско-Анадырской зоне выявляются полосовые интенсивные положительные аномалии, осложненные аномальными участками (Усть-Бельский, Пенжинский и др.) с мозаичным строением магнитного поля. Корякская зона характеризуется в общем отрицательным полем, на фоне которого выделяется ряд площадей развития максимумов (бассейн рек Хатырки и Великой). В районе их аномалии в целом ориентированы в субширотном направлении, но местами имеют северо-западное, северо-восточное и меридиональное простирание. Особо в магнитном поле Анадырско-Корякской системы отличается территория бассейна р. Анадырь и Анадырского залива, выделяемая А. А. Николаевским (1969) в Эскимосскую аномальную зону. Последняя характеризуется сложным неоднородным характером магнитного поля, состоящим из системы линейных и мозаичных аномалий различной интенсивности и ориентировки.

В Олюторско-Камчатской складчатой системе магнитное поле также характеризуется значительной неоднородностью. Западно-Камчатско-Корякская зона по характеру магнитного поля близка в пределах Корякской зоны Анадырско-Корякской системе. В Курило-Камчатской же зоне выделяется ряд полос максимумов и минимумов общего северо-восточного простирания с интенсивностями отдельных аномалий до 1500 и более гамм. В ряде участков простирание аномалий меняется на северо-западное (Южная Камчатка — Тихонов, Ривош, 1961; Николаевский, 1969) или субмеридиональное (о. Карагинский). На севере зоны, в районе Олюторского п-ова, полосовые аномалии осложняются аномалиями мозаичного строения.

Характер гравитационного и магнитного полей в пределах Корякско-Камчатской области обусловлен целым рядом факторов, из которых основными (по А. А. Николаевскому) являются: 1. Неоднородность состава пород фундамента. 2. Наличие крупных тектонических нарушений с приуроченными к ним выходами интрузивных пород кислого, основного и ультраосновного состава. 3. Изменение гипсометрического уровня складчатого основания и 4. Глубинные факторы. К последним относятся аномальные массы, лежащие на глубине в несколько десятков километров в основании коры или в верхней мантии.

С другой стороны, совместный анализ гравитационных и магнитных данных показал, что на территории Корякско-Камчатской области наблюдается совпадение протяженных гравитационных уступов с линейными зонами магнитных аномалий. Подобные соотношения между аномальными гравитационными и геомагнитными полями отражают неоднородность фундамента и связаны с зонами разломов глубокого заложения (Фотиади, Каратаев, 1963; Николаевский, 1969; Чиков, 1972). Исходя из этого, на территории области можно выделить три такие зоны глубинных разломов: Западно-Камчатско-Анадырскую, Восточно-Камчатско-Корякскую и Камчатско-Вывенскую (рис. 5).

Западно-Камчатско-Анадырская зона глубинных разломов располагается на стыке Корякско-Камчатской области с мезозоидами Северо-Востока СССР, с которыми тектонические структуры области граничат по Западно-Камчатскому, Тайгоносскому и Орловско-Каменскому глу-

бинным разломам. По нарушениям глубокого заложения границат и структурно-фациальные зоны внутри складчатых систем. Так, в Анадырско-Корякской системе по Пекульнейско - Майнскому глубинному разлому проходит граница между Пенжинско-Анадырской и Корякской зонами, а в Олюторско-Камчатской системе Вывенский глубинный разлом разделяет Западно-Камчатско-Корякскую и Курило - Камчатскую складчатые зоны.

Восточно-Камчатско-Корякская зона глубинных разломов на территории Камчатки приурочена к ее восточному краю, отделяет по Восточно-Камчатскому глубинному разлому зону перехода от суши к акватории Берингова моря. В пределах Корякского нагорья эта зона приурочена также к прибрежным частям и фиксируется Корякским глубинным разломом.

Все отмеченные разломы относятся к группе внутригеосинклинальных (Апродов, 1964) и принадлежат, по классификации А. А. Николаевского (1969), к типу межглыбово - магмоконтролирующих. С другой

стороны, как это видно на рис. 5, Западно-Камчатско-Анадырская и Восточно-Камчатско-Корякская зоны глубинных разломов по простиранию пересекают разновозрастные тектонические элементы (Анадырско-Корякскую и Олюторско-Камчатскую системы), проявляясь по отношению к плективным структурам в одних случаях как продольные, а в других — как поперечные нарушения. Это позволяет относить указанные зоны разломов к категории сквозных зон дробления (проницаемости) (Апродов, 1964; Николаевский, 1969; Чиков, 1972). Они в общем плане почти параллельны друг другу, протягиваются в пределах

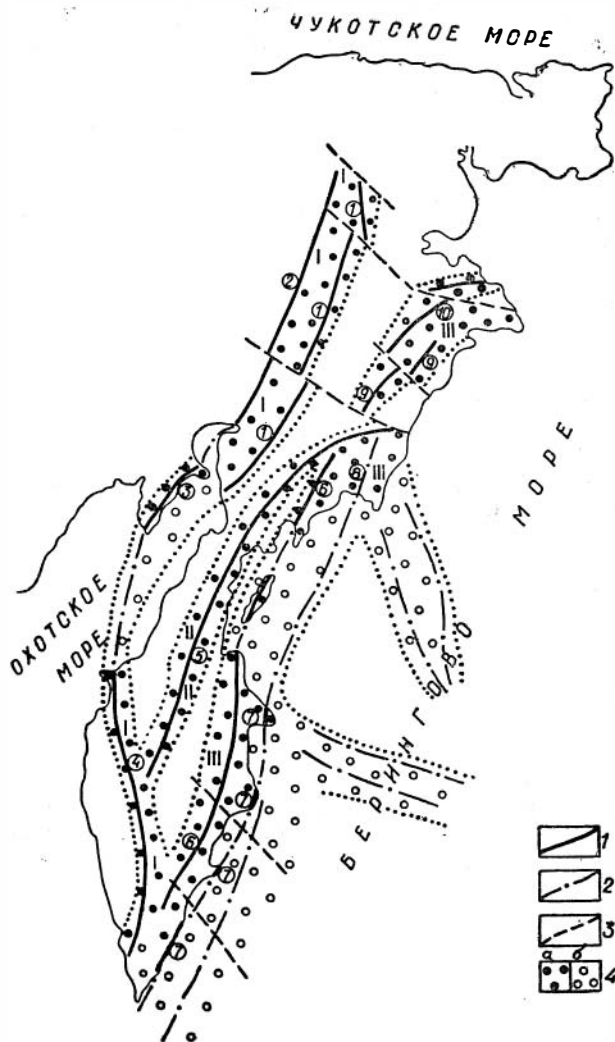


Рис. 5. Схема размещения глубинных разломов в Корякско-Камчатской складчатой области (составлена по данным Чикова, 1972; Булиной и др., 1968; Красного, 1964; Николаевского, 1969, и автора).

1 — разломы на материках; 2 — разломы в акваториях; 3 — поперечные разломы; 4 — площади развития кремнистостулканогенных формаций с массивами гипербазитов: а — установленные, б — предполагаемые по геофизическим данным.

Зоны глубинных разломов: I — Западно-Камчатско-Анадырская, II — Камчатско-Вывенская, III — Восточно-Камчатско-Корякская. Глубинные разломы: 1 — Пекульнейский, 2 — Орловско-Каменский, 3 — Тайгоносский, 4 — Западно-Камчатский, 5 — Камчатско-Вывенский, 6 — Восточно-Камчатских хребтов, 7 — Восточно-Камчатский, 8 — Апукский, 9 — Хатырский, 10 — Койвэрланско-Пылгинский.

области в северо-восточном направлении и осложнены на отдельных участках поперечными разрывными нарушениями (см. рис. 5). Камчатско-Вывенская зона глубинных разломов по отношению к описанным выше является секущей (диагональной) и, по-видимому, более молодой, о чем косвенно может свидетельствовать раздробление северной части Восточно-Камчатско-Корякской зоны глубинных разломов на ряд отдельных ветвей, кулисно заходящих друг за друга. Возможно, образование ее связано с тектоническими процессами, протекающими в пределах глубоководной котловины Берингова моря. Это предположение весьма вероятно, поскольку Камчатско-Вывенская зона разломов пространственно совпадает с продолжением на суше северной границы этой котловины.

В целом описанные зоны глубинных разломов на территории Корякско-Камчатской складчатой области образуют сложный рисунок, имеющий в плане И-образную форму, нарушенную рядом поперечных региональных разрывов. Система разломов области относится к казахстанскому типу и определяет весь ее структурно-тектонический план.

Роль зон проницаемости глубокого заложения в развитии земной коры и складчатых структур общеизвестна (Пейве, Синицын, 1950; Пейве, 1960), а определяющее их значение в размещении гипербазитовых массивов в складчатых сооружениях бесспорно (Егоян, Хаин, 1953; Хесс, 1957; Пинус и др., 1955; Пинус, Велинский, 1970; Книппер, 1968; Михайлов, 1962; и др.). Это хорошо иллюстрируется и на нашем примере. В этой связи весьма показательны исследования Л. И. Красного (1964) и особенно Б. М. Чикова (1972). Ими убедительно показано, что на территории области отмеченные выше зоны глубинных разломов четко контролируют пространственное положение кремнисто-вулканогенных формаций и ассоциирующих с ними массивов гипербазитов (см. рис. 5). Вне этих зон, судя по съемочным работам, тела ультраосновных пород не встречаются.

Внутренняя структура зон недостаточно ясна. Более или менее определено можно говорить о надвиговом (или поддвиговом) характере отдельных участков Корякского и Восточно-Камчатского глубинных разломов (Власов, 1958; Николаевский, 1969; Богданов, 1969). Для остальных же зон глубинных разломов этот вопрос составляет предмет предстоящих исследований.

Коротко сформулируем основные выводы, вытекающие из анализа изложенного материала:

1. Корякско-Камчатская складчатая область относится к геосинклинальным сооружениям кайнозойского возраста и, располагаясь в переходной зоне от континента к океану, представляет собой типичный пример складчатых структур Тихоокеанского подвижного пояса.

2. Геологическое развитие области происходило сложным путем. Геосинклинальный процесс медленно смещался с севера на юг и с запада на восток области, постепенно вовлекая в складчатость отдельные ее участки и захватывая все новые территории океанического дна. Это обусловило особенности строения и историю развития всей структуры, которые позволяют в ее составе выделить две самостоятельные разновозрастные складчатые системы: Анадырско-Корякскую и Олюторско-Камчатскую. Первая является зоной ранней консолидации области (эоцен), вторая находится в процессе геосинклинального развития.

3. В строении складчатых структур каждой системы отчетливо выделяется собственно геосинклинальный и орогенный комплексы. При

этом для внутренних частей в целом характерен эвгеосинклинальный режим развития, а для внешних — преимущественно миогеосинклинальный.

4. Массивы гипербазитов обнаруживают тесную пространственную связь с районами развития кремнисто-вулканогенных формаций ранних этапов развития складчатых структур эвгеосинклинального типа. Положение тел гипербазитов и вмещающих их вулканогенно-осадочных отложений отчетливо контролируется зонами глубинных разломов. Последние являются долгоживущими и охватывают разновозрастные тектонические элементы.

5. По региональным геофизическим данным, земная кора в пределах области имеет резко неоднородное и зональное строение, определяющееся наличием в ее составе блоков с континентальным, промежуточным и океаническим типом коры. Несколько упрощая картину, можно наметить общую тенденцию уменьшения мощности коры от континента в сторону Тихого океана.

Глава II

ГИПЕРБАЗИТОВЫЕ ПОЯСА, ИХ ГЕОСТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАССИВОВ

Как говорилось в предыдущей главе, размещение гипербазитовых массивов и вмещающих их кремнисто-вулканогенных толщ строго определяется зонами глубинных разломов. Анализ фактического материала показывает, что основная масса тел гипербазитов приурочена пространственно к Западно-Камчатско-Анадырской и Восточно-Камчатско-Корякской продольным зонам глубинных разломов и значительно менее — к диагональной системе разломов Камчатско-Вывенской зоны (см. рис. 2, 5).

Прежде чем перейти к описанию отдельных поясов, коротко остановимся на термине «гипербазитовый пояс» в нашем понимании. Конкретной формулировки его в геологической литературе нет. Однако большинство исследователей этот термин трактует по Х. Хессу (1939), понимая под ним более или менее линейное расположение серии массивов в пространстве (обусловленное приуроченностью их к крупным разрывным нарушениям), имеющих одинаковый возраст с геосинклинальным прогибом, в котором они формируются. В такой трактовке в понятие «гипербазитовый пояс» вкладывается как морфологический, так и возрастной критерий. К сожалению, при рассмотрении конкретных гипербазитовых поясов оценить однозначно эти критерии бывает очень трудно. В первую очередь это вызвано тем, что возраст гипербазитов, как известно, прямыми геохронологическими методами определять пока не удается. Установление же его по сумме геологических данных не всегда дает надежные результаты. С другой стороны, датировка заложения той или иной складчатой структуры, в пределах которой располагаются массивы гипербазитов, также бывает неопределенна или значительно растянута по времени.

Наконец, при определении возраста пород гипербазитового пояса по геологическим данным у исследователя часто нет уверенности в том, что входящие в его состав массивы являются разновозрастными, и в большинстве случаев бывает очень трудно, а подчас и невозможно решить, формирование всех массивов связано с развитием той геосинклинальной структуры, в отложениях которой они вмещаются, либо же часть из них является образованиями складчатого основания, попавшими в более высокие горизонты коры под воздействием тектонических процессов. Поэтому целесообразно исключить из понятия «гипербазитовый пояс» возрастной фактор и вкладывать в термин только морфоструктурные признаки. Исходя из этого, под гипербазитовым поясом мы понимаем *цепь гипербазитовых массивов, связанных в пределах крупной складчатой структуры только приуроченностью к зоне единого глубинного разлома.*

На территории Корякско-Камчатской складчатой области можно выделить целый ряд гипербазитовых поясов, которые по отношению к тектоническому плану области занимают определенное положение. Одна группа поясов приурочена к границе внешних и внутренних зон внутри каждой складчатой системы или к границе между системами, другая же располагается во внутренних частях внутренних зон. В обо-

их случаях гипербазитовые массивы пространственно связаны с выходами кремнисто-вулканогенных толщ эвгеосинклинального типа и контролируются разрывными нарушениями.

В предыдущем разделе было показано, что эти закономерности в размещении отдельных гипербазитовых массивов и поясов в целом определяются положением в пространстве зон глубинных разломов, имеющих большую ширину и значительную протяженность (см. рис. 5). Исходя из этого, на территории Корякско-Камчатской области мы в соответствии с названием глубинных разломов выделяем три крупные зоны развития гипербазитов: Западно-Камчатско-Анадырскую (внешнюю), Восточно-Камчатско-Корякскую (внутреннюю) и секущую их Камчатско-Вывенскую. Это продиктовано не только размерами и обособленностью в пространстве площадей, на которых развиты массивы ультраосновных пород, но и особенностями вещественного состава последних (см. ниже).

В работах предыдущих исследователей в пределах области выделялись либо два пояса — Западно-Камчатский и Восточно-Камчатский (Михайлов, 1955), соответствующие Западно-Камчатско-Анадырской и Восточно-Камчатско-Корякской зонам, либо один — Курило-Камчатско-Корякский с Западно-Камчатской и Восточно-Камчатской ветвями (Святловский, 1960).

ЗАПАДНО-КАМЧАТСКО-АНАДЫРСКАЯ ГИПЕРБАЗИТОВАЯ ЗОНА

Эта зона протягивается в северо-восточном направлении на расстояние ~2500 км от северной оконечности Пекульнейского хребта на севере до мыса Сивучий (п-ов Камчатка) на юге. В пределах ее массивы гипербазитов образуют обособленные цепи, объединяемые нами в гипербазитовые пояса. В Западно-Камчатско-Анадырской зоне по региональному признаку выделяются два таких пояса: на территории Анадырско-Корякской складчатой системы — Западно-Чукотский, а Олюторско-Камчатской — Западно-Камчатский.

Западно-Чукотский гипербазитовый пояс

Под этим названием объединяются цепи массивов гипербазитов, прослеживающиеся в северо-восточном направлении от п-ова Тайгонос на юге до Пекульнейского хребта на севере. Общая протяженность пояса с перерывами составляет около 1000 км.

Выходы массивов приурочены к границе Пенжинско-Анадырской и Корякской складчатых зон и контролируются Тайгоносским и Пекульнейско-Майнским глубинными разломами (см. рис. 5).

Вдоль этих разломов по геофизическим данным (Николаевский, 1964, 1969; Чиков, Иванов, 1963; Чиков, 1972) выявляются четкая гравитационная ступень и зона интенсивных магнитных аномалий. В области гравитационного уступа фиксируется перепад мощностей земной коры, достигающий местами 10 км и обусловленный флексурным перегибом поверхности Мохо.

В магнитном поле глубинные разломы подчеркиваются узкой полосой повышенных значений ΔT , прослеживающейся от Пенжинской губы включительно до хр. Пекульней. Интерпретация магнитных аномалий показала, что они вызываются протяженными телами с высокой намагниченностью (Чиков, Иванов, 1963). Установлено также, что наиболее интенсивные аномалии на поверхности всегда совпадают с выходами гипербазитовых тел, что позволяет хорошо прослеживать контуры их под покровом перекрывающих отложений и обнаруживать

не вскрытые эрозией массивы. Это становится возможным еще и потому, что положительные магнитные аномалии в зонах разломов совпадают с участками больших градиентов силы тяжести (Чиков, 1967).

Учитывая эти данные, можно полагать, что фактически насыщенность Тайгоносского и Пекульнейско-Майнского глубинных разломов телами гипербазитов значительно выше наблюдаемой на современном эрозионном срезе. В частности, по расчетам упомянутых авторов в южной части Пекульнейско-Майнского разлома (в районе Парапольской впадины) возможны массивы гипербазитов на глубине 200—400 м.

В пределах Западно-Чукотского гипербазитового пояса на современном уровне в настоящее время насчитывается более 150 массивов, площадь выходов которых колеблется от нескольких десятков и сотен квадратных метров до нескольких сотен квадратных километров (Усть-Бельский и Куюльский массивы). Общая площадь известных массивов составляет более 1300 км².

Форма тел в плане чаще всего линзообразная с длинной осью, вытянутой в соответствии с простираем вмещающих толщ и разрывных нарушений. Неправильная форма характерна обычно для крупных массивов. Вместе с тем в большинстве случаев, за исключением мелких линз серпентинитов, как показывают геологические и геофизические наблюдения, интрузивы гипербазитов представляют собой пластинообразные тела, залегающие согласно с вмещающими их породами. Внутренняя структура массивов очень сложная, что связано с широким проявлением в них дизъюнктивной тектоники.

Массивы гипербазитов размещены в основном среди кремнисто-вулканогенных отложений, датируемых в настоящее время большинством исследователей нижним мелом. Наряду с этим в поясе встречаются отдельные тела, пространственно связанные с осадочно-вулканогенными толщами палеозойского возраста (Понтонейские горы).

Среди вулканогенных пород преобладают эффузивы основного состава — альбитизированные диабазы, пироксеновые и пироксен-плагноклазовые порфиры, спилиты и их туфы. Лавы чередуются с яшмами, кремнистыми сланцами и терригенными породами (песчаники, алевролиты). В составе палеозойских толщ, кроме того, широким развитием пользуются карбонатные отложения, которые встречаются и в свитах нижнего мела, но только там они резко подчинены кремнисто-вулканогенным ассоциациям пород.

Вмещающие массивы гипербазитов породы метаморфизованы преимущественно до стадии зеленокаменной, реже амфиболитовой и глаукофановой фаций. Они собраны в линейные складки северо-восточного простираения с крутыми углами наклона крыльев.

Ультраосновные породы представлены в основном перидотитами, среди которых преобладают гарцбургиты, и в меньшей мере дунитами. Другие разности гипербазитов (лерцолиты и верлиты) встречаются не повсеместно и чаще всего занимают подчиненное положение.

Как правило, породы в той или иной степени серпентинизированы, а в мелких телах полностью превращены в серпентиниты. В составе большинства крупных тел, кроме того, широким развитием пользуются продукты высокотемпературного метасоматоза, представленные жилами диопсидитов, энстатитов и вебстеритов и реже гранатсодержащими (эклогитоподобными) образованиями. Характерной чертой массивов — как описываемого, так и других поясов Корякско-Камчатской области — является очень незначительное развитие в них продуктов низкотемпературного изменения — кварц-карбонатных и тальк-карбонатных пород, талькитов, актинолитов и др.

В тесной пространственной связи с выходами ультраосновных пород находятся секущие их тела габброидов, сложенные нормальными габбро, габбро-норитами, оливиновыми габбро и другими их разновид-

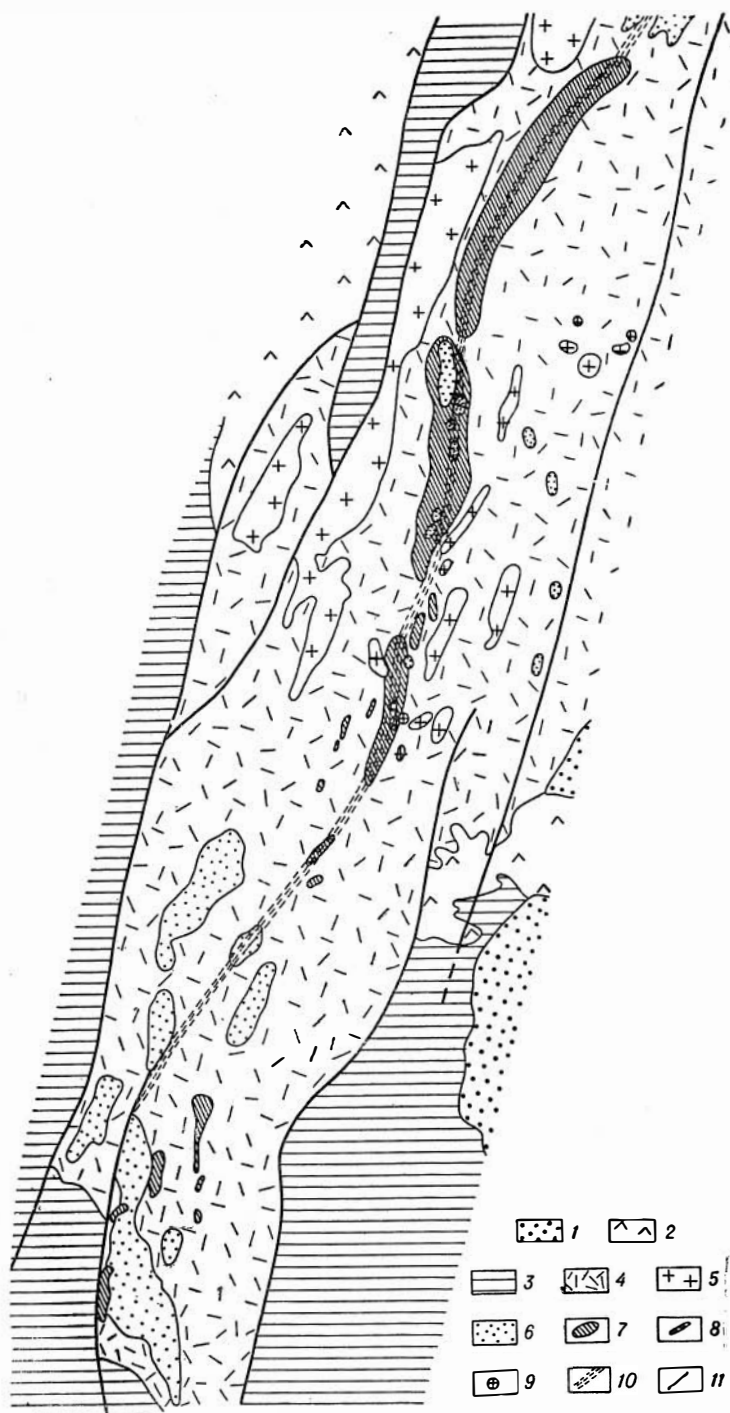


Рис. 6. Схема геологического строения Пекульнейской ветви (составлена по материалам Кайгородцева, 1961, 1966, с дополнениями и изменениями автора).

1 — четвертичные отложения; 2 — базальты, андезиты, дациты и их туфы палеогенового возраста; 3 — аргиллиты, алевролиты, песчаники, конгломераты верхнего (?) мела; 4 — алевролиты, песчаники, конгломераты, известняки, спилиты, диабазы, порфириды, альбитофиты, яшмы, туфы, метаморфические сланцы нижнего (?) мела; 5 — диориты, плагиограниты, граниты, гранит-порфиры; 6 — габброиды; 7 — гипербазиты; 8 — эклогитоподобные породы; 9 — выходы глаукофановых сланцев; 10 — зоны смятия и метасоматоза; 11 — главные тектонические нарушения.

ностями. На отдельных участках к выходам гипербазитов приурочены небольшие интрузивы плагиогранитов.

В составе Западно-Чукотского гипербазитового пояса нами выделены четыре обособленные ветви (с севера на юг): Пекульнейская, Майнская, Маметчинско-Куюльская и Пенжинская.

Пекульнейская ветвь. Это северное звено Западно-Чукотского пояса. Цепь гипербазитовых тел ветви приурочена к северному отрезку Пекульнейско-Майнского глубинного разлома и прослеживается вдоль осевой части Пекульнейского хребта (см. рис. 5 и 6).

Тектоническая структура последнего представляет собой субмеридионально вытянутый асимметричный Пекульнейский (Бычинский) горст-антиклинорий. В строении его принимают участие морские и континентальные отложения. Первые слагают восточное крыло антиклинория, а вторые западное. Степень дислоцированности пород также различна, и если на восточном крыле они смяты в крутые линейные, часто опрокинутые на восток складки, то на западном — лишь незначительно покороблены и образуют пологие северо-западного простирания складки (Кайгородцев, 1961).

С запада и востока антиклинорий ограничен крупными региональными разломами, по которым он сочленяется с Танюерской и Бельской наложенными впадинами, выполненными угленосной молассой эоцен-миоценового возраста и четвертичными осадками. На севере структура перекрывается эффузивными образованиями Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, а на юге — отложениями Анадырской впадины, под которыми она прослеживается по геофизическим данным.

В сводовой части антиклинория обнажаются вулканогенно-осадочные образования фаунистически охарактеризованного нижнего мела, с угловым несогласием перекрывающиеся на крыльях терригенными породами верхнего мела и туфогенно-эффузивными — палеогена (см. рис. 6).

В основании стратиграфического разреза нижнего мела залегают фаунистически охарактеризованные породы валанжина мощностью от 2 до 3 км (Кайгородцев, 1966 а, б). Представлены они кремнисто-вулканогенными фациями, среди которых широко развиты спилиты, вапниты, диабазы, порфириты, кератофиры и их туфы, яшмы, кварциты, радиоляриты и кремнистые сланцы. В ряде мест валанжин перекрывается терригенными (песчаники, гравелиты, конгломераты) и карбонатными отложениями готерива с фауной симбирскитов. Венчается разрез нижнего мела флишовой баррем-аптской или терригенно-вулканогенной апт-альбской толщами, содержащими остатки аммонитов. В составе последней появляются эффузивы среднего и кислого состава, чередующиеся с пластами сопровождающих их пирокластов. В обоих случаях породы готерив-апта залегают на свитах валанжина и находятся с ними в тектоническом контакте.

Верхний мел представлен отложениями сеноманского, туронского и сенонского ярусов. Они слагаются исключительно терригенными морскими и континентальными комплексами, охарактеризованными соответствующей фауной. В основании разреза верхнего мела залегают базальные гравелиты и конгломераты с галькой нижележащих пород. Свиты верхнемелового возраста ложатся на различные горизонты нижнего мела. В западном крыле горст-антиклинория вскрываются угленосные континентальные отложения с обильной флорой верхнего сенона — дания.

Суммарная мощность меловых образований — около 12 000 м.

С угловым несогласием отложения мела перекрываются палеогеновыми лавами базальтов, андезито-базальтов, андезитов и дацитов, чередующихся с туфами этих пород.

Гипербазитовые массивы приурочены к осевой части горст-антиклинория и контролируются зоной нарушения северо-восточного простирания. Они рвутся и метаморфизуются телами габброидов и плагиогранитов. Последние являются более молодыми по сравнению с интрузиями габбро.

Метаморфизм вмещающих ультраосновные породы отложений в целом отвечает фации зеленых сланцев. Однако в зоне нарушения степень метаморфизма резко возрастает. Здесь кремнисто-вулканогенные образования превращены в кварц-слюдяные, кварц-альбит-хлоритовые, альбит-эпидот-актинолитовые, альбит-хлорит-цоизитовые, амфибол-цоизитовые, альбит-эпидот-глаукофановые и амфибол-эпидот-гранатовые сланцы. По мере удаления от нарушения метаморфизм резко ослабевает до стадии зеленосланцевого перерождения.

В пределах тектонической зоны интенсивные изменения испытывают также гипербазиты и габброиды. Последние образуют широкую гамму апогаббровых пород с набором минеральных ассоциаций: клиноцоизит+амфибол+альбит+хлорит+сфен; клиноцоизит+амфибол+эпидот+альбит+хлорит+сфен; клиноцоизит+гранат+амфибол+хлорит+сфен.

В гипербазитах изменения выражаются в интенсивной амфиболизации пород (паргасит). Следует отметить, что этот процесс характерен вообще для ультрабазитов всей Пекульнейской ветви, что отличает их от гипербазитов других районов Анадырско-Корякской системы. Другой специфической чертой пород описываемой ветви является почти полное отсутствие в них ромбического пироксена, что в целом определяет существенно верлит-дунитовый состав массивов.

В пределах Пекульнейской ветви в настоящее время известно 17 самостоятельных выходов гипербазитов, образующих как мелкие линзы, так и крупные тела площадью до 30 км². Наиболее значительны Бычинский (31 км²), Янранайский (23 км²) и Пекульнейский (10 км²) массивы, имеющие форму круто падающих на юго-восток пластин. Нами исследовались все указанные объекты, но наиболее детально изучены Пекульнейский и Янранайский массивы.

В качестве примера приведем описание Пекульнейского гипербазитового массива. Он обнажается в верхнем течении р. Северный Пекульнеев. Прослеживается на расстоянии 8 км в виде полосы шириной от 0,7 до 1,4 км, постепенно выклинивающейся в южном направлении (рис. 7). Тело гипербазитов простирается в субмеридиональном направлении согласно с вмещающими его отложениями валанжинского возраста. Последние в районе выходов массива образуют наклоненную на юго-восток моноклираль, в основании которой залегают диабазы, миндалекаменные базальтовые и андезитовые порфиры, перемежающиеся с пластами и пачками пирокластических пород. Вверх по разрезу среди эффузивов появляются прослои кремнистых сланцев с редкими маломощными пластами известняков.

На контакте с гипербазитами вмещающие породы интенсивно раздроблены и перемяты, содержат многочисленные зеркала скольжения и тектоническую глину. В основном отложения рамы метаморфизованы до фации зеленых сланцев. В юго-восточном экзоконтакте тела обнажаются кальцит-эпидот-альбитовые сланцы, в которых был обнаружен глаукофан.

Сложен массив главным образом в различной степени серпентинизированными дунитами и верлитами, выходы которых чередуются между собой, обуславливая полосчатое строение интрузива. Характерной особенностью пород является очень непостоянное соотношение слагающих их оливина и клинопироксена, вследствие чего состав гипербазитов быстро изменяется от дунитов до обедненных оливином верлитов и пироксенитов. Обогащенные оливином разности приуро-

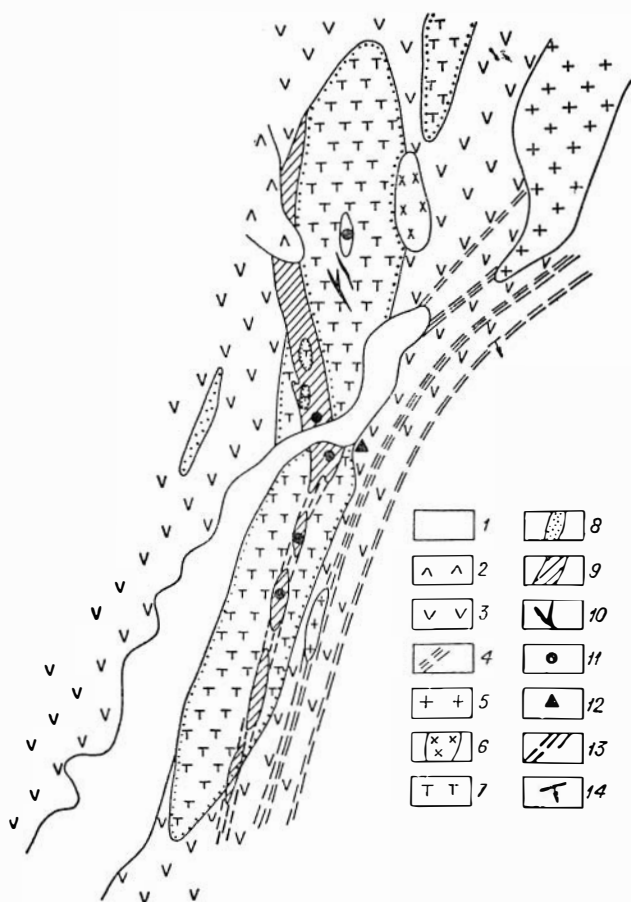


Рис. 7. Схема геологического строения Пекульнейского массива.

1 — четвертичные отложения; 2 — палеоген: базальты; 3 — нижний мел (валанжин); вулканогенные породы основного состава; 4 — нижний мел (валанжин): кремнистые отложения; 5 — гранитоиды; 6 — габброиды; 7 — дуниты и верлиты; 8 — серпентиниты; 9 — апогаббровые метасоматические кальциево-силикатные породы; 10 — жилы пироксенитов; 11 — выходы эклэгитоподобных пород; 12 — выходы глаукофановых сланцев; 13 — зона смятия и метасоматоза; 14 — элементы залегания пород.

правильная форма зерен пироксенов, имеющая нередко «лапчатые» очертания с отростками, заходящими далеко между субизометричными кристаллами оливина.

Акцессорные минералы в породах представлены хромшпинелидами; в дунитах — пикотитом, в верлитах — зеленым плеонастом и пикотитом, в диопсидитах — плеонастом. В перидотитах плеонаст по отношению к пикотиту является всегда более поздним и в отличие от последнего, как правило, резко ксеноморфным по отношению ко всем минералам. В пироксенитах помимо шпинели в составе акцессориев нередко присутствует магнетит.

Гипербазиты по восточному контакту прорываются габброидной интрузией. Кроме того, отдельные выходы аналогичных габбро встречаются в виде изолированных «пятен» по всему телу массива и нередко сопровождаются жилами габбро-пегматитов, габбро-норитов и пироксен-роговообманковых габбро.

Контакты гипербазитов и габброидов очень сложные. Между ними существуют все переходы от нормального габбро через меланократовые оливиновые габбро и троктолиты к пироксенитам. В приконтакто-

чены к центральной и северо-восточной частям массива, где они чередуются с полосами пород, сложенных существенно диопсидитами. Широким развитием пользуются и жилы пироксенитов (диопсидитов). Вдоль контактов тела развивается относительно узкая полоса, сложенная серпентинитами.

Железистость оливина в ряду дунит — верлит — пироксенит в среднем меняется от 9 до 14%, а клинопироксен как в диопсидсодержащих дунитах, так в верлитах и пироксенитах имеет довольно постоянный состав и отвечает диопсиду с небольшим процентом геденбергитовой молекулы.

Типичная особенность пироксенов пород Пекульнейского, а также Янранайского и Бычинского массивов — наличие в них ярко выраженной диагеновой отдельности, несущей отчетливые следы деформаций и дробления. Показательным является также и не-

вых частях в габброидах встречены ксенолиты перидотитов, содержащих плагиоклаз. Такие же плагиоклазсодержащие верлиты в виде узкой быстро выклинивающейся полосы наблюдаются в экзоконтактных частях габброидного интрузива. При этом количество плагиоклаза в гипербазитах вкрест простирания контакта резко сокращается до полного исчезновения.

Помимо габбро, тело Пекульнейского массива в юго-восточной его оконечности прорывается плагиогранитами. Непосредственно на контакте появляются линзы альбититов, а гипербазиты превращены в серпентиниты, в составе которых преобладает хризотил; отмечаются также малоомыленные прожилки хризотил-асбеста.

Возраст гипербазитов описываемого и других массивов Пекульнейской ветви по геологическим данным условно определяется как нижнемеловой на основании приуроченности гипербазитовых тел к кремнисто-вулканогенной формации валанжина, наличия прорывающих их габброидов в гальке конгломератов апт — альба и обломков серпентинитов в гравелитах из отложений условно нижнемелового возраста (Кайгородцев, 1961, 1966а). Приведенные факты могут уверенно датировать лишь верхнюю возрастную границу внедрения массивов. Истинный же возраст пород остается неустановленным.

Майнская ветвь. Гипербазитовые массивы, объединенные в эту ветвь, располагаются в пределах Майнской антиклинали, являющейся северным окончанием сложнопостроенного Таловско-Майнского антиклинория, приуроченного к Пекульнейско-Майнскому глубинному разлому (см. рис. 2, 5).

Цепь тел гипербазитов прослеживается на протяжении 100 км от р. Анадырь на севере (Усть-Бельский массив) до нижнего течения р. Канчалан (Эльденырский массив) на юге.

В строении Майнской антиклинали принимают участие главным образом отложения нижнего (валанжин) и верхнего (сеноман — турон) мела. В виде небольших тектонических клиньев среди них обнажаются отложения девона — нижнего карбона и юры, несогласно перекрытые породами палеогенового возраста (рис. 8).

Палеозойский комплекс вскрывается на юго-западе Усть-Бельского и по восточному контакту Эльденырского массивов и имеет с ультраосновными породами четко выраженные тектонические контакты. По данным Г. Г. Кайгородцева (1966а), отложения представлены доломитизированными известняками, яшмами, песчаниками и конгломератами. По мнению некоторых исследователей, к палеозою относятся также метаморфизованные туфопесчаники, кварциты и амфиболиты, обнажающиеся в юго-западной части Усть-Бельского массива. В бассейне р. Канчалан палеозойские образования трансгрессивно перекрываются терригенными отложениями верхней юры, которые вместе с подстилающими их породами зажаты в тектоническом блоке, приуроченном к зоне разлома.

На левобережье р. Анадырь верхняя юра без видимого несогласия сменяется породами нижнемелового возраста, которые слагают сводовую часть Майнской антиклинали.

Отложения нижнего мела представлены двумя различными по формационному составу толщами. К востоку от зоны глубинного разлома в разрезе нижнего мела преобладают кремнисто-вулканогенные образования (спилиты, диабазы, зеленые и сургучные яшмы, радиоляриты, кремнистые сланцы), а к западу — морские терригенные осадки (песчаники, алевролиты, сланцы с пачками известняков).

В зоне разлома вулканогенные и терригенные породы интенсивно изменены и превращены в альбит-хлоритовые, кварц-альбит-хлоритовые и хлорит-актинолитовые сланцы и амфиболиты. Среди них встречаются (Кайгородцев, 1966а) глаукофановые сланцы. В метаморфи-

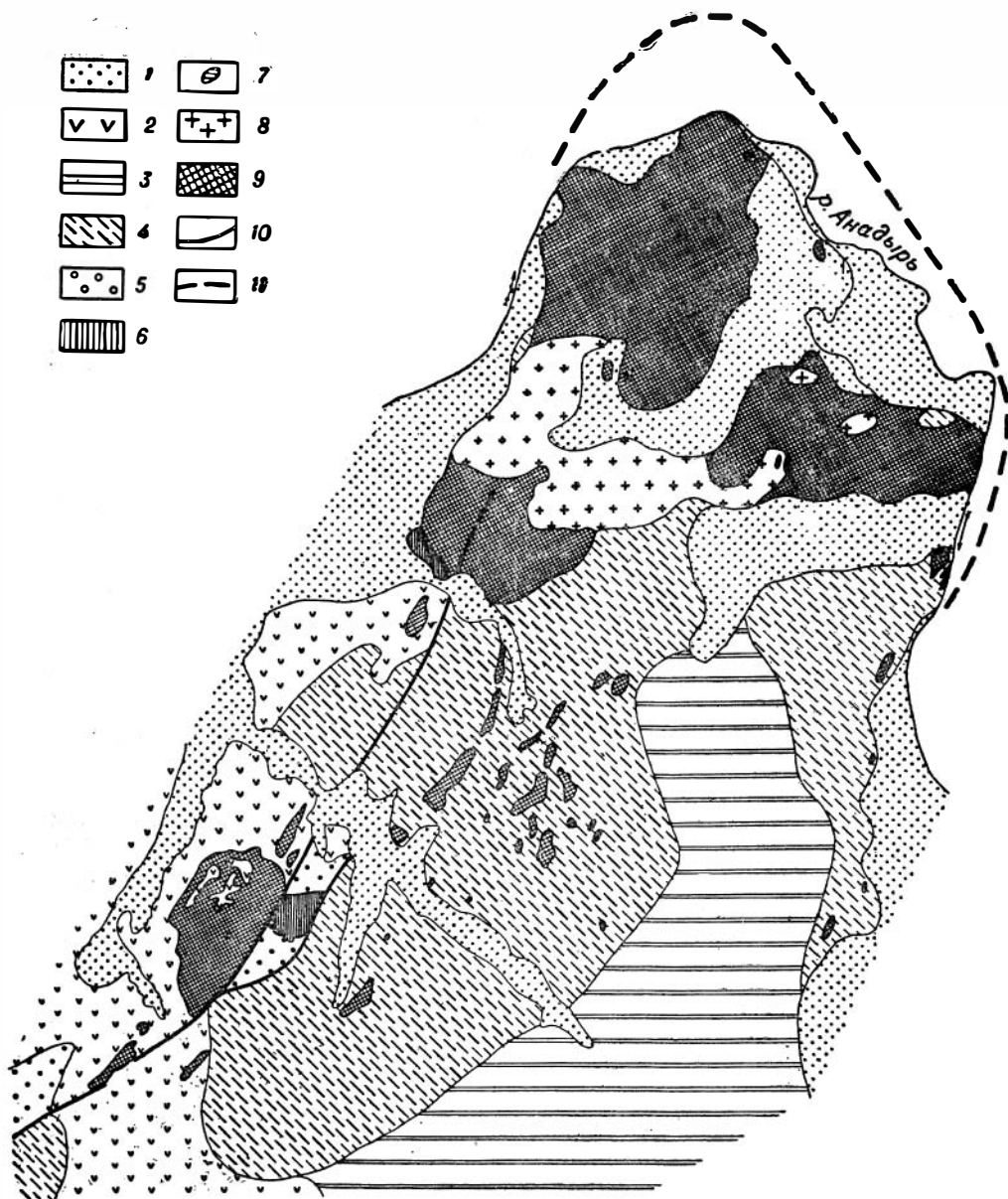


Рис. 8. Схема геологического строения Майнской ветви.

1 — четвертичные отложения; 2 — палеоген: базальты, дациты, туфы, песчаники, алевролиты, гравелиты, конгломераты; 3 — верхний мел (сеноман — турон): конгломераты, песчаники, алевролиты, 4 — нижний мел (валанжин): диабазы, спилиты, туфы, яшмы, терригенные отложения; 5 — юра (?): терригенные отложения; 6 — палеозой: известняки, кварциты, яшмы, метаморфические сланцы; 7 — гранит-порфиры, микрограниты; 8 — габбро; 9 — гипербазиты; 10 — главные тектонические нарушения; 11 — контуры Усть-Бельского массива, установленные по геофизическим данным.

ческих сланцах обнаружены фауна и комплекс радиолярий валанжинского возраста (там же).

С перерывом и угловым несогласием на свитах нижнего мела залегает терригенная толща, сложенная чередующимися пачками песчаников, алевролитов и конгломератов и охарактеризованная фауной сеноман — турона. В конгломератах обнаружена галька гипербазитов (Кайгородцев, 1966б).

Меловые и палеозойские отложения перекрываются морскими терригенными и континентальными вулканогенными породами палеогена.

При этом на участках, расположенных на запад от глубинного разлома, преобладают песчаники, алевролиты, гравелиты, конгломераты с прослоями песков и углей, а к востоку от него — покровы базальтов, дацитов и сопровождающих их пирокластических пород. На вулканах палеогена залегают слабосцементированные косослоистые конгломераты, гравелиты и песчаники неогена.

Тела гипербазитов приурочены к осевой части Майнской антиклинали и встречаются среди кремнисто-вулканогенных валанжинских образований, имея с ними повсеместно тектонические контакты. Совместно с гипербазитами тесно ассоциируют рвущие их крупные и мелкие интрузии габброидов. И те и другие прорываются мелкими штоками или дайками плагиогранитов, возраст которых по аналогии с соседними районами датируется в пределах олигоцена (Кайгородцев, 1966 б).

В составе Майнской ветви в настоящее время насчитывается около 40 выходов ультраосновных пород. Из них на долю Усть-Бельского и Эльденырского массивов приходится более 90% площади, занятой телами гипербазитов. Остальные массивы располагаются между этими двумя интрузивами, имеют линзообразную форму и размеры от первых сотен квадратных метров до первых квадратных километров. По данным магнитометрии, они являются отдельно приподнятыми тектоническими блоками единого крупного тела гипербазитов, фланги которого представлены Усть-Бельским и Эльденырским массивами. Особое положение занимает цепочка мелких выходов ультраосновных пород на правобережье р. Анадырь в районе р. Утесики. Они непосредственно не связаны с отмеченной группой массивов и, по-видимому, трассируют одну из сопряженных с главным разломом зону нарушения.

Характерным для гипербазитов ветви является наличие в них метасоматически измененных апогаббровых пород следующего состава: эпидот+альбит+хлорит+сфен+плагиоклаз, хлорит+везувиан+гранат, хлорит+амфибол+гранат+везувиан, скаполит+хлорит+амфибол+гранат+везувиан. Эти породы развиты в основном в Усть-Бельском массиве. В районе же Эльденырского интрузива как габброиды, так и гипербазиты (Васецкий, 1962 г.) превращены на отдельных участках в амфибол-эпидот-пренитовые образования, сходные с породами, развитыми в массивах Пекульнейской ветви. Прежде чем характеризовать ультраосновные породы Майнской ветви, остановимся на более детальном описании Усть-Бельского массива.

Это — один из наиболее крупных массивов на всей территории Северо-Востока СССР. Он занимает обширную площадь (около 600 км²) в пределах Усть-Бельских гор, ограничиваясь с запада, севера и востока долиной р. Анадырь. На юге и юго-востоке породы массива перекрываются рыхлыми отложениями долин правых притоков р. Анадырь — реками Мавриной и Утесики.

С различной степенью детальности массив изучался П. И. Полевым (1913), И. Л. Скляр (1935), Б. Н. Елисеевым (1936), Г. Г. Кайгородцевым (1958, 1966 а). В 60-х годах на территории массива проводили работы В. Г. Касьянов, Г. И. Агальцов, А. П. Петров, В. А. Захаров и др. Наиболее детальные исследования принадлежат Г. Г. Кайгородцеву.

Нами Усть-Бельский массив детально изучался в 1966 г.; была составлена схематическая геологическая карта (рис. 9).

По данным магнитной съемки (Кайгородцев, 1966а), северо-восточный и юго-восточный контакты массива имеют сперва пологие падения, а затем резко изменяются и под крутым углом погружаются под вмещающие отложения. На западе кровля тела круто падает под долину р. Анадырь, а на юго-западе положение контакта фиксируется рядом мелких выходов ультраосновных пород, что позволяет предпо-

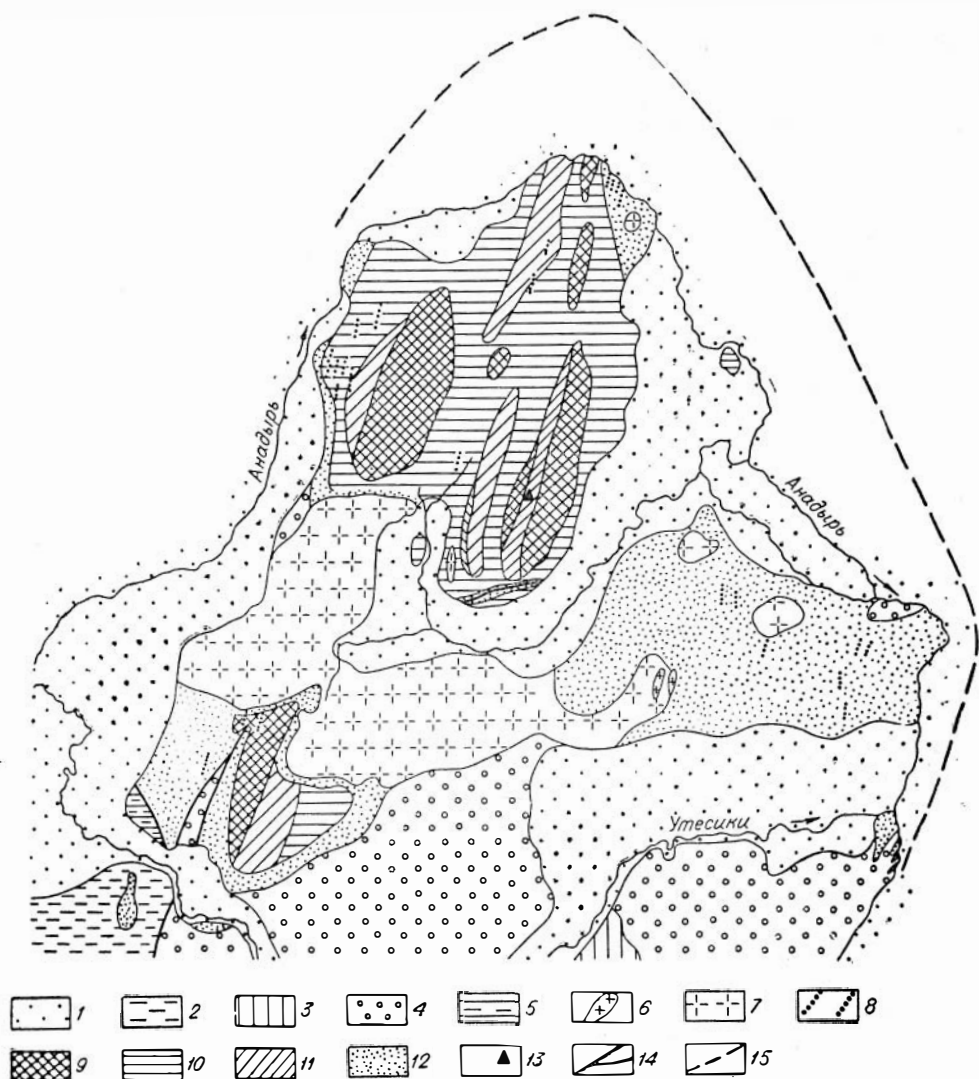


Рис. 9. Схема геологического строения Усть-Бельского гипербазитового массива.
 1 — четвертичные отложения; 2 — палеоген: терригенно-вулканогенные отложения; 3 — верхний мел; алевролиты, песчаники, конгломераты; 4 — нижний мел (валанжин): кремнисто-вулканогенные отложения; 5 — палеозой: метаморфические сланцы, кварциты, известняки; 6 — гранит-порфиры; микрограниты; 7 — габбро, оливинное габбро, троктолиты; 8 — дайки габбро и габбро-пегматитов; 9 — дуниты; 10 — гарцбургиты; 11 — лерцолиты и верлиты; 12 — серпентиниты; 13 — выходы мономинеральных амфиболовых пород; 14 — главные тектонические нарушения; 15 — контуры гипербазитового массива, установленные по геофизическим данным.

лагать небольшие его наклоны в этом направлении. Таким образом, Усть-Бельский массив — это крупное пластинообразное тело северо-восточного простирания с пологим залеганием его центральной части и крутым падением боковых поверхностей.

Массив приурочен к ядру Майнской антиклинали и располагается среди валанжинских кремнисто-вулканогенных образований. На крайнем юго-западе в тектоническом контакте с гипербазитами находятся палеозойские отложения.

Выходы ультрабазитов контролируются зоной разломов и с вмещающими их породами нижнего мела всегда контактируют по разрывным нарушениям. Повсеместно на контакте гипербазиты интенсивно серпентинизированы.

Типоморфной разновидностью пород массива служат гарцбургиты, нередко содержащие в незначительном количестве примесь моноклинного пироксена. Наряду с гарцбургитами широким распространением пользуются также дуниты и лерцолиты, менее развиты верлиты, имеющие примесь ромбического пироксена и встречающиеся повсеместно в ассоциации с лерцолитами.

Границы между различными типами пород постепенные — появляется ниже 75% и составляет в гарцбургитах 80—88% объема пород, а в пироксен в гарцбургитах на контакте их с лерцолитами. Широко развиты в составе гипербазитов различные серпентиниты.

Площади распространения главных петрографических разновидностей ультраосновных пород в массиве показаны на рис. 9. По подсчетам, 45% обнаженной поверхности занимают серпентиниты, 30 — гарцбургиты, 16 — дуниты и 9 — верлиты и лерцолиты.

Характерной особенностью состава пород Усть-Бельского массива является обогащенность их оливином, содержащим от 5 до 14% фаялитового компонента. Так, в перидотитах количество оливина не опускается ниже 75% и составляет в гарцбургитах 80—88% объема пород, а в лерцолитах и верлитах — 75—80%. В лерцолитах среди пироксенов всегда резко преобладают ромбические разновидности. Содержание клинопироксенов в верлитах составляет 15—20% объема породы. Во всех разновидностях гипербазитов акцессории представлены хромшпинелидами. Количество их в составе пород колеблется от 1 до 4% (красновато-бурый пикотит, в верлитах изредка появляется зеленый плеонаст).

Обширные поля в массиве сложены серпентинитами. Наиболее интенсивно подвергнуты серпентинизации породы периферических частей массива, а также вдоль зон тектонических нарушений и на контакте с рвущими гипербазиты интрузиями и дайками основного и кислого состава. Представлены серпентиниты в основном лизардитовыми, лизардит-антигоритовыми и антигоритовыми разновидностями. В краевых частях массива развиты преимущественно антигорит-лизардитовые серпентиниты, а в зонах тектонических нарушений и экзоконтактов рвущих интрузий — антигоритовые и реже лизардит-антигоритовые их разновидности. При этом совместно с антигоритом на этих участках нередко присутствует амфибол тремолит-актинолитового ряда и хлорит из группы пеннина. На контакте с дайками кислого состава появляются антигорит-офитовые серпентиниты и хризотилсодержащие их разновидности, в парагенезисе с которыми развиты хлорит, тальк и магнезиальный карбонат.

В целом степень серпентинизации породы во внутренних частях массива значительно ниже, чем в периферических частях.

В слабоизмененных дунитах и перидотитах серпентин представлен в основном лизардитом двух генераций. Лизардит первой генерации образует характерные петли внутри зерен оливина и ортопироксена, а второй — выполняет ячейки внутри петель.

В центральной части Усть-Бельский массив прорывается крупной интрузией габброидов, площадь выходов на поверхность которой составляет около 180 км². Интрузив сложен в основном крупно- и среднезернистыми нормальными габбро, в которых почти повсеместно первичные минералы в той или иной степени замещены амфиболом (роговой обманкой), цоизитом, пренитом и хлоритом. В экзоконтактовых зонах состав габброидов резко меняется. Здесь габбро приобретают такситовую текстуру, обусловленную чередованием лейкократовых и меланократовых разновидностей пород. В составе их появляются, а затем к контакту с гипербазитами начинают преобладать оливинсодержащие габбро, переходящие в троктолиты. В направлении от габбро к гипербазитам в первых резко возрастает содержание темноцветных минералов, нередко ксенолиты ультрабазитов. Непосредственно на контакте в ультра-

траосновных породах наблюдается плагиоклаз резко ксеноморфного габитуса, появляются породы типа плагиоклазсодержащих верлитов. Последние прослеживаются вдоль контакта в виде узкой прерывистой полосы шириной в первые десятки метров.

В экзоконтакте габбрового тела наблюдается чередование плагиоклазовых и бесплагиоклазовых разностей гипербазитов с мощностью отдельных полос до нескольких сантиметров. Здесь же встречаются маломощные жилки вебстеритов. Состоят они в основном из клинопироксена и подчиненного ему ортопироксена, содержат примесь роговой обманки. В качестве аксессуаров в них присутствует почти бесцветная шпинель. Совместно с вебстеритами обнаружены тонкие прожилки мономинеральных амфиболовых пород, сложенных крупными кристаллами паргасита. Кроме того, на этих же участках Г. Г. Кайгородцевым (1966а) описаны жилы кортландитов.

Наряду с описанным габбровым интрузивом в пределах массива встречаются мелкие штокообразные тела и дайки габбрового состава. Последние сложены обычно крупно- и гигантозернистыми (пегматондными) разностями. Наиболее густо насыщена дайками габбро северо-западная часть массива. Здесь они образуют протяженную прерывистую полосу северо-западного простирания. Некоторые из мелких тел габброидов претерпели интенсивные метасоматические изменения и превращены в родингиты.

Возраст габброидов, по данным К-Аг метода, оценивается в 120—138 млн. лет (Загзузина, 1972).

Нами была предпринята попытка определить абсолютный возраст трех образцов ультраосновных пород*:

№ обр.	Порода	Колич. K_2O , вес. %	Возраст, млн. лет
103	Мономинеральная паргаситовая	0,310	208±100
1126	Лерцолит	0,028	315±100
139	»	0,060	380±100

Ввиду малого содержания в пробах калия результаты анализов являются неопределенными. Тем не менее при сравнении их с данными И. А. Загзузиной отчетливо устанавливается значительно более молодой возраст габброидов по сравнению с гипербазитами, с которыми они пространственно ассоциируют.

Маметчинско-Куюльская ветвь. Массивы гипербазитов этой ветви слагают протяженную цепь, которая прослеживается от Маметчинского п-ова на юго-западе через Таловские и Понтонейские горы в среднее течение р. Ваги. В структурном отношении тела гипербазитов приурочены в южной части ветви к Таловско-Майнскому, а в северной — к Ваежскому антиклинориям (см. рис. 2) и контролируются крупным разрывным нарушением, которое хорошо фиксируется по геофизическим и геологическим данным (Тарасенко, 1971).

В пределах выделяемой ветви в настоящее время насчитывается около 50 гипербазитовых массивов, площадь выходов которых составляет ~ 400 км². Наиболее крупные Куюльский (330 км²) в бассейне р. Куюл, Пакловаямский (26 км²) на юго-запад от Куюльского, Энычай-ваямский на водоразделе рек Упупкина и Энычайвая (27 км²) и Маметчинский (17 км²), обнажающийся на территории Маметчинского п-ова.

Большинство же массивов небольших размеров, в пределах первых квадратных километров. Основная их масса сосредоточена в районе Куюльского массива, на простирании выходов этого крупного тела.

* Определения проводились Л. В. Фирсовым, ИГиГ СО АН СССР.

Все массивы в плане имеют вытянутую линзо- или пластинообразную форму и ориентированы в северо-восточном направлении согласно с простиранием вмещающих их пород. Контакты тел с окружающими породами тектонические, сопровождаются нередко зонами рассланцевания и брекчирования вмещающих их отложений.

Тела гипербазитов в пределах Маметчинско-Куюльской ветви в подавляющем большинстве приурочены к отложениям нижнего мела (редко палеозоя — Понтонейские горы) и нигде не проникают в более молодые отложения. Более того, в разрезе нижнемеловых пород массивы гипербазитов особенно тесно ассоциируют с кремнисто-вулканогенными образованиями кингвеевской свиты, возраст которой, по палеонтологическим данным, надежно датируется в объеме берриас — низы валанжина (Похиалайнен, 1970). Ранее большая часть этих пород относилась либо к верхнему палеозою — нижнему мезозою (Михайлов, Заединова, 1960), либо к сенону (Богидаева, Матвеев, 1960).

В составе кингвеевской свиты преобладают спилиты, диабазы и туфы основного состава с прослоями пестроокрашенных яшм, которые местами цементируют подушки спилитовых лав. В подчиненном количестве среди вулканогенных пород развиты мраморизованные известняки и терригенные песчано-сланцевые отложения. В отдельных случаях массивы гипербазитов располагаются среди вулканогенно-терригенных образований мелякасынской свиты. Последние согласно перекрывают породы кингвеевской свиты, представлены туфогенными песчаниками, сланцами, кремнистыми алевролитами и туфами, чередующимися с покровами спилитов и диабазов. Отложения мелякасынской свиты охарактеризованы фауной валанжинских ауцелл (Похиалайнен, 1970).

В районе Маметчинского п-ова выходы гипербазитов по разломам контактируют с отложениями тылакрьельской свиты, состоящей из пачек глинистых сланцев и туфов с редкими прослоями андезито-базальтов и диабазов; свита согласно лежит на породах валанжина, перекрывается алевролитами, туфопесчаниками и туфобрекчиями кармаливаямской свиты барремского возраста. Стратиграфически выше с размывом эти образования сменяются фаунистически охарактеризованными аптскими терригенными осадками айлыгской свиты, в базальных конгломератах которой обнаружена галька гипербазитов (Михайлов, 1962). Приведенные данные однозначно указывают на доаптский возраст внедрения большинства массивов гипербазитов описываемой ветви, что противоречит представлениям М. В. Богидаевой и В. Т. Матвеев (1960), которые датировали их поздним мелом (сенонем).

Особое место в Маметчинско-Куюльской ветви занимают гипербазиты Понтонейских гор. Здесь они залегают среди отложений кремнисто-вулканогенной толщи палеозойского (девон — пермь) возраста (Михайлов, 1955, 1960, 1962; Пономарева, Добрецов, 1966). Возраст внедрения гипербазитов в этом районе, по-видимому, также не моложе верхнего палеозоя, что устанавливается по возрасту метаморфизма габброидной интрузии, прорывающей тело гипербазитов, 183—236 млн. лет (Пономарева, Добрецов, 1966).

В структурном отношении тела гипербазитов приурочены к осевым частям антиклиналей или горст-антиклиналей и лишь в районе Маметчинского п-ова находятся в зоне разлома, секущего Маметчинскую синклиналь.

В качестве типоморфного массива Маметчинско-Куюльской ветви приводим краткую характеристику Куюльского гипербазитового массива. Он обнажается в центральной части Таловских гор и образует линейно вытянутое в северо-восточном направлении пластинообразное тело, залегающее согласно с вмещающими его кремнисто-вулканогенными отложениями кингвеевской свиты (берриас — валанжин). Протя-

женность массива около 65 км, максимальная ширина в средней части достигает 12 км. К флангам тело постепенно выклинивается, погружаясь под вмещающие его толщи нижнего мела. На юго-западе и северо-востоке по простиранию массива обнажается ряд мелких гипербазитовых тел, которые являются частями основного массива (рис. 10). Эта связь подтверждается данными магнитометрической съемки: зафиксированы повышенные значения магнитного поля на участках, разделяющих отдельные выходы гипербазитов.

Северо-западный контакт массива на всем протяжении носит тектонический характер, а на юго-востоке на большей части массив перекрыт рыхлыми четвертичными отложениями Парапольской впадины. Во многих местах непосредственно на гипербазитах без каких-либо следов воздействия залегают в виде остатков кровли кремнисто-вулканогенные отложения кингвеевской свиты. Более крупное поле вмещающих пород, выполняющих грабеноподобную мульд, отмечается в центральной части массива (бассейн рч. Канкуваям). Здесь с породами пространственно связаны выходы крупного линейной формы интрузива габброидов, рвущего как гипербазиты, так и отложения кингвеевской свиты. Мелкие выходы таких же габбро, являющиеся, по-видимому, апофизами единой крупной габброидной интрузии, в большом количестве отмечаются по всему массиву, концентрируются они в основном в его восточной части (см. рис. 10). Кроме того, ультраосновные породы Куюльского массива и габброиды прорываются мелкими штокообразными телами диоритов и плагиогранитов.

Куюльский массив имеет очень сложную внутреннюю структуру, определяющуюся наличием в теле интрузива серии дизъюнктивных нарушений. Одни из них протягиваются в центральной части вдоль массива и фиксируются зонами расланцевания и брекчирования пород. При этом в последнем случае очень часто цемент имеет карбонатный состав. Происходило ли смещение отдельных блоков массива по этим нарушениям, сказать трудно из-за отсутствия каких-либо конкретных данных по этому вопросу.

Другая система дизъюнктивных трещин сечет массив вкрест его простирания. По ним происходит смещение отдельных блоков интрузива в вертикальном и горизонтальном направлении, что обуславливает сложную конфигурацию массива в плане.

В целом Куюльский массив, по нашим наблюдениям, имеет форму поломанной в центре пластины мощностью до 1,0—1,5 км, северные части которой имеют крутое падение на северо-запад, а южные — пологое на юго-восток. К ослабленной центральной части массива и приурочены основные выходы габбро, диоритов и гранитоидов, а также большая часть остатков кровли.

Породы массива представлены в основном серпентинитами и серпентинизированными перидотитами. Серпентиниты преимущественно апоперидотитовые и наиболее широко развиты в южной части массива, а также по его периферии. Кроме того, серпентиниты слагают узкие полосы вдоль тектонических нарушений и экзоконтактовые зоны рвущих гипербазиты интрузий габброидов и гранитоидов. По минеральному составу серпентиниты подразделяются на лизардитовые, антигорит-лизардитовые, хризотил-антигорит-лизардитовые, хризотил-антигоритовые и антигоритовые разности (Пинус, Велинский и др., 1973). Для серпентинитов Куюльского массива характерно наличие в них большого количества тонких прожилков хризотил-асбеста, которые пространственно тяготеют к экзоконтактам прорывающих тело гипербазитов интрузивов габброидов и особенно гранитоидов. На этих же участках серпентиниты интенсивно карбонатизированы, амфиболизированы и изредка оталькованы. Почти повсеместно породы хлоритизированы, а в отдельных случаях серпентин полностью замещен хлоритом.

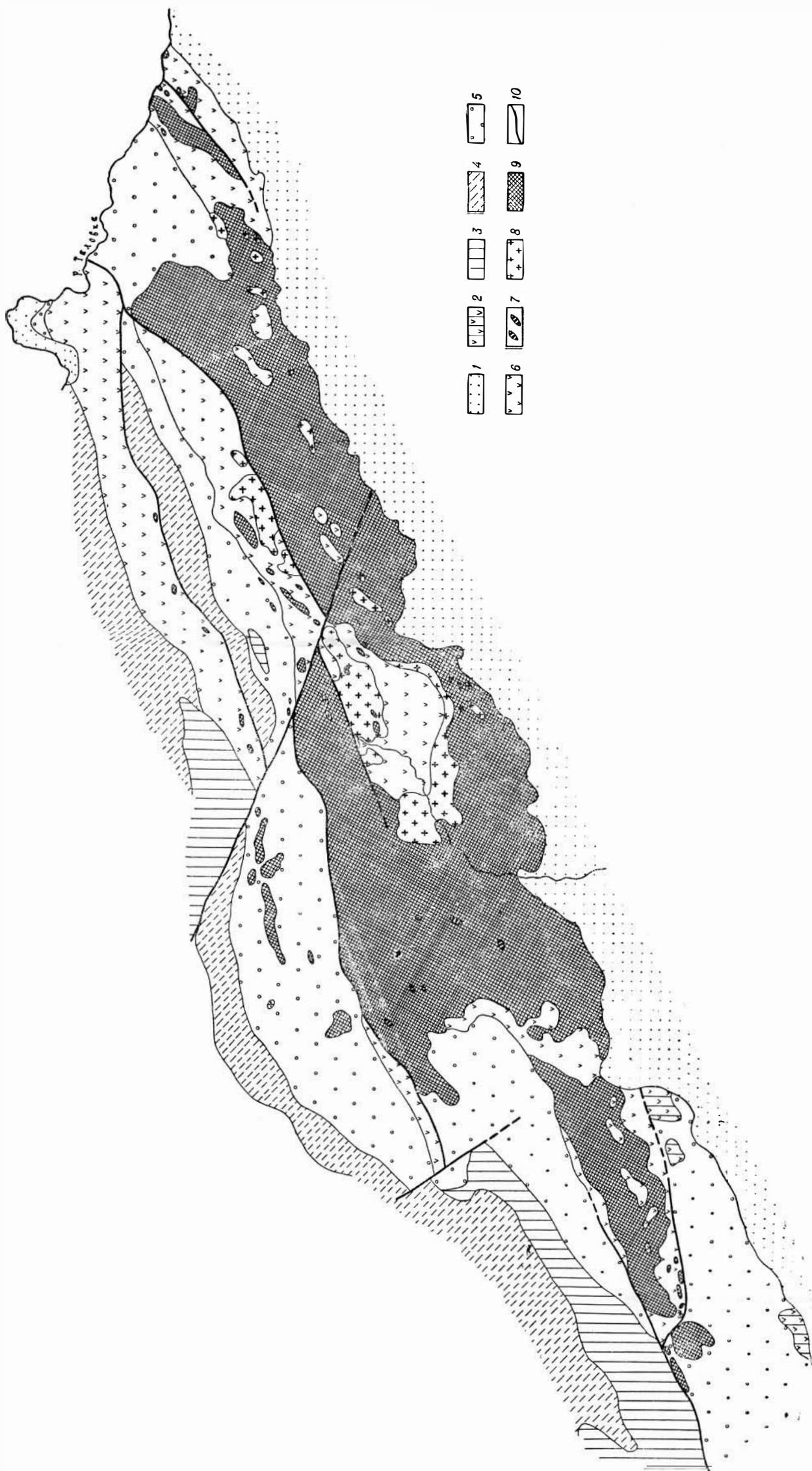


Рис. 10. Схематическая геологическая карта Куольского массива.

1 — четвертичные отложения; 2 — лавы андезитов и дацитов третичного возраста; 3 — палеоген: песчанники, конгломераты, туфы; 4 — нижний мел (апт-альб): песчанники, конгломераты, туфы; 5 — верхний мел (берриас — нижний валанжин): слилиты, диабазы; 6 — основной и средний состав, диабазы; 7 — диориты и плагиограниты; 8 — габбро и габбро-нориты; 9 — гипербазиты нерасчлененные; 10 — главные тектонические нарушения.

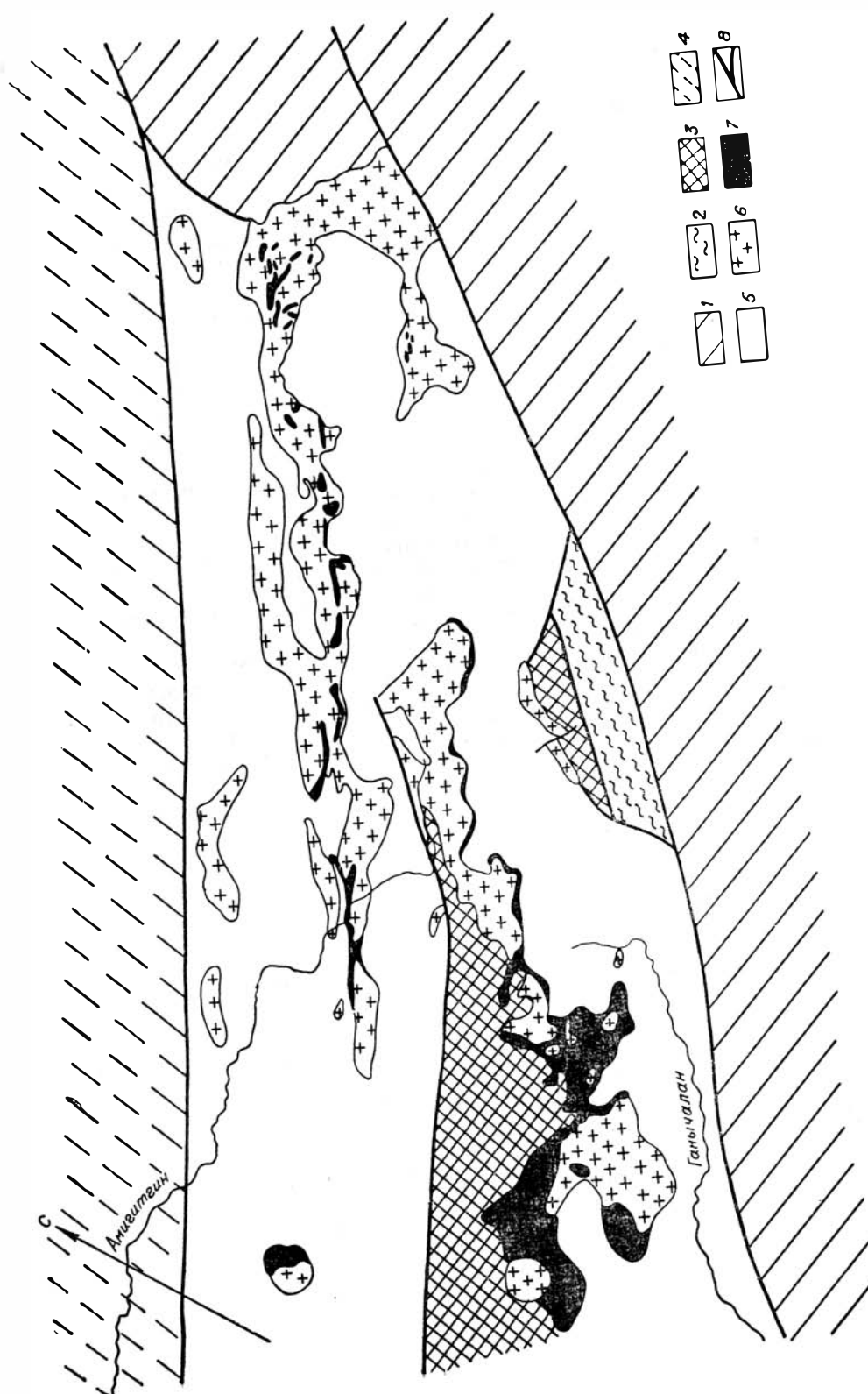
Среди серпентинизированных перидотитов наиболее распространены гарцбургиты и лерцолиты. Эти породы, как правило, слагают наиболее высокие части хребта Таловских гор, при этом лерцолиты развиты в районах с наибольшими гипсометрическими отметками. В глубоко эродированных участках вскрываются с характерной желтой коркой выветривания серпентинизированные дуниты. Выходы прослеживаются в основании долин сильно врезанных водотоков. Кроме того, в составе слагающих массив ультраосновных пород в незначительном количестве встречаются верлиты. Они образуют небольшие прерывистые полосы, которые оконтуривают габброиды и мощные жилообразные тела крупно- и гигантозернистых диопсидитов, реже энстатитов и вебстеритов.

Интрузив габброидов, прорывающий гипербазиты Куюльского массива, наиболее полно обнажается в бассейне верхнего течения р. Ганкуваям и руч. Конгломератового. Выходы его приурочены к контакту гипербазитов с вмещающими их кремнисто-вулканогенными породами кингивеевской свиты. Интрузив сложен в основном нормальными габбро и габбро-норитами, которые вблизи контактов с гипербазитами постепенно сменяются сперва меланократовыми неравномернозернистыми оливиновыми габбро, а затем пироксеносодержащими троктолитами. В оливиновых габбро непосредственно в контакте с ультраосновными породами содержатся многочисленные ксенолиты серпентинизированных перидотитов, в которых отчетливо проявляются процессы полевошпатизации пород. В других местах на контакте габброидов и гипербазитов возникают прерывистые по простиранию маломощные зоны, сложенные тонко чередующимися меланократовыми габбро и пироксенитами с лейкократовыми габбро, доходящими до анортозитов. Наконец, в ряде обнажений габбро-нориты находятся в контакте с гипербазитами без переходной зоны оливиновых габбро и ксенолитов ультраосновных пород. Во всех случаях комплекс габброидов имеет резкие четкие контакты с гипербазитами. Последние представлены иногда полевошпатизированными перидотитами, которые на протяжении первых десятков метров в удалении от контакта сменяются бесполевошпатовыми гарцбургитами и лерцолитами. При этом количество плагиоклаза в породах резко уменьшается по мере удаления от границы контакта. В районе развития полевошпатовых гипербазитов нередки, кроме того, жилы лейкократовых габбро, габбро-пегматитов и клинопироксенитов.

Подобные сложные взаимоотношения как внутри габброидов, так и между габбро и гипербазитами наблюдаются только в том случае, когда интрузия габбро обнажается на значительных площадях. В мелких же выходах и дайках габбро обычно представлены габбро-пегматитами или грубозернистыми габбро, лишь иногда содержащими редкие зерна ортопироксена. Вмещающие их гипербазиты испытывают только сильную серпентинизацию, превращаясь в сплошные черные серпентиниты существенно антигоритового состава.

Кроме габброидов, как указывалось выше, гипербазиты Куюльского массива интродуцируются мелкими телами плагиогранитов. Контактные воздействия их на гипербазиты выражаются в интенсивной серпентинизации пород, сопровождающейся образованием в основном антигорит-хризотилловых или хризотилловых серпентинитов, пронизанных тонкими жилками хризотил-асбеста. С интрузивами кислого состава связаны также жилы тальцитов и хлорититов, а также небольшой мощности зоны лиственитов.

Заканчивая общее описание гипербазитов Маметчинско-Куюльской ветви, остановимся на характеристике гипербазитов и габброидов Понтонейских гор. Ультраосновные и основные породы этого района, как указывалось выше, имеют заведомо палеозойский возраст. Пространственно они связаны с крупной интрузией габбро и либо фиксируются в виде остатков кровли интрузива, либо приурочены к контактовым



- | | | | |
|---|---|---|---|
| 1 | 2 | 3 | 4 |
| 5 | 6 | 7 | 8 |

частям его с вмещающими палеозойскими отложениями (рис. 11). В тех редких случаях, когда гипербазиты образуют более или менее крупные поля, в них отмечается обилие мелких выходов габброидов одинакового состава с основной интрузией. Следовательно, на этих площадях гипербазиты также лежат на габброидах. Таким образом, Понтонейские горы представляют собой объект, в котором в результате глубокой эрозии большая часть ультраосновных пород была срезана, на современном уровне мы наблюдаем лишь реликты ранее крупного пластинообразного тела гипербазитов.

По данным А. Ф. Михайлова (1955, 1960, 1962), центральная часть Понтонейских гор района сложена осадочно-вулканогенными образованиями предположительно девонского возраста. Более поздними работами Л. Г. Пономаревой и Н. Л. Добрецова (1966) эта толща была подразделена на две свиты: нижнюю и верхнюю. Нижняя сложена метаморфизованными основными эффузивами и их туфами, локально превращенными в глаукофановые сланцы с подчиненным количеством кварцито-сланцев и кристаллических известняков. Возраст отложений свиты по возрасту главного этапа глаукофанового метаморфизма пород (данные Л. Г. Пономаревой и Н. Л. Добрецова) составляет 330—350 млн. лет и определяется как донижнедевонский.

Верхняя свита представлена значительно менее метаморфизованными терригенно-осадочными фаунистически охарактеризованными отложениями (Михайлов, 1959) нижнего карбона — перми. Интрузия габбро, с которой связаны гипербазиты, рвет и метаморфизует отложения как нижней, так и верхней свиты. Возраст метаморфизма пород верхней свиты, охватившего также и габброиды, — 183—236 млн. лет.

Гипербазиты этого района, по данным А. Ф. Михайлова (1962) и Л. Г. Пономаревой (1968), представлены в основном серпентинитами или серпентинизированными перидотитами. Последние нередко содержат полевой шпат, имеющий струйчатое распределение в породе. Такие разновидности перидотитов отмечаются вблизи контактов с габбро, где в последних присутствуют ксенолиты крупнозернистых диопсидитов или оторочки этих пород между габбро и гипербазитами. Указанные соотношения между гипербазитами и габброидами, по мнению Л. Г. Пономаревой, говорят о том, что ультрабазиты в данном случае представляют собой ксенолитоподобные реликты ранее существовавшего крупного пластинообразного тела («слоя»), ассимилированного основной магмой.

Наряду с этим Л. Г. Пономарева и А. Л. Добрецов допускают, что часть гипербазитов (в крупных полях) является продуктами дифференциации основной магмы и залегает под габброидами. Это положение ничем, однако, не доказывается и противоречит фактам, нашедшим отражение на геологической схеме. А. Ф. Михайлов же считал, что гипербазиты рвут габброиды, а М. В. Богдаева и В. Т. Матвеевко (1960) отмечали случаи залегания как гипербазитов среди габброидов, так и габброидов среди гипербазитов. Аналогичные взаимоотношения наблюдались нами на Куюльском массиве, где везде и всегда габброиды внедрены в гипербазиты, а разные соотношения между ними обусловлены морфологией рельефа и степенью эродированности массива. Это позволяет нам утверждать, что в районе Понтонейских гор габброиды повсеместно более молодые и имеют с гипербазитами интрузивные контакты. Последнее подтверждается также, с одной стороны, отмеченной выше приуроченностью полевошпатовых перидотитов к контак-

Рис. 11. Схема геологического района Понтонейских гор. Составлена по материалам А. Ф. Михайлова (1955), Н. Л. Добрецова и Л. Г. Пономаревой (1965).

1 — меловые отложения; 2 — верхнепермские; 3 — нерасчлененные каменноугольные и пермские; 4 — нижнекаменноугольные; 5 — среднепалеозойские (ордовик-девон); 6 — габбро; 7 — гипербазиты нерасчлененные; 8 — основные тектонические нарушения.

там с габбро, а с другой — особенностями распределения разных петрографических типов габброидов относительно контакта с гипербазитами. В экдоконтакте они представлены в основном такситовыми, нередко полосчатыми оливиновыми габбро и габбро-норитами, содержащими ксенолиты гипербазитов, которые вдали от контакта сменяются средне- до крупнозернистыми пироксен-роговообманковыми габбро, а затем лейкократовыми их разновидностями и габбро-диабазами (Пономарева, 1968). Габброиды и гипербазиты рвутся интрузивами и дайками плагиогранитов и долерит-порфиритов.

Пенжинская ветвь имеет северо-восточное простирание и протягивается на расстоянии 270 км от п-ова Тайгонос на юго-западе до мыса Валижген на северо-востоке. Массивы гипербазитов, входящие в состав ветви, обнажаются на трех участках Пенжинской губы. Юго-западный фланг ветви прослеживается в виде отдельных небольших тел по восточному берегу п-ова Тайгонос от побережья бухты Щель на 60 км. Далее к северо-востоку гипербазиты обнажаются на п-ове Елистратова, а затем большое количество выходов их сконцентрировано в районе мыса Валижген (см. рис. 2 и 12).

На большей части ветви массивы ультраосновных пород контролируются крупным Тайгоносским глубинным разломом. В составе ее в настоящее время насчитывается около 50 массивов (Пинус, Велинский и др., 1973), представленных как мелкими линзами, так и крупными пластообразными телами.

Гипербазитовые массивы в районе п-овов Тайгонос и Елистратова залегают среди кремнисто-вулканогенных и вулканогенно-терригенных отложений кингвеевской и мелякасынской свит (спилиты, базальты, яшмы, кремнисто-карбонатные, кремнисто-глинистые сланцы и подчиненные им терригенные породы), охарактеризованных фауной берриас-валанжина (Похилайнен, 1967; Тихомиров, 1969). Галька серпентинитов, по данным М. А. Гельмана и Г. Е. Некрасова (1968), устанавливается в конгломератах готеривского возраста.

В районе мыса Валижген (рис. 13) гипербазиты расположены среди существенно терригенных пород (граувакки, полимиктовые песчаники, гравелиты и туфы) тылакрьльской свиты готерива, а галька их обнаружена Л. А. Анкудиновым в конгломератах вышележащей кармаливаямской свиты баррема.

Сложены массивы Пенжинской ветви в основном серпентинитами, среди которых в более крупных телах сохранились небольшие участки,

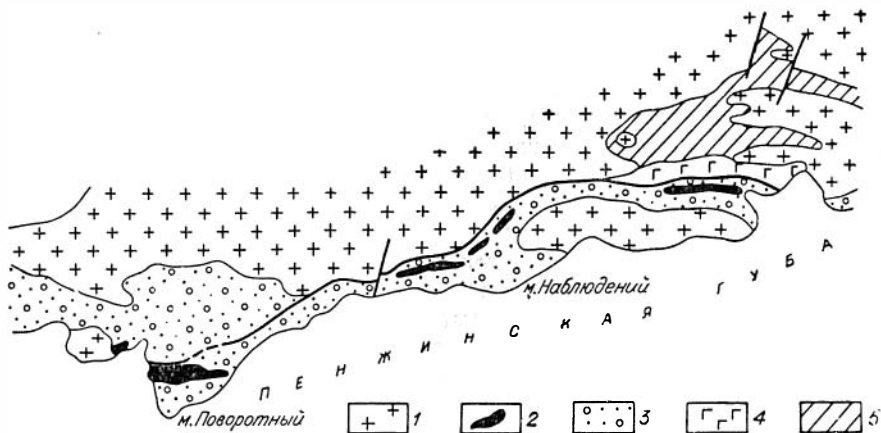


Рис. 12. Схема геологического строения прибрежной части п-ова Тайгонос (по Г. Е. Некрасову).

1 — раннемеловые гранитоиды; 2 — гипербазиты нерасчлененные; 3 — нижний мел (валанжин-готерив); кремнисто-вулканогенные и терригенные породы; 4 — метагаббро; 5 — метаморфизованные позднепалеозойские отложения.

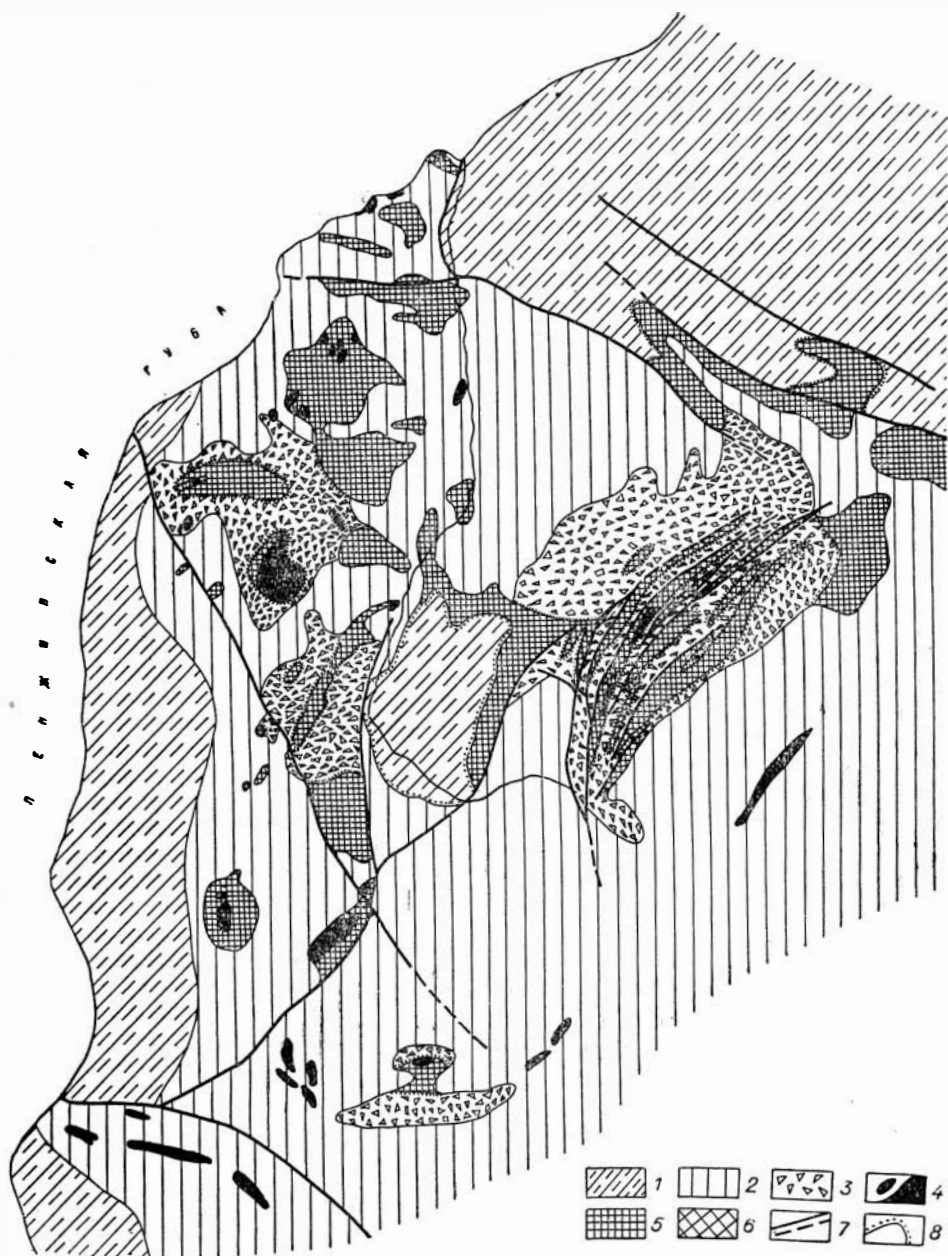


Рис. 13. Схема геологического строения района мыса Валигген.

1 — верхний мел: терригенные отложения; 2 — нижний мел: вулканогенно-осадочные и терригенные отложения; 3 — брекчии, конгломерато-брекчии, песчаники и алевролиты ультраосновного состава; 4 — интрузивы габброидов; 5 — гипербазиты нерасчлененные; 6 — выходы позднепалеозойских отложений; 7 — тектонические нарушения; 8 — границы несогласного залегания пород.

выполненные в различной степени серпентинизированными перидотитами и очень редко и в незначительном количестве серпентинизированными дунитами.

Уникальными образованиями на территории Северо-Востока СССР являются широко распространенные в районе мыса Валигген брекчии, конгломерато-брекчии, конгломераты и песчаники ультраосновного состава, пространственно ассоциирующиеся только с выходами гипербазитов.

С гипербазитовыми массивами Пенжинской ветви, как и в других участках Западно-Чукотского пояса, тесно пространственно связаны небольшие секущие их интрузивные тела габброидов. Среди них наибольшим развитием пользуются габбро-нориты и нормальные габбро. Реже среди полей развития ультраосновных пород встречаются жилы габбро-пегматитов. Вблизи гипербазитов в габброидах появляются с такситовой полосчатой текстурой оливиновые габбро и троктолиты (бассейн рек Илстой, Горелой, руч. Озерного и ряд других точек), содержащие реликты (мелкие ксенолиты) ультраосновных пород. В контакте с габбро, а также в ксенолитах встречены маломощные оторочки плагиоклазовых перидотитов, верлитов, жилы и полосы пироксенитов. Аналогичные изменения в гипербазитах наблюдаются и тогда, когда ультрабазиты остаются в виде остатков кровли на поверхности интрузивов габбро. Такие участки многочисленны в обстановке слабой эродированности габброидных интрузий. Что гипербазиты в данном случае не являются ксенолитами, хорошо устанавливается в целом ряде коренных обнажений.

Для характеристики гипербазитов Пенжинской ветви приведем описание массива горы Длинной (мыс Валижген). Этот массив интересен тем, что на отдельных его участках сохранились относительно слабо серпентинизированные разности, позволяющие судить о первичном составе ультраосновных пород. С другой стороны, в пределах массива горы Длинной широко распространены отмеченные выше классические породы ультраосновного состава, которые являются редкими образованиями не только на территории всего Северо-Востока СССР, но и в других складчатых областях Мира (Lockwood, 1971).

Схематическая геологическая карта массива приведена на рис. 13, а более подробно строение его центральной части — на рис. 14. Излагаемые ниже данные по составу и строению массива получены в результате детальной съемки, которая была выполнена нами в 1969 г.

В своей центральной части массив горы Длинной состоит из серии сближенных между собой линейно-вытянутых в северо-восточном направлении выходов ультраосновных пород, разделенных полосами брекчий, конгломерато-брекчий, гравелитов и песчаников, обломочный материал которых сложен в основном продуктами дезинтеграции гипербазитов. Общая площадь, занимаемая массивом, составляет 42 км². Он залегает среди терригенных отложений мелякасынской (валанжин) и тылакрьельской (готерив) свит раннего мела. С северо-западной стороны массив находится в тектоническом контакте с нерасчлененными отложениями позднего мела, объединенными предыдущими исследователями (Л. А. Анкудинов, В. П. Василенко) в валижгенскую свиту. Породы массива также разбиты многочисленными разрывными нарушениями северо-восточного простираения, плоскости смесителей которых падают на юго-восток под углом 10—30°.

Обнаженные на поверхности выходы гипербазитов сложены апоперидотитовыми серпентинитами и серпентинизированными гарцбургитами и лерцолитами. Количество пироксенов в лерцолитах более или менее постоянное и не превышает 20—25% объема породы.

Характерная особенность гипербазитов горы Длинной — интенсивный их катаклиз, который проявляется не только в резком нарушении оптической ориентировки породообразующих минералов (неравномерное погасание) и возникновении двойников трансляции, но и в изгибании кристаллов оливина и пироксена и их интенсивной раздробленности.

Породы массива прорваны мелкими телами габброидов, представленных нормальными разностями габбро-норитов и габбро, подвергшихся интенсивной амфиболизации и соссюритизации.

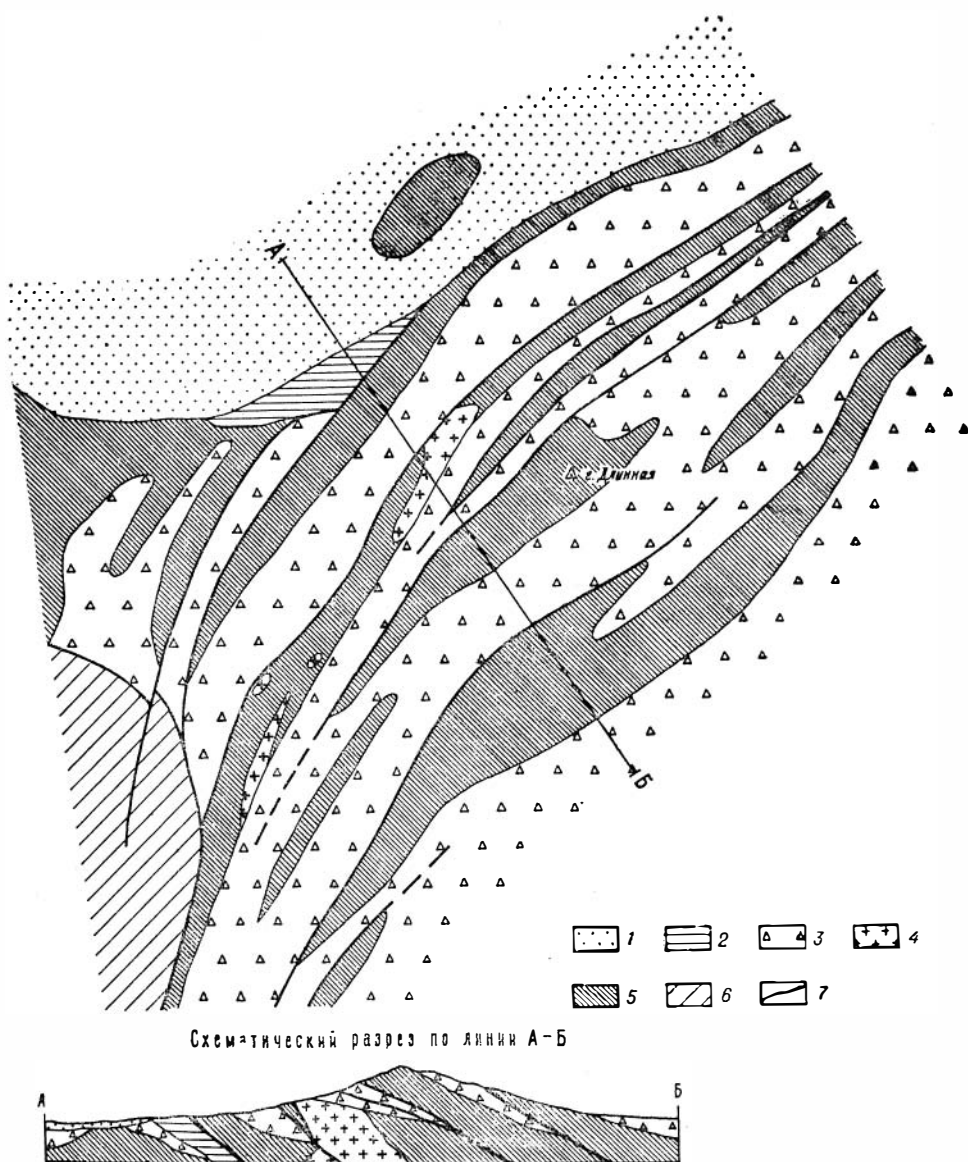


Рис. 14. Схема геологического строения центральной части гипербазитового массива горы Длинной.

1 — четвертичные отложения; 2 — верхний мел: терригенные отложения валижгенской свиты; 3 — брекчии, конгломерато-брекчии, гравелиты и песчаники ультраосновного состава; 4 — габбро; 5 — гипербазиты нерасчлененные; 6 — нижний мел: терригенные отложения мелкасинской (валанжин) и тылакрьльской (готерив) свит; 7 — тектонические нарушения.

Контакты монолитных гипербазитов с кластическими ультраосновными породами чаще всего тектонические: серпентиниты претерпевают расщепление в зоне нарушений, в породах появляются чечевицеобразная отдельность, зеркала скольжения и т. д.

Вместе с тем за пределами горы Длинной в многочисленных выходах ультрабазитов района мыса Валижген тектонические контакты между монолитными и обломочными породами нередко отсутствуют. Для этих случаев характерно пологое залегание конгломерато-брекчий и брекчий на эродированной поверхности гипербазитов. Нами неоднократно наблюдались различной формы и размеров «нашлепки» крупнообломочных пород ультраосновного состава, перекрывающих выхо-

ды гипербазитов, особенно в бассейне среднего течения р. Горелой и в верховьях ее левых притоков. Одновременно часто можно наблюдать, как кластические образования облекают в современном рельефе выходы перидотитов. При этом в разрезе обломочных пород фиксируется определенная закономерность, выражающаяся в том, что непосредственно на гипербазитах залегают крупнообломочные брекчии и конгломерато-брекчии, которые вверх по разрезу сменяются образованиями, состоящими из менее грубого материала. В целом же более 90% объема кластических пород составляют крупно- и гигантообломочные их разновидности. Четкой ритмичности в строении пачек кластических ультраосновных пород, как утверждал А. Ф. Михайлов (1962), мы не наблюдали, хотя наличие в их составе гравелитов и песчаников является установленным фактом.

Максимальная мощность пластов обломочных пород в районе горы Длинной составляет около 50 м. Степень сортировки материала в крупнообломочных разностях невелика, размер обломков колеблется от глыб в несколько кубических метров до десятков кубических сантиметров. Окатанность материала также очень неравномерная. Крупные глыбы почти не окатаны, а более мелкие несут следы очень слабой окатанности. Наряду с этим среди обломков среднего и малого размеров встречаются идеально окатанные валуны и галька уплощенной эллипсоидальной формы. Степень сортировки и окатанность обломков, входящих в состав гравелитов и песчаников, значительно выше, а размеры обломков колеблются от долей миллиметра до 4—5 см.

Количество цемента в породах обычно мало, и только лишь в гравелитах и песчаниках оно достигает 23% от объема породы (Пинус, Велинский и др., 1973). В остальных случаях содержание его определяется первыми процентами.

Обломки в породах в подавляющей своей массе представлены гипербазитами (серпентиниты и серпентинизированные перидотиты), значительно реже в них встречаются габброиды и обломки пород, вмещающих массив горы Длинной (порфириды, сланцы, перекристаллизованные известняки и др.). Последние совместно с обломками кристаллов оливина, пироксенов, хромшпинелидов, амфиболов и плагиоклазов характерны главным образом для гравелитов и песчаников:

Серпентиниты, серпентинизированные перидотиты	Оливины, пироксены, хромшпинелиды	Габбро	Порфириды и другие породы	Цемент	%
64,3	4,1	6,6	2,4	22,6	100
70,8	4,9	3,9	1,1	19,3	100

Цемент в крупнообломочных породах представлен 'мелкой фракцией материала обломков и небольшим количеством плохо поляризующегося криптокристаллического агрегата, окрашенного в проходящем свете в бледно-зеленый цвет. В отдельных случаях отмечается колломорфная структура цемента. По результатам рентгеноструктурного анализа устанавливается, что эти агрегаты состоят в основном из lizardita с примесью хризотила. В них, кроме того, по данным ИКС, присутствуют глинистый материал (каолин?) и следы карбонатов. В отдельных случаях материал цемента в значительной степени замещен кальцитом, и тогда вокруг обломков гипербазитов и по серпентиновому цементу кое-где образуется бледно-зеленый актинолит — в такой обстановке обломочные породы секутся тонкими жилками карбонатов.

Таким образом, цемент, скрепляющий обломки пород, также имеет ультраосновной состав и представлен серпентинитовым песком

и илом, которые в дальнейшем претерпели диагенетическое и гидротермальное воздействие.

Несовершенство сортировки кластического материала, незначительная степень окатанности обломков, существенно ультраосновной их состав и тесная пространственная ассоциация обломочных пород с массивными гипербазитами указывают на то, что продукты дезинтеграции ультрабазитов не испытывали значительной транспортировки и были отложены непосредственно в местах своего образования или вблизи их. Об этом же может свидетельствовать и такой факт. В долине левых истоков р. Длинной гипербазиты прорываются штокообразным телом катаклазированных габбро, юго-восточный контакт которого, так же как и вмещающие его гипербазиты, перекрыты кластическими ультраосновными породами. Последние на габброидах и вблизи контакта почти целиком состоят из обломков габбро. По мере же удаления от интрузива в составе их все большую роль начинают играть гипербазиты, которые затем резко преобладают. Следует особо подчеркнуть, что среди них были найдены остатки мшанок и раковина *Ostrea* (Михайлов, 1962), а нами обнаружен плохой сохранности белемнит.

Кластические породы ультраосновного состава, аналогичные вышеописанным, в пределах Тихоокеанского пояса известны, помимо Пенжинского района, в Западной Калифорнии (Бейли, Блейк, 1969), в Новой Зеландии, Новой Каледонии, Новой Гвинее и в Японии (Lockwood, 1971), где они описываются как осадочные образования.

Детальная характеристика обломочных пород горы Длинной и вопросы их генезиса рассмотрены в ряде наших работ (Пинус, Велинский и др., 1973; Pinus, Velinsky, Bannikov, 1972). Здесь же мы отметим лишь, что происхождение этих пород трактуется отдельными исследователями по-разному. Так, П. М. Янчук рассматривала их как пирокластические образования, формирование которых происходило в процессе излияния ультраосновных лав. А. Ф. Михайлов сперва (1960) их также рассматривал в качестве туфового материала, а затем (1962), признавая за ними взрывную природу, считал, что в дальнейшем они подвергались перемыву в области берегового прибоя и морских течений. Ранее посетивший этот район Г. Г. Кайгородцев (1954) пришел к заключению, что часть этих пород возникла в результате тектонических движений (псевдоконгломераты), однако главная масса их связана с вулканической деятельностью (эруптивные и пирокластические брекчии). Наконец, М. В. Богидаева и В. Т. Матвеев (1960) придерживались мнения, что все кластические породы ультраосновного состава образовались в результате тектонических воздействий на интрузивные гипербазиты.

Приведенный выше материал по характеру и составу обломочных пород ультраосновного состава, взаимоотношению их с массивными гипербазитами и т. д. убедительно свидетельствует о полной несостоятельности взглядов о вулканическом их происхождении. Эта точка зрения не выдерживает никакой критики хотя бы уже потому, что обломки пород представлены полнокристаллическими крупнозернистыми образованиями, которые, как известно, не характерны для пирокластических продуктов вулканов. Чередование же массивных и обломочных гипербазитов в районе горы Длинной связано с тектоническим перемещением отдельных блоков гипербазитового тела относительно друг друга, что хорошо фиксируется при изучении объекта.

В то же время нельзя согласиться и с воззрениями М. В. Богидаевой и В. Т. Матвеева (1960) о тектоническом генезисе этих пород. Этому противоречат факты сортированности материала в песчаниках и гравелитах и наличие в них элементов слоистости, присутствие среди обломков галек не только гипербазитов, но и габбро, и вмещающих пород, и находки среди обломков фаунистических остатков.

На основании проведенных исследований нам представляется, что кластические породы ультраосновного состава в описываемом районе имеют сложное происхождение. Основная часть их образовалась в результате воздействия на монолитные гипербазиты берегового приобья и морских течений, что привело к формированию на их обнаженной поверхности плаща грубообломочных пород. Впоследствии на отдельных участках (гора Длинная) в результате интенсивных подвижек преимущественно надвигового характера отдельные части единого пластинообразного тела гипербазитов были перемещены, массивные породы пришли в соприкосновение с обломочными по тектоническим нарушениям. В этих случаях обломочные породы образовывались частично в результате дробления уже существующего обломочного материала денудационного происхождения. Брекчии тектонического генезиса проявляются обычно локально, приурочены к зонам интенсивного расланцевания пород, а обломки в них имеют чечевицеобразную форму и одинаковую ориентировку относительно плоскости сместителя.

Описанный комплекс кластических пород гипербазитового состава имеет очень много сходных черт с отложениями эдафогенной рифтовой формации океанов (Безруков и др., 1972). Поэтому не исключено, что район мыса Валижген представляет собой приподнятый блок древней рифтовой зоны.

Выяснение генетической природы ультраосновных обломочных пород позволило установить также морфологию выходов гипербазитов в районе мыса Валижген. Они представляют собой части единого крупного полого залегающего пластинообразного тела, разобщение которого связано с блоковой тектоникой массива (Пинус, Велинский и др., 1973).

Время внедрения гипербазитов района мыса Валижген можно датировать лишь как добарремское по наличию в фаунистически охарактеризованных конгломератах баррема галек серпентинитов. Такой же возраст, по-видимому, имеют массивы и в других частях Пенжинской ветви, на что указывают находки серпентинитов в гальке готервских конгломератов на п-ове Тайгонос.

Остановимся на самом кратком описании ультраосновных пород Западно-Камчатского гипербазитового пояса. Фрагментарность в освещении этих объектов связана с очень слабой их геологической изученностью, приводимые ниже сведения по массивам гипербазитов почерпнуты из литературных источников (Василевский, 1964; Михайлов, Новоселов, 1964).

Западно-Камчатский гипербазитовый пояс

В составе пояса объединяются отдельные небольшие выходы гипербазитов, которые располагаются на территории Западной Камчатки и контролируются Западно-Камчатским глубинным разломом. Последний прослеживается в субмеридиональном направлении от мыса Омгон на севере до мыса Сивучий на юге на расстоянии около 700 км. Сочленение его с Тайгоносским разломом происходит под водами Охотского моря, что четко устанавливается по геофизическим данным (Чиков, 1972).

На севере пояса гипербазитовые массивы, сложенные главным образом серпентинитами и серпентинизированными пироксенитами, отмечаются в районе мыса Омгон и хр. Пенсантайн. Они образуют небольшие конкордантные тела среди кремнисто-вулканогенных образований ирунейской серии. Вмещающие породы охарактеризованы позднемеловыми иноцерамами и представлены смятыми в крутые складки северо-восточного простиранья пачками чередующихся между собой базаль-

товых порфиров и их туфов с пластами туфогенно-кремнистых сланцев. Складки часто осложнены пloyчатостью и прорваны интрузиями диоритов и дайками порфиров среднего и основного состава.

Далее на юг аналогичные пироксениты М. М. Лебедевым описаны в ассоциации с гранитоидами в Ганальском хребте, где они также вмещаются отложениями ирунейской серии. Наконец, отдельные тела пироксенитов отмечаются в связи с интрузивами пироксен-амфиболовых, пироксеновых и оливиновых габбро, приуроченных к разлому, ограничивающему с востока площадь распространения древних пород Охотского срединного массива (см. рис. 2).

Возраст ультраосновных пород условно датируется как верхнемеловой и определяется только на основании приуроченности выходов гипербазитов к отложениям ирунейской серии.

Южнее этого района ультраосновные породы отмечаются на территории Охотского массива на участке между р. Ичей и селением Малкой. Здесь они пространственно приурочены к выходам пород андриановской свиты, представленных высокометаморфизованными эффузивами, чередующимися с кварцитовидными полосчатыми сланцами. Возраст этих отложений не установлен и условно датируется как докембрийский. В то же время одни исследователи (Лебедев, Бондаренко, 1962) эти образования рассматривают как раннемеловые, претерпевшие интенсивный метаморфизм в позднем мелу, а другие приписывают им возраст в широком диапазоне палеозой — мезозой (Тарасенко, 1971). Среди них ультраосновные породы образуют небольшие тела, взаимоотношения которых с вмещающими породами не изучены.

Наиболее крупное тело гипербазитов площадью около 20 км² описано М. И. Горяевым и Я. В. Илечко по р. Филиппа. Оно сложено в основном мономинеральными и оливинсодержащими в различной степени серпентинизированными пироксенитами. Небольшие выходы ультраосновных пород обнажаются также в истоках р. Андриановки (Щербаков, 1940), где они залегают среди актинолитовых сланцев андриановской свиты и пространственно ассоциируют с интрузией сиенит-порфиров. Представлены ультрабазиты слюдяными и амфиболовыми пироксенитами.

В слюдистых пироксенитах содержится до 45% моноклинного пироксена (диопсида), около 40% биотита, 10% серпентина и 5% рудного минерала. Аналогичные пироксениты, преимущественно амфиболовые, описаны В. П. Еремеевым (1957) в бассейне р. Стеновой, где ксенолиты их обнаружены в древних палеозойских гранитах.

В Ганальском хребте, на водоразделе рек Лево́й Стеновой и Вактана, Д. С. Харкевич (1940) указывает на наличие среди метаморфических пород небольшого массива сильно серпентинизированного дунита.

Возраст описанных гипербазитов условно датируется палеозоем. Это определение базируется главным образом на пространственной связи ультраосновных пород с метаморфическим комплексом Охотского массива. Так как возраст этих толщ до сих пор остается неясным, то время внедрения гипербазитов в большинстве случаев также не может быть установлено более определенно. Вместе с тем наличие ксенолитов гипербазитов в палеозойских гранитоидах указывает на заведомо древний возраст ультраосновных пород.

Ввиду очень слабой изученности описанных выходов ультраосновных пород формационная их принадлежность неясна. Поэтому объединение их в один пояс довольно условно. Однако на данном уровне наших знаний об этих образованиях сделанные первые, пусть даже очень схематические обобщения, по-видимому, полезны; дальнейшие более детальные исследования покажут, насколько правомерна высказанная точка зрения.

ВОСТОЧНО-КАМЧАТСКО-КОРЯКСКАЯ ГИПЕРБАЗИТОВАЯ ЗОНА

Массивы ультраосновных пород этой зоны, охватывающей внутренние части эвгеосинклинальных структур Анадырско-Корякской и Олюторско-Камчатской складчатых систем, располагаются в прибрежной части Берингова моря. Они прослеживаются на расстоянии более 2000 км в виде отдельных разобренных между собой цепей различной протяженности от Анадырского залива на севере до Авачинской бухты на юге.

В пределах зоны выделяется ряд гипербазитовых поясов, которые в Анадырско-Корякской складчатой системе представлены массивами Корякского и Хатырского поясов, а в Олюторско-Камчатской — массивами Восточно-Камчатского гипербазитового пояса.

Корякский гипербазитовый пояс

Этот пояс в виде плавной дуги, прослеживающейся сперва в северо-восточном, а затем в субширотном направлении, протягивается от среднего течения р. Великой на юго-западе до хр. Кэнкэрэн включительно на востоке более чем на 160 км.

Многочисленные главным образом небольшие по размерам тела гипербазитов этого пояса пространственно сопряжены с Койверланско-Пылгинским глубинным разломом, приуроченным к северному крылу Тамватнейского антиклинория (см. рис. 2, 5).

Существование этого разлома, помимо геологических данных, устанавливается также серией четко выраженных линейных магнитных аномалий, с которыми совпадают области больших градиентов силы тяжести (Чиков, 1967, 1972). Эта зона контролировала не только размещение гипербазитовых массивов, но и всю последующую магматическую деятельность этого района. Вдоль нее локализуются поля кремнисто-вулканогенных толщ мелового возраста, а также интрузии основного и кислого состава, рвущие гипербазиты и меловые отложения. Более того, эта зона сохраняла тектоническую активность и в более позднее третичное и четвертичное время. Об этом свидетельствуют факты вовлечения в складчатые движения фаунистически охарактеризованных палеогеновых отложений и интродуцирующих их интрузивов габброидов. Кроме того, к этой же зоне приурочены выходы молодых базальтоидов и сопровождающих их пирокластов, сопоставляемых нами с образованиями древнечетвертичной апукской свиты.

Анализ пространственного положения гипербазитовых массивов Корякского пояса показывает, что они в основном располагаются не вдоль осевой части зоны глубинного разлома, как это наблюдается, например, в Западно-Чукотском поясе, а приурочиваются к оперяющим его трещинам. В целом в пределах пояса отчетливо выделяются две цепи гипербазитовых массивов. Одна (юго-восточная) протягивается от истоков р. Малый Научирынай к верховьям рек Эльгеваям и Чирынай и далее в междуречье последней и р. Ныгчеквээм. Другая же цепь, северо-западная, тянется из бассейна р. Ягельной (правый приток р. Мал. Научирынай) по водоразделу рек Научирынай и Эльгеваям в нижнее течение последней (см. рис. 5).

Массивы гипербазитов Корякского пояса приурочены к сводовой части Тамватнейского антиклинория, сложенного кремнисто-вулканогенными и вулканогенно-осадочными отложениями. Относительно возраста их до сих пор единого мнения нет. Одни и те же толщи различными исследователями датируются по-разному. Так, И. М. Русаков и А. И.

Трухалева (1964) наиболее метаморфизованные отложения относят к докембрию. О. П. Дундо (1965) слагающие антиклинорий породы датирует палеозоем, а геологи Северо-Восточного геологического управления — мезозоем. В частности, И. С. Розенблюмом и В. Г. Купrienko в районе, расположенном к востоку горы Янранай и оз. Гытчикай, установлено, что кремнисто-вулканогенные образования лежат на фаунистически охарактеризованных песчаниках верхней юры или низов мела и перекрываются отложениями, содержащими *Ipsoceras schmidtii* Mich., и на этом основании датируются в пределах раннего мела (Гнибиденко, 1969). Для установления возраста этих толщ нами было проведено определение абсолютного возраста порфиринов из отложений, вмещающих гипербазитовый массив Чирынайских гор (определения Л. В. Фирсова, ИГиГ СО АН СССР). Цифры абсолютного возраста их изменяются от 103 ± 9 до 108 ± 10 млн. лет (Пинус, Велинский и др., 1973) и подтверждают раннемеловое время образования кремнисто-вулканогенных отложений.

В строении их разреза принимают участие лавы, лавобрекчии и агломератовые лавы, состав которых меняется от миндалекаменных авгитовых порфиринов до дацитов. Потоки эффузивов чередуются с горизонтами кристалло- и литокластических туфов этих пород, туфогравелитов, туфопесчаников и сланцев, а также радиоляритов, сургучных яшм и кварцитов. На отдельных участках (горы 1064 м, Красная, Чирынайские) среди вулканогенных и пирокластических образований обнажаются небольшие выходы мраморизованных известняков. Для этих толщ характерна резкая фациальная изменчивость как вдоль, так и вкрест простираения пород и зеленокаменное их перерождение с возникновением в местах тектонических нарушений аповулканогенных кварцев, хлоритовых, альбит-эпидот-хлоритовых и карбонат-эпидот-хлоритовых сланцев.

В составе Корякского гипербазитового пояса насчитывается в настоящее время более сотни массивов. Выходы многих из них измеряются лишь десятками и даже сотнями долями квадратных километров. Они имеют форму линз, вытянутых длинной осью по простираению вмещающих их пород в направлении простираения плоскости разрывных нарушений, к которым приурочены эти тела.

Как правило, подобные мелкие выходы гипербазитов сопровождаются крупными массивами ультраосновных пород, имеющих площади в несколько десятков и сотен квадратных километров. Наиболее крупные из них Тамватнейский, горы 1064 м, горы Красной, Чирынайский и Мало-Научирынайский. К ним же относится слабо эродированный массив гипербазитов, располагающийся в бассейне р. Ягельной (рис. 15, 16).

Для большинства из них устанавливается плитообразная форма тел с пологим залеганием. Так, массив горы 1064 м представляет собой плиту мощностью около 0,5 км, простирающуюся в северо-восточном направлении (20° СВ) и падающую на северо-запад под углом до 40° . Гипербазиты Чирынайских гор слагают плиту мощностью до 1,5 км, обнажающуюся на обширном пространстве в виде отдельных крупных или мелких выходов. В бассейне р. Чирынайэничкаваамкай падение плиты (под углом $30-35^\circ$ на юг) и ее мощность хорошо фиксируются прямыми наблюдениями (см. рис. 17). Контакты гипербазитов с вмещающими породами в крупных выходах всегда тектонические и большей частью прямолинейные. В других же местах, например, в бассейне р. Ягельной, на юге от главного выхода Чирынайского массива и ряде других, вмещающие отложения налегают на ультраосновные породы. В этих случаях контакты между ними имеют самые прихотливые формы, а окружающие массив породы в виде остатков кровли без каких-либо следов воздействия на них со стороны гипербазитов часто встречаются

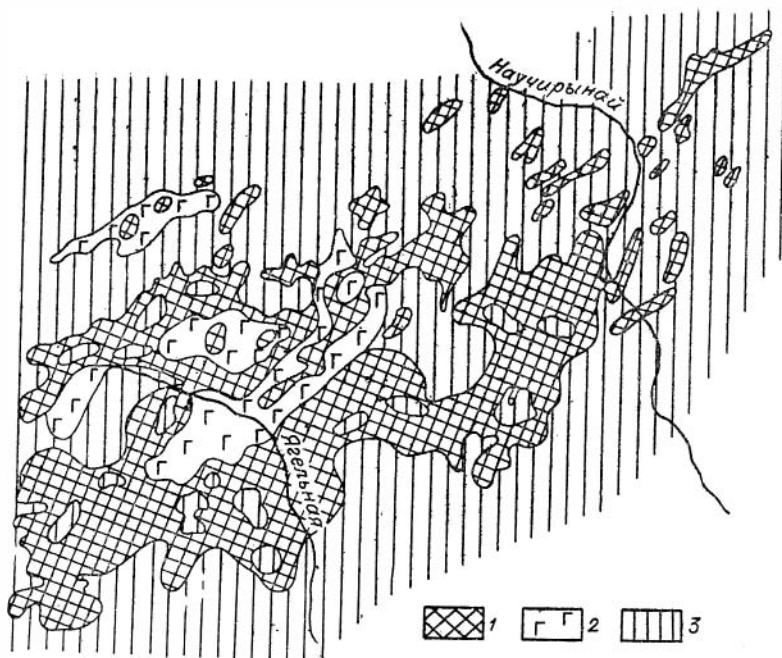


Рис. 15. Схема геологического строения междуречья Мал. Научирыйнай—Научирыйнай (составлена по данным Я. К. Усенко и автора).

1 — выходы гипербазитов; 2 — интрузивы габброидов; 3 — нижний мел: вулканогенно-осадочные отложения.

на теле массива. При этом характер контактов целиком зависит от эрозионного среза массива и форм рельефа в его пределах (см. рис. 15, 16).

Подобную обстановку наиболее привлекательно связывать с блоковым поднятием из океанических глубин участков срединно-океанического хребта. Однако такая интерпретация требует более детальных исследований структуры этих районов и тщательного изучения их глубинного строения. Тем не менее возможность того, что эти участки являются реликтами срединно-океанических хребтов в своем первозданном виде на современной эрозионной поверхности, не исключается. Поэтому районы, где наблюдаются описанные выше взаимоотношения между гипербазитами и вмещающими их кремнисто-вулканогенными отложениями, требуют к себе самого пристального внимания. Если высказанное предположение правильно, то такие участки можно рассматривать в качестве самых нижних стратиграфических уровней, основанием складчатых систем.

Наиболее распространенными породами массивов Корякского гипербазитового пояса являются перидотиты с содержанием в них до 20—25% пироксенов, среди которых резко преобладают ромбические разновидности. Верлиты в составе этих пород встречаются крайне редко. Характерным для пород массивов пояса является интенсивная их серпентинизация, что особенно типично для тел мелких размеров. Последние сложены преимущественно серпентинитами. Наряду с этим в крупных телах часто встречаются очень свежие породы, слагающие значительную часть Чирынайского массива и массивы горы 1064 м, горы Красной. В них же широким развитием пользуются жилы пироксенитов, располагающиеся в экзоконтактовых зонах рвущих гипербазиты габброидных интрузивов. Кроме того, в породах горы Красной и Чирынайского массива в этих же зонах обнаружены метасоматического генези-

са эколитопоподобные породы (Пинус, Велинский и др., 1973; Pinus, Agafonov, Velinsky, 1970).

Помимо высокотемпературных апогипербазитовых образований в ряде массивов пояса установлены продукты низкотемпературного метасоматоза гипербазитов. Они представлены обычно тальки или кварц-карбонатными (листвениты) породами. Наиболее интенсивно эти образования развиты в северном эндоконтакте Тамватнейского массива, а также в районе горы Серой, в долине р. Чирынай и в других местах. Повсеместно они приурочены к контактовым частям массивов и вмещающих их вулканитов и контролируются зонами тектонических нарушений.

Во всех крупных массивах пространственно с ультраосновными породами ассоциируют габброиды. Они рвут и метаморфизуют гипербазиты и чаще представлены в виде даек и небольших штоков, реже обнажаются в виде более крупных тел (Чирынайские горы).

Габброиды представлены нормальными габбро и (или) габбро-норитами, содержащими иногда оливин. Жилы и дайки сложены обычно габбро-пегматитами. На контакте габброидов с гипербазитами образуется пестрая гамма пород, характеризующаяся как невыдержанностью состава, так и текстурно-структурными их признаками. В эндоконтактной зоне габброидных интрузивов породы представлены лейкократовыми габбро, оливинсодержащими габбро и габбро-норитами и троктолитами, имеющими струйчатые и полосчатые текстуры. В них же часто содержатся многочисленные ксенолиты ультрабазитов. Последние претерпели интенсивную пироксенизацию, приведшую в ряде случаев к образованию почти мономинеральных диопсидитов, и полевошпатизацию, с которой связано возникновение пород типа плагиоклазовых лерцоцитов. Пироксенизация и полевошпатизация гипербазитов интенсивно проявляются и в экзоконтакте габбровых интрузий. Мощность зон контактовых изменений составляет обычно десятки метров и лишь иногда достигает первых сотен метров — создается ложное впечатление о постепенном переходе от габбро к дунитам или перидотитам. Следует подчеркнуть, что в этих участках гипербазиты также интенсивно серпентинизированы.

Описанные взаимоотношения наблюдаются обычно тогда, когда габброиды обнажаются на больших площадях. В тех же случаях, когда выходы габбро незначительны или представлены дайками и жилами, контакты их с вмещающими гипербазитами носят четкий интрузивный характер и изменения последних выражаются в образовании антигоритовых серпентинитов.

Помимо габброидов, гипербазиты в Корякском поясе, так же как и в других районах, тесно пространственно ассоциируют с интрузиями плагиогранитов, которые рвут и метаморфизуют как гипербазиты, так и габброиды. Контактные воздействия их на ультраосновные породы выражаются в хризотил-антигоритовой серпентинизации, а на некоторых участках сопровождаются образованием в незначительных количествах хризотил-асбеста.

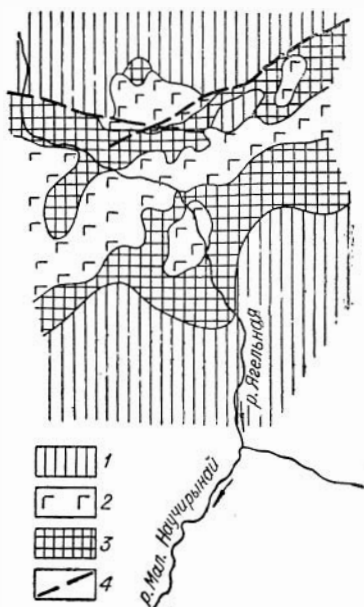


Рис. 16. Схема геологического строения бассейна р. Ягельной.

1 — нижний мел: осадочно-вулканогенные отложения; 2 — выходы габброидов; 3 — выходы гипербазитов; 4 — предполагаемые тектонические нарушения.

О возрасте гипербазитов Корякского пояса можно судить по следующим фактам. Тела их в большинстве случаев залегают среди кремнисто-вулканогенных отложений раннего мела, контактируя с вмещающими породами по разрывным нарушениям. С другой стороны, галька гипербазитов обнаружена в конгломератах сеноман-туронского возраста, и нигде не отмечается, чтобы массивы ультраосновных пород залежали среди отложений позднего мела. Вместе с тем есть указание, что в южном обрамлении Нижнеанадырской впадины обнаружены фаунистически охарактеризованные отложения карбон-пермского возраста, в обломочной части которых отмечаются серпентиниты (Иванов, 1971). Кроме того, уже говорилось, имеются случаи, когда гипербазиты перекрываются кремнисто-вулканогенными толщами. К сожалению, последние обычно «немые» и не дают возможности установить хотя бы относительный возраст перекрытых ими ультрабазитов. Более точно на этот вопрос дают ответ результаты определения абсолютного возраста габброидов, прорывающих тела гипербазитов. По данным И. А. Загужиной (1972), время формирования габброидов в Тамватнейском массиве составляет 122—138 млн. лет, Мало-Научирынайского — 122 млн. лет и Чирынайского — 108—136 млн. лет, т. е. образование их происходило не позднее верхней юры — нижнего мела. Близкие значения возраста (131 млн. лет) имеют и пироксениты из Мало-Научирынайского массива.

Таким образом, с учетом изложенных выше фактов мы можем уверенно говорить лишь о том, что большинство гипербазитов Корякского пояса имеет донижнемеловой возраст.

Наличие же обломков ультраосновных пород в терригенных отложениях карбона — перми, несомненно, указывает на то, что в составе этого пояса имеются также гипербазитовые массивы палеозойского возраста.

Детальное описание отдельных массивов пояса нами приведено в опубликованной ранее работе (Пинус, Велинский и др., 1973). Здесь же остановимся лишь на характеристике Чирынайского массива, в котором гипербазиты представлены широкой гаммой пород, отдельные разновидности которых слагают преимущественно другие массивы пояса. Так, в Тамватнейском массиве главным образом развиты лерцолиты, в массиве горы 1064 м — дуниты, а в массиве горы Красной — дуниты и гарцбургиты и т. д.

Чирынайский массив характеризуется наличием в его составе очень свежих пород и прекрасной обнаженностью, что позволяет на его примере выснить некоторые детали морфологии и строения тела интрузива, которые в других массивах обычно затушеваны или расшифровке поддаются с трудом.

Массив занимает обширную площадь, охватывая территорию субшироко вытянутой гряды Чирынайских гор и бассейнов рек Чирынай-эничкаваамкай и Маегытколеньскиваамкай, правых притоков р. Чирынай. Наиболее крупный выход массив образует по правому берегу р. Чирынай-эничкаваамкай (рис. 17), а южнее выходы его прослеживаются в виде изолированных пятен среди вмещающих пород или четвертичных отложений.

Гипербазиты залегают среди вулканогенно-осадочных отложений нижнего мела, представленных в основном туфогенными песчаниками и туфоаргиллитами с подчиненными им горизонтами туфогравелитов и туфоконгломератов. Терригенные породы в разрезе чередуются с порфиритами андезитового и андезит-дацитового состава, которые переслаиваются с пирокластическими образованиями. Абсолютный возраст порфиритов этого района колеблется, по нашим данным, от 103 до 108 млн. лет (определения Л. В. Фирсова). В юго-восточной части массива ультраосновные породы по разлому граничат с

терригенными фаунистически охарактеризованными отложениями палеогена.

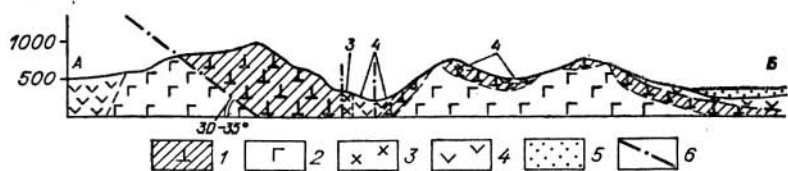
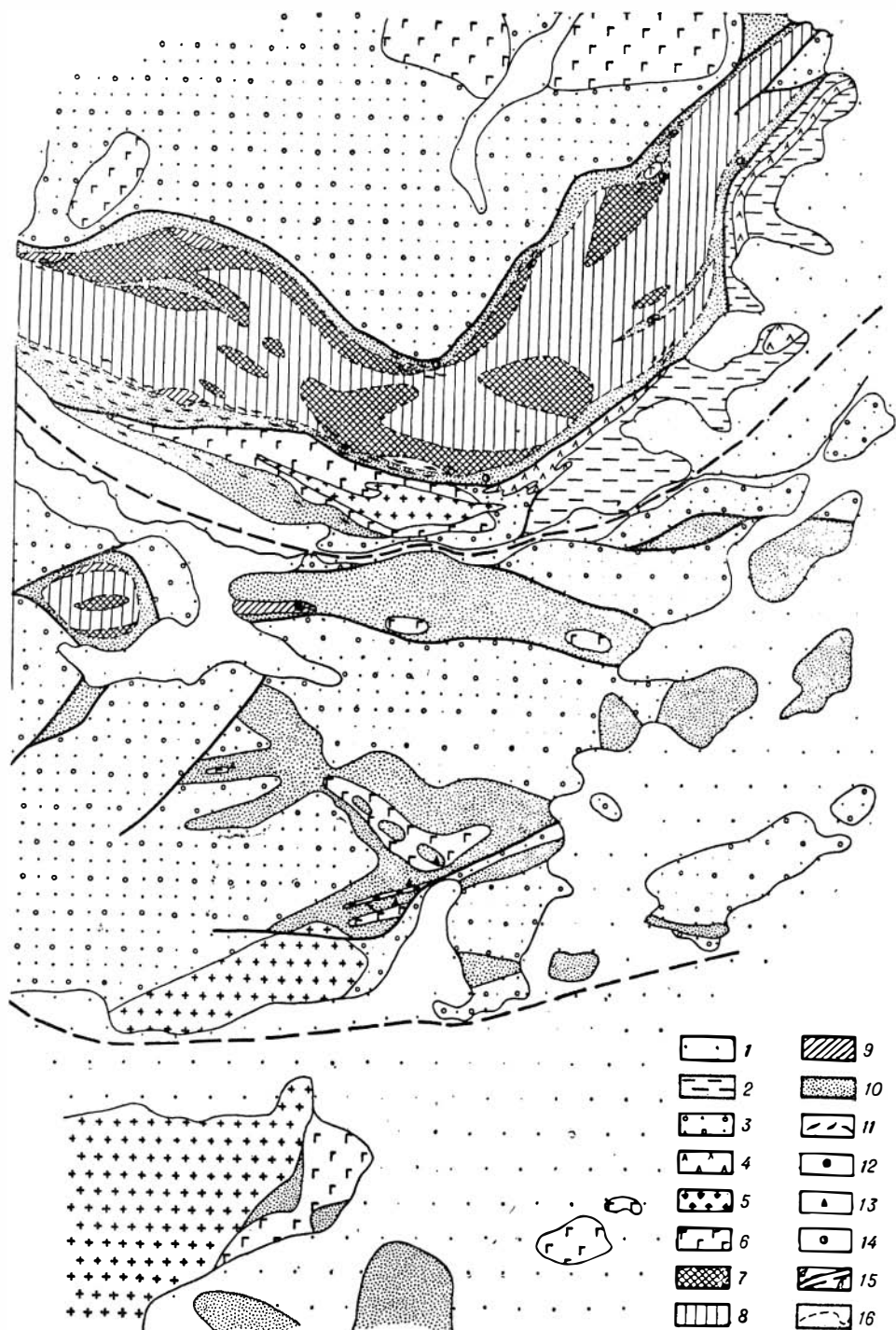
Выходы массива в северной части образуют серповидной формы тело, ориентированное в широтном направлении, выпуклая часть которого обращена на юг. Длина тела достигает 15 км, ширина — до 3 км, площадь — около 30 км². Его северный и южный контакты имеют тектонический характер и хорошо фиксируются в коренных обнажениях зонами рассланцевания и зеркалами скольжения, проявленными отчетливо как в гипербазитах, так и во вмещающих их породах.

По рельефу и многочисленным обнажениям легко устанавливается, что описываемая часть Чирынайского массива — это плита мощностью около 1,5 км, падающая на юг под углом 30—35°. Эти наблюдения подтверждаются также данными аэромагнитной съемки. Исследования магнитного поля, с другой стороны, указывают на то, что гипербазиты, расположенные южнее р. Чирынайэничкаваамкай, связаны в единое целое с основным выходом ультраосновных пород и образуют с ним крупное плитообразное тело, отдельные части которого имеют различные углы наклона к горизонту. На основании геологических наблюдений и геофизических данных мы предполагаем, что ранее Чирынайская плита гипербазитов полого погружалась в южном направлении. Далее в процессе тектонических движений она была поломана на отдельные крупные куски. При этом северный блок ее был надвинут на отложения нижнего мела, а центральный и южный пришли в сложные взаимоотношения с прорывающими их интрузиями габброидов и гранитоидов (см. рис. 17). О надвиговом характере северного контакта можно судить по следующим фактам. В целом ряде коренных обнажений отчетливы опрокинутые залегания вмещающих пород, они интенсивно раздроблены и рассланцованы, вследствие чего в них образовались зеркала скольжения и глинки трения. Кроме того, в них нередко втерты небольшие линзы серпентинитов. При этом вмещающие породы несколько осветлены, и в них встречен гранатgrossularового состава.

О перемещении северного блока Чирынайского массива в твердом состоянии свидетельствуют, кроме прямых геологических данных, и результаты петроструктурного анализа оливинов ультраосновных пород, ориентированные образцы которых были собраны по руч. Хромитовому поперек плиты гипербазитов на всю ее мощность. Оказалось, что в приконтактовых зонах плиты оптические оси индикатриссы оливиновых зерен имеют хорошо выраженную ориентировку, при которой оливины по оси «с» (плоскость $NmNg$) располагаются параллельно плоскостям тектонических контактов. По мере же удаления от них внутрь тела гипербазитов степень ориентировки зерен оливина постепенно ослабевает (рис. 18). Одновременно в зонах контакта в минерале наблюдается обилие двойников трансляции, количество которых в центральных частях тела значительно убывает.

Главная масса пород, слагающих основной выход Чарынайского массива, представлена гарцбургитами. Им количественно подчинены дуниты, образующие сравнительно протяженные по простиранию тела, полосы, тяготеющие к основанию плиты, или же небольшие выходы среди сплошного поля гарцбургитов. Переходы между дунитами и гарцбургитами постепенные. Количество пироксена в гарцбургитах колеблется в широких пределах — от 5 до 25%. По составу оливин в гарцбургитах и дунитах идентичен и отвечает форстериту, содержащему от 5 до 8% фаялитовой молекулы. Ромбический пироксен в этих породах также очень выдержан по составу и представлен энстатитом с 5—7% ферросилитовой молекулы.

Лерцолиты в массиве развиты в очень незначительном количестве и всегда в разрезе лежат выше гарцбургитов. Состав породобразую-



щих минералов в них близок к составу оливинов и пироксенов дунитов и гарцбургитов, отличаясь несколько повышенной железистостью.

Породы массива в различной степени серпентинизированы. Наиболее интенсивно серпентинизация проявляется в периферических частях главного выхода массива, а также в отдельных выходах гипербазитов, расположенных южнее. На этих участках ультраосновные породы почти нацело представлены серпентинитами лизардит-антигоритового состава. Последние повсеместно фиксируются также вдоль разрывных нарушений внутри массива. На контакте ультраосновных пород с более поздними интрузиями габброидов и плагиогранитов наряду с лизардитом и антигоритом в серпентинитах появляются жилы бесструктурного офита, хризотил-асбеста, а также тальк- и кварц-карбонатных пород.

Характерная особенность массива — обилие в нем жил пироксенитов, которые локализируются обычно по периферии массива. При этом наибольшее количество их приурочено в районе главного выхода на участках, где ультраосновные породы прорываются интрузией габброидов, которая, в свою очередь, рвется интрузивом плагиогранитов (см. рис. 17). Пироксениты — чаще всего почти мономинеральные породы, состоящие из энстатита, реже диопсида или обоих этих минералов. В незначительных количествах в составе пироксенитов присутствует оливин. Породы обычно очень свежие, и в них лишь иногда присутствует серпентин. В зальбандах жилы повсеместно сопровождаются узкой полосой, сложенной мелкозернистым с роговиковой структурой агрегатом, выполненным высокомагнезиальным форстеритом.

Среди габброидов наиболее широко представлены габбро-нориты, реже габбро. На контакте с гипербазитами в них наблюдается обогащение клинопироксеном, появляются оливинсодержащие разности, а непосредственно в контакте с гипербазитами в незначительном количестве и повсеместно образуются оливин-плагиоклазовые разновидности типа троктолитов. Здесь же в составе габброидов нередки ксенолиты полевошпатизированных гипербазитов. На контакте интрузий габброидов ультраосновные породы испытывают полевошпатизацию, сопровождающуюся образованием плагиоклазовых дунитов или перидотитов. Мощность последних первые метры, а затем они сменяются антигоритовыми серпентинитами.

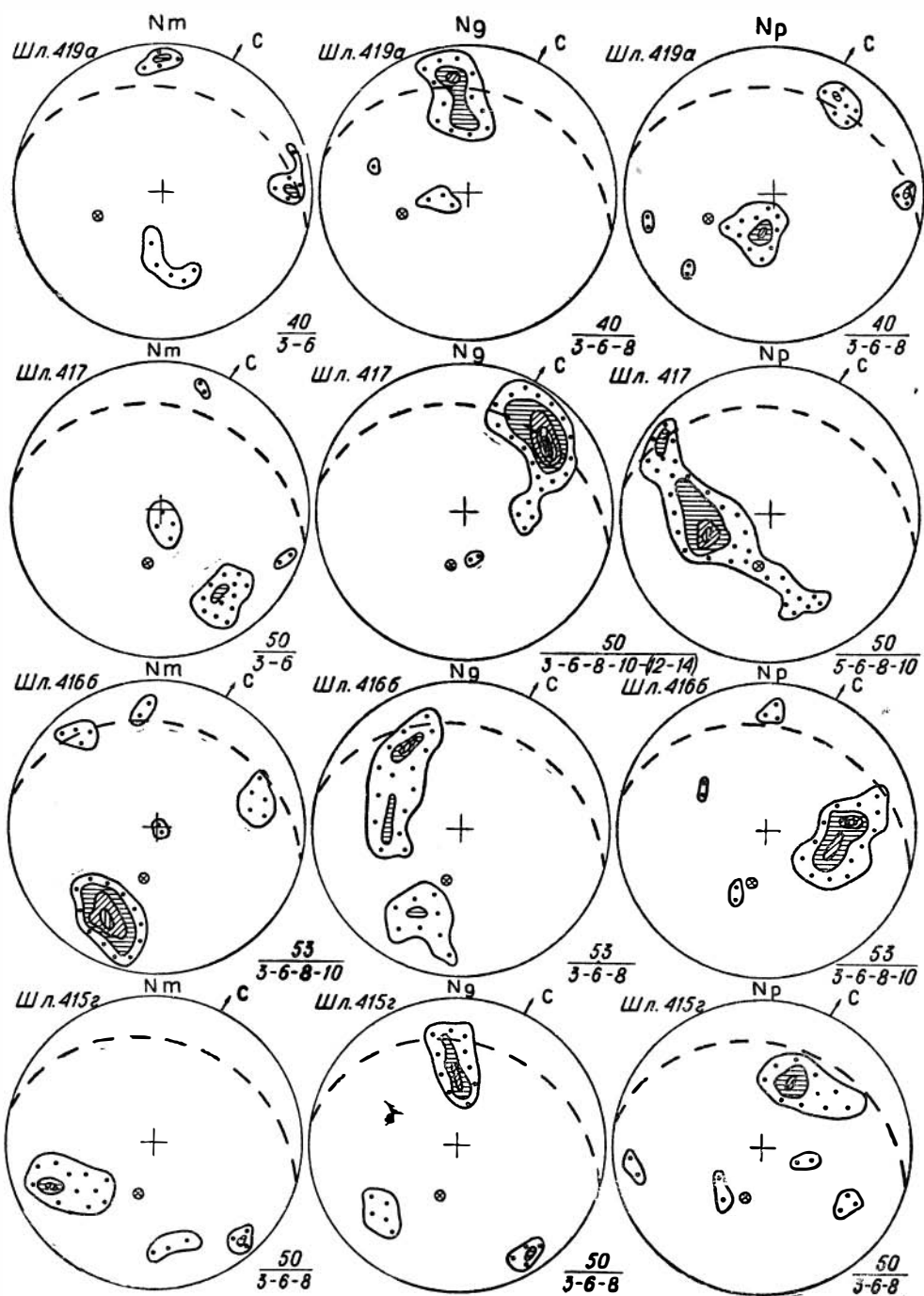
В районе горы Георгия нами были обнаружены выходы гранатсодержащих эклогитоподобных пород (Пинус, Велинский и др., 1973), которые повсеместно приурочены к контактам гипербазитов с габброидами.

Интрузивы гранитоидов представлены различной формы телами, сложенными средне- и крупнозернистыми роговообманковыми и биотитовыми плагиогранитами. В плагиогранитах на контакте с основными интрузиями нередко встречаются многочисленные ксенолиты этих пород. Гранитоиды прорывают не только габброиды, но и гипербазиты; фиксируются они в них в виде жил или апофиз, ответвляющихся от более крупных выходов.

Рис. 17. Схема геологического строения Чирынайского гипербазитового массива (Пинус и др., 1973).

1 — четвертичные отложения; 2 — палеоген: песчаники и сланцы; 3 — нижний мел: осадочно-вулканогенные отложения; 4 — габбро палеогеновые; 5 — гранитоиды; 6 — габбро, габбро-нориты; 7 — дуниты; 8 — гарцбургиты; 9 — лерцолиты; 10 — серпентиниты; 11 — жилы пироксенитов; 12 — выходы ариезитов; 13 — выходы гранатсодержащих пород; 14 — выходы тальково- и кварц-карбонатных пород; 15 — тектонические нарушения: а — достоверные, б — предполагаемые; 16 — геологические границы.

Усл. обозн. к разрезу: 1 — гипербазиты, 2 — габбро, габбро-нориты; 3 — габбро-диабазы палеогенового возраста; 4 — вулканогенно-кремнистые отложения нижнего мела; 5 — четвертичные отложения; 6 — разрывные нарушения.



Абсолютный возраст плагиогранитов, определенный К—Аг методом Л. В. Фирсовым в ИГиГ СО АН СССР, составляет 84 млн. лет (середина верхнего мела).

На юге главного выхода Чирынайского массива закартированы, кроме отмеченных интрузий мелового возраста, жильообразные тела кварцсодержащих мелкозернистых офитовых габбро и габбро-диабазов. На контакте с ними гипербазиты интенсивно серпентинизируются.

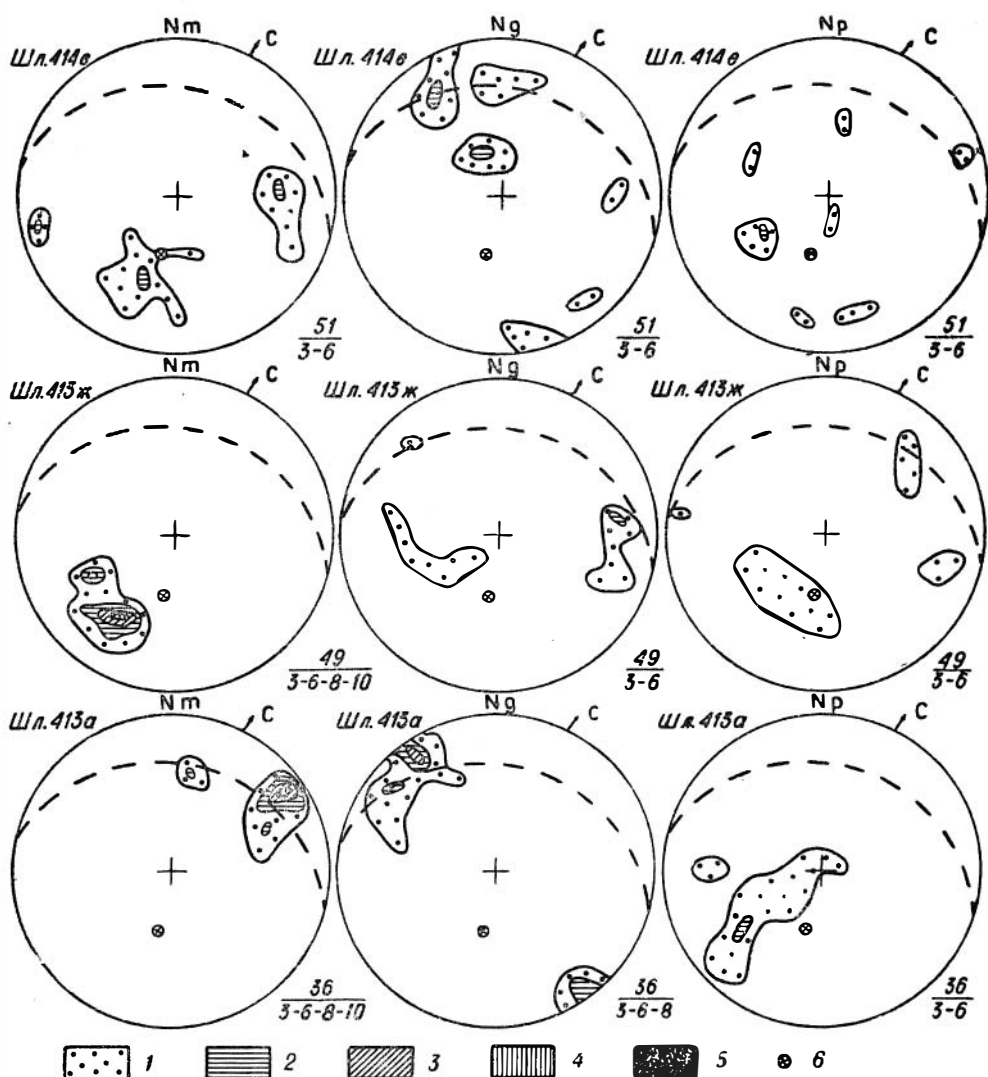


Рис. 18. Характер ориентировки осей индикатриссы олизина из гипербазитов по руч. Хромитовому.

Частота встречаемости равных значений замеров выходов оптических осей: 1 — 3%, 2—5, 3—8, 4—10, 5—12—14%, 6 — полюс надвига.

Возраст этих габброидов определяется Л. В. Фирсовым в 27 ± 3 млн. лет, что хорошо согласуется с геологическими данными, так как интрузии прорывают фаунистически охарактеризованные песчано-сланцевые отложения палеогена.

Хатырский гипербазитовый пояс

Массивы этого пояса располагаются на севере в бассейне р. Хатырки, а на юге — р. Пикасьваама. Среди других поясов Восточно-Камчатско-Корякской гипербазитовой зоны Хатырский пояс изучен наиболее слабо*. Краткое описание ультраосновных пород пояса приводится в работе М. В. Богидяевой и В. Г. Матвеевко (1960).

* Гипербазитовые массивы правобережья р. Хатырки исследовались сотрудниками НИИГА, а на остальной части пояса в процессе мелкомасштабного картирования — геологами Северо-Восточного геологического управления.

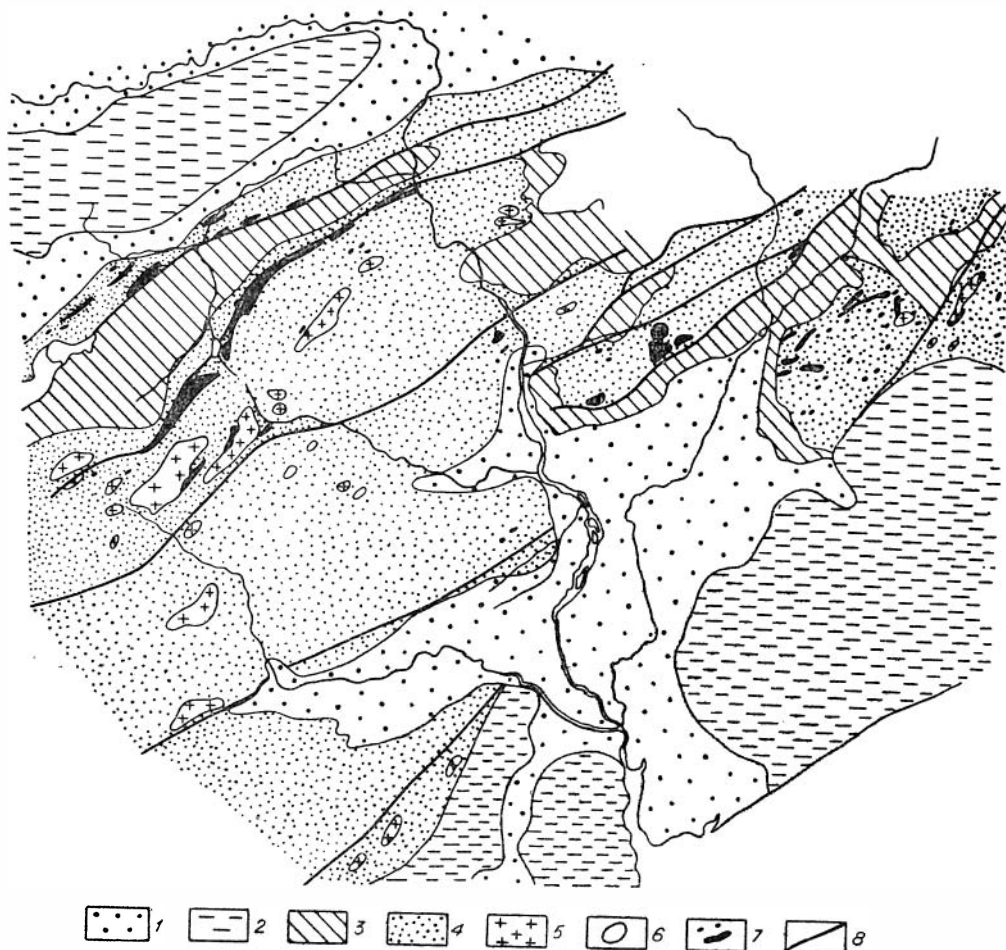


Рис. 19. Схема геологического строения Хатырского гипербазитового пояса (Пинус и др., 1973).

1 — четвертичные отложения; 2 — палеоген: алевролиты, песчаники конгломераты; 3 — верхний мел: алевролиты, песчаники, конгломераты; 4 — нижний мел (валанжин): спилиты, туфы основного состава, яшмы, алевролиты, песчаники, известняки; 5 — плагиограниты; 6 — габбро, габбро-нориты, пегматондные габбро; 7 — гипербазиты нерасчлененные, 8 — основные тектонические нарушения.

Только недостаточной изученностью геологии района и объясняется тот факт, что до настоящего времени нет единого мнения не только о возрасте гипербазитового пояса, но и о его формационной принадлежности. Так, И. М. Русаков (Русаков, Трухалева, 1964) считает, что ультраосновные породы относятся к типу альпинотипных гипербазитов, формирование которых происходило в верхнем палеозое. Ю. Б. Гладенков (1963), доказывая нижнемеловой возраст ультрабазитов, рассматривает их в качестве продуктов ранних фаз сложного пекульнейского магматического комплекса и относит к производным базальтовой магмы. М. В. Богидеева и В. Г. Матвеев (1960) высказали предположение о том, что формирование гипербазитов Хатырского пояса происходило в верхнем мелу и их следует рассматривать как промежуточные образования, несущие черты, свойственные как собственно гипербазитовой, так и габбро-перидотитовой магматическим формациям.

Наши исследования массивов гипербазитов Хатырского пояса (1967 г.) охватывали территорию правобережья р. Иомраутваам (пра-

вый приток р. Хатырки), где наиболее детально был изучен самый крупный Четкинваямский массив.

Хатырский пояс состоит из двух ветвей. Одна (Хатырская) располагается в бассейне р. Хатырки и представлена рядом кулисно расположенных цепочек ультраосновных массивов, прослеживаемых в северо-восточном направлении на протяжении более 100 км от истоков р. Иомраутваам на юго-западе до р. Накопейляк на северо-востоке (рис. 19). На этой площади обнажено свыше 80 выходов ультраосновных пород, большая часть которых представлена мелкими линзами серпентинитов. Тела залегают согласно с вмещающими их кремнисто-вулканогенными образованиями нижнего мела (?), собранными в линейные складки северо-восточного простиранья. Наряду с мелкими линзами в состав ветви входят крупный линейно-вытянутый Четкинваямский массив и тела средних размеров площадью от 2 до 4 км².

Вторая ветвь (Пикасьваямская) располагается в верховьях р. Хатырки и в бассейне р. Пикасьваям и представлена мелкими конкордантными линзообразными телами серпентинитов. Массивы этой ветви также образуют цепь северо-восточного простиранья и залегают среди кремнисто-вулканогенных отложений (яшмы, кварциты, основные эффузивы и известняки) с фауной визе-намюрского комплекса (Егиазаров и др., 1965). Пикасьваямская ветвь относительно Хатырской по разлому, секущему вкост простиранья основные структуры района, смещена в северо-западном направлении (см. рис. 2).

В структурном отношении Хатырский пояс приурочен к центральной части Хатырского антиклинория, где расположение массивов контролируется разрывными нарушениями северо-восточного направления.

Возраст вмещающих гипербазиты пород Пикасьваямской ветви датируется нижним карбоном, что подтверждается многочисленной фауной, для Хатырской же ветви время образования их достоверно не устанавливается. Здесь вулканогенно-осадочные отложения представлены типично геосинклинальными образованиями, в составе которых в нижней части разреза преобладают кремнистые породы, чередующиеся с потоками спилитов, диабазов, диабазовых и авгитовых порфиритов и сопровождающих их горизонтов пирокластических пород основного состава. Верхняя часть разреза представлена терригенными образованиями (алевролиты и песчаники), среди которых встречаются линзы известняков.

Возраст этой толщи Ю. Б. Гладенков (1964) считает верхнеюрско-валанжинским, обосновывая его наличием в кремнистых породах мезозойских радиоляритов, а в терригенных — ауцелловой фауны. И. М. Русаков (Русаков, Трухалева, 1964) эти же отложения датирует верхним палеозоем на основании того, что вдоль разломов среди них, в бассейне р. Иомраутваам и ряде других мест обнаружены линзы известняков, содержащих нижепермскую фауну. Как показали наши исследования, эти известняки имеют азимутальное и угловое несогласие с вмещающими их вулканогенно-кремнистыми породами. С другой стороны, в разрезе они не прослеживаются по простиранью, а имеют форму глыб площадью в первые десятки квадратных метров и несут следы интенсивного динамометаморфизма. Эти факты наряду с приуроченностью выходов пород к разломам позволяют уверенно рассматривать их не как сингенетичные с вмещающими породами образования, а как тектонические клинья (клиппены), выведенные на поверхность по разрывным нарушениям. Поэтому распространение их возраста на всю толщу отложений, с которыми они пространственно ассоциируют, нам кажется малообоснованным. Более убедительными представляются позиции Ю. Б. Гладенкова.

Перекрываются кремнисто-вулканогенные отложения терригенными породами фаунистически охарактеризованного сенона, в обломках которых, а также в гальке базальных конгломератов установлены зерна хромшпинелидов и гипербазиты. Вместе с тем массивы гипербазитов нигде не зафиксированы среди верхнемеловых отложений.

Приведенные данные показывают, что геологическая позиция массивов пород ультраосновного состава близка той, которая устанавливается для мезозойских массивов Корякского и Западно-Чукотского поясов. Учитывая, что контакты тел гипербазитов с вмещающими их отложениями также имеют повсеместно тектонический характер, время внедрения ультрабазитов Хатырского пояса условно принимается нами по аналогии с другими районами Анадырско-Камчатской складчатой системы как донижнемеловое. В какой-то мере это положение подтверждается и наличием в базальных конгломератах верхнего мела гальки рвущих гипербазиты габброидов и плагиогранитов (Гладенков, 1963). Однако это не исключает того, что, например, массивы Пикас-Ваямской ветви имеют палеозойский возраст.

Массивы описываемого пояса представлены в основном серпентинитами, в которых лишь только в более крупных телах сохраняются небольшие участки интенсивно серпентинизированных гарцбургитов и лерцолитов. Основная масса серпентинитов — это лизардит-антгорит-хризотилевые разновидности. Нередко в них содержится, кроме серпентина, бесцветный амфибол тремолит-актинолитового ряда, а также тальк и магнезиальный карбонат.

В крупных телах среди серпентинитов и серпентинизированных перидотитов встречаются жилообразные тела метасоматических пироксенитов, представленных главным образом энстатититами и реже — вебстеритами. В Четкинвямском массиве на контакте серпентинитов с прорывающими их габброидами обнаружены выходы гранат-пироксеновых пород (Pinus, Agaфonov, Velinsky, 1970).

Характерная черта пород всех массивов Хатырского пояса — интенсивное проявление в них процессов динамометаморфизма, выражающееся в рассланцевании и раздроблении серпентинитов и перидотитов. В отдельных местах гипербазиты перетерты до состояния глинки синевато-зеленого цвета.

Крупные массивы гипербазитов прорываются интрузивами габброидов и плагиогранитов (см. рис. 19). В габброидах на контакте фиксируется большое количество различных по размерам ксенолитов гипербазитов, а в более молодых плагиогранитах — ксенолиты габброидов и гипербазитов. Таким образом, временная последовательность гипербазиты — габброиды — плагиограниты здесь также хорошо поддерживается и четко подтверждается геологическими данными. Это не позволяет согласиться с точкой зрения Ю. Б. Гладенкова, рассматривающего образование указанного комплекса пород в результате дифференциации базальтовой магмы.

Для характеристики массивов Хатырского пояса приведем описание Четкинвямского массива, который является наиболее крупным в составе Хатырского гипербазитового пояса. Выходы его в виде узкой полосы шириной от 0,2 до 2,0 км прослеживаются в северо-восточном направлении на расстоянии 26 км от верхнего течения р. Четкинваям до долины р. Хатырки.

Краткие сведения о массиве приводятся в работах М. В. Богидовой и В. Г. Матвеевко (1960) и Л. И. Аникеевой (1965). Нами он изучался летом 1967 г.

Массив располагается среди кремнисто-вулканогенных пород, условно датированных валанжином, и контактирует с ними по тектоническим нарушениям. Северо-западная граница его проходит по пологому надвигу, по которому породы валанжина надвинуты на массив. Пологое

залегание сместителя, погружающегося, как и тело гипербазитов, на северо-запад, обусловило в рельефе извилистый контур границы. Юго-восточный контакт массива также имеет тектонический характер, но выраженный менее отчетливо.

Основные породы, слагающие массив, представлены серпентинитами. В отличие от охарактеризованных выше массивов других поясов, где серпентиниты имеют преимущественно лизардитовый состав, здесь эти породы сложены различными разновидностями серпентиновых минералов. Среди них наряду с лизардитом широко распространены антигорит и хризотил. Совместно с ними нередко встречаются флогопит, а также чешуйки брусита. Наличие в породах различных модификаций серпентиновых минералов обуславливает широкое многообразие микроструктур в серпентинитах.

Типоморфной породой массива, судя по обилию баститовых псевдоморфоз и реликтам оливина и клинопироксена, являлись гарцбургиты и в меньшей мере лерцолиты.

Гипербазиты массива прорваны мелкими телами габброидов, которые представлены главным образом габбро-норитами и нормальными габбро, часто интенсивно амфиболизированными. Реже встречаются пегматоидные разности пород, которые слагают жильные фации. Кроме того, в эндоконтактных частях интрузивов отмечаются оливиновые габбро с характерной полосчатой текстурой, в которых нередко наблюдаются мелкие ксенолиты гипербазитов.

Под воздействием габброидов в ультраосновных породах возникают новообразования магнезиального амфибола, талька, хлорита и железисто-магнезиального карбоната. Непосредственно на контакте габброидов и гипербазитов в последних наблюдаются многочисленные различной формы и протяженности жилообразные тела пироксенитов. Представлены они преимущественно энстатититами и реже вебстеритами. На отдельных участках в экзоконтактных зонах габброидов отмечаются гранат-пироксеновые породы (Pinus, Agafonov, Velinsky, 1970).

Помимо габброидов, среди гипербазитов Четкинваямского массива обнажаются мелкие тела плагиогранитов и кварцевых порфиров, рвущих как ультраосновные, так и основные породы.

Повсеместно в массиве породы перекрываются плащом глинистого материала со щебенкой гипербазитов от светлого до темно-зеленого и темно-синего цвета, который при геологической съемке диагностируется как продукт коры выветривания гипербазитов. Однако в береговых обрывах в верховье р. Четкинваям среди этих отложений отмечено большое количество неправильной формы гипербазитов и вмещающих их пород. Аналогичная картина устанавливается южнее описываемого района на левом берегу р. Хатырки (Богданов, 1969), где она интерпретируется как тектоническая «смесь» (меланж).

Выше указывалось, что в целом для ультраосновных пород Хатырского пояса характерно интенсивное проявление в них процессов динамометаморфизма. Это наряду с приведенными фактами и широким развитием надвиговых нарушений в районе, к одному из которых приурочен и Четкинваямский массив, ставит под сомнение выделение в его пределах коры выветривания.

По нашему мнению, изложенные данные позволяют образование глинистого материала связывать не с процессами выветривания ультраосновных пород, а с механическим перетиранием гипербазитов в результате надвиговых явлений.

Последним и наиболее крупным в системе поясов Восточно-Камчатско-Корякской гипербазитовой зоны является Восточно-Камчатский пояс.

Этот пояс протягивается вдоль восточной окраины п-ова Камчатка от бухты Раковой на юге до п-овов Говена и Олюторский на севере на расстоянии более 1000 км. Он располагается на территории Олюторско-Камчатской складчатой системы, занимая крайнее восточное положение в ее внутренней Курило-Камчатской складчатой зоне.

Западная граница пояса четко фиксируется геофизическими данными и выражена гравитационным уступом (см. рис. 3) и системой линейных интенсивных магнитных аномалий.

Пространственно Восточно-Камчатский пояс совпадает с зоной глубинных разломов, которая отражает плоскость Притихоокеанского складчатого пояса, наклоненную в сторону Азиатского материка под углом 40° (Николаевский, 1969).

Массивы гипербазитов пояса образуют две самостоятельные ветви: западную (Валагинско-Пылгинская) и восточную (Олюторско-Камчатская). Обе ветви имеют субмеридиональное направление и протягиваются с юга на север почти параллельно друг другу.

Выходы ультраосновных пород в обеих ветвях приурочены к крупным антиклинариям, контролируются глубинными разломами и тесно ассоциируют с вмещающими их кремнисто-вулканогенными отложениями позднемелового (маастрихт-дат) возраста (Тарасенко, 1971). Положительные структуры разделены Пахачинско-Восточно-Камчатским синклинорием, сложенным третичными отложениями (см. рис. 2). Состав последних существенно терригенный (конгломератово-песчано-сланцевый), но характеризуется значительной фациальной изменчивостью по простирацию и наличием в составе толщ туфогенного материала, покровов лав базальтовых и андезитовых порфиритов, их туфов и разнообразных туффитов (Тарасенко, 1971; Грязнов, 1964).

В целом геологическое строение территории Восточно-Камчатского гипербазитового пояса является очень сложным и в значительной мере остается еще малоизученным. Расшифровка и понимание основных закономерностей строения этой площади затруднено, кроме того, широким проявлением здесь разрывной тектоники, сопровождающейся во многих случаях надвиговыми явлениями.

Вместе с тем в результате работ последних лет и особенно в связи с исследованиями Б. К. Долматова, М. Ю. Хотина, С. А. Мельниковой, Н. В. Луцкиной, А. М. Садреева, Л. И. Аникеевой и др. появляется возможность воссоздать общую картину развития этого региона, а также дать общую характеристику широко распространенных в его пределах ультраосновных пород.

В настоящее время в пределах Восточно-Камчатского гипербазитового пояса насчитывается около 50 различных по площади выходов гипербазитов. Размеры их колеблются от первых сотен до нескольких десятков квадратных километров. Повсеместно они приурочены к трещинным структурам, крупные массивы имеют плитообразную форму, мелкие чаще всего слагают небольшие линзы. Последние либо сопровождают вдоль разломов выходы крупных массивов, либо представляют собой самостоятельные тела, трассирующие на поверхности зоны дизъюнктивных нарушений.

Ниже подробнее остановимся на характере отдельных ветвей пояса.

Валагинско-Пылгинская ветвь. Гипербазитовые массивы ветви приурочены к сводовой части сложно построенного Валагинско-Пылгинского горст-антиклинория и контролируются в пространстве глубинным разломом Восточно-Камчатских хребтов (см. рис. 2, 5).

Орографически горст-антиклинорий на территории Камчатки выражен системой хребтов северо-восточного простираения (Валагинский,

Тумрок, Кумроч), далее на север продолжается горными сооружениями п-ова Озерного, о. Карагинского и п-ова Говена (хр. Пылгинский). Ось горст-антиклинория хорошо прослеживается системой магнитных аномалий (Долматов, 1972).

В строении горст-антиклинория принимают участие допозднемеловые, позднемеловые и третичные отложения, смятые в крутые линейные складки северо-восточного простирания, нередко опрокинутые на юго-восток и осложненные многочисленными нарушениями надвигового и сбросового типа (Власов, 1964 г.; Луцкина, 1968; Долматов, 1972; и др.).

Допозднемеловые отложения обнажаются на о. Карагинском и п-ове Озерном в тектонических блоках и представлены метаморфическим комплексом пород, среди которых наиболее широко развиты грубоборассланцованные зеленые сланцы альбит-эпидот-хлоритового, кварц-альбит-эпидотового и альбит-роговообманкового состава, а также кварциты и амфиболиты. Видимая мощность отложений составляет от 800 до 1700 м.

Позднемеловые отложения представлены преимущественно кремнисто-вулканогенными образованиями, разрезы которых характеризуются резкой фациальной невыдержанностью как по простиранию, так и по вертикали. На севере антиклинория в районе хр. Пылгин, о. Карагинского и п-ова Озерного толщи позднего мела сложены в основном кремнистыми сланцами, туфами основного и среднего состава, потоками спилитов, диабазов, базальтовых и андезитовых порфиритов, реже трахибазальтов (Долматов, 1972). Южнее, в хр. Кумроч, среди этих отложений появляются терригенные осадки с вулканогенным материалом (песчаники, алевролиты, аргиллиты, гравелиты и конгломераты), которые в районе хребтов Тумрок и Валагинский пользуются уже широким распространением (Грязнов, 1964; Долматов, 1972; и др.). Возраст отложений датируется по комплексу спор и пыльцы, а также по абсолютному возрасту (п-ов Озерный) базальтовых порфиритов (74 млн. лет) (Долматов и др., 1969; Долматов, 1972).

С перерывом и угловым несогласием меловые породы перекрываются фаунистически охарактеризованными терригенно-вулканогенными образованиями третичного периода, в конгломератах которых устанавливаются обломки гипербазитов (Луцкина, 1968; Долматов, 1972).

В пределах описываемой ветви гипербазиты встречаются чаще всего в виде мелких линз, согласно залегающих среди вмещающих их отложений. Реже массивы ультраосновных пород образуют различных размеров пластинчатые тела (о. Карагинский, п-ов Озерный).

Крайним северным выходом ультрабазитов в Валагинско-Пылгинской ветви является маломощная линза серпентинитов, обнажающаяся на западном побережье п-ова Говена. Гипербазиты залегают среди аргиллитов олигоцен-миоценового возраста и находятся с ними в тектоническом контакте (Анкудинов и др., 1961 г.). Севернее этой точки Э. А. Абдрахимовым и С. А. Мельниковой (1961 г.) описана дайка длиной около 2 км, сложенная пикритовыми порфиритами.

К югу от п-ова Говена выходы ультраосновных пород вскрываются на о. Карагинском, где они залегают среди метаморфических отложений условно мезозойского возраста. По занимаемой площади массивы гипербазитов этого района являются наиболее крупными и лучше всего изученными (описание см. ниже).

На территории Камчатки массивы представлены телами ультраосновных пород п-ова Озерного. По данным Ю. Б. Гладенкова и Н. В. Луцкиной (1967), выходы гипербазитов здесь приурочены к вулканогенно-осадочным толщам олигоцен-миоценового возраста, которые в более поздней работе Б. К. Долматова (1972) датируются как позднемеловые. Контакты ультраосновных пород с вмещающими обычно

тектонические, но в отдельных пунктах (долина р. Третья Речка) указанными выше авторами допускается и интрузивный их характер. Основанием для этого служат наблюдения об уплотнении и слабом орговиковании вмещающих гипербазиты пород. Очевидно, что приведенные факты слабо аргументируют горячее внедрение ультраосновных пород, указывая лишь на то, что отложения рамы в данном случае претерпели процессы динамометаморфизма.

В пределах п-ова Озерного ультраосновные породы развиты довольно широко и образуют серию линейно-вытянутых мелких тел. Наряду с ними в бассейне рек Вторая Речка и Оленья обнажается массив длиной около 20 км при ширине 5 км. Он сопровождается выходами ряда мелких тел, прослеживающихся к северо-востоку на расстоянии 10—15 км. Это позволяет предполагать, что массив Второй Речки имеет гораздо большие размеры и основная его часть еще не вскрыта эрозией (Луцкина, 1968).

Представлены гипербазиты в основном сильно серпентинизированными гарцбургитами, содержащими от 5 до 20% ромбического пироксена. Дуниты в составе пород развиты ограниченно и образуют в массивах линзы и полосы. Оливин в породах представлен форстеритом (5—10%), ромбический пироксен — энстатитом с очень малым содержанием ферросилитового компонента. В незначительных количествах в дунитах и перидотитах присутствует моноклинный пироксен. В составе массивов отмечаются жилы пироксенитов (диаллагиты и энстатиты). Гипербазиты прорываются интрузивами габброидов и плагиогранитов.

Южнее п-ова Озерного в хр. Кумроч М. Ф. Двали, Н. Е. Соколовым и С. Н. Набоко (Маренина, Долматов, 1964) в бассейне рек Радуги и Маимли среди терригенно-эффузивных пород позднего мела (?) описаны маломощные линзы апоперидотитовых серпентинитов.

В 1972 г. в этом же районе, севернее вулкана Шивелуч, сотрудником института вулканологии ДВ НЦ СССР А. П. Колосковым обнаружено крупное тело гипербазитов длиной около 80 км при максимальной ширине в центре до 20 км. По предварительным данным, массив сложен серпентинитами, серпентинизированными дунитами и перидотитами, среди которых развиты жилы пироксенитов (сообщение Ф. Кутыева).

Далее на юг, на стыке хребтов Кумроч и Тумрок, в верховьях р. Правый Толбачек близ горы Андриановки гипербазиты в виде небольших тел встречаются среди терригенно-эффузивной толщи датпалеоценового возраста. Ультрабазиты представлены довольно свежими перидотитами и пироксенитами и находятся в тесной пространственной связи с интрузивным штоком, сложенным габбро-сиенитами и тешенитами. Отдельными авторами (Эрлих и др., 1971) эта связь совершенно необоснованно рассматривается в качестве доказательства генетического родства гипербазитов и габброидов. Этому противоречат следующие факторы, приводимые в работе указанных исследователей. Во-первых, наличие большого количества новообразованного биотита в перидотитах и пироксенитах. Во-вторых, характер изменения структур габброидов от гипербазитов к центральным частям штока, которые меняются последовательно от микрогаббро к крупнокристаллическому биотит-пироксеновому габбро, габбро-сиениту и тешениту. Эти данные, по нашему мнению, совершенно однозначно говорят об интрузивном контакте между гипербазитами и габброидами, и нет поэтому оснований описанные ультраосновные породы не относить к альпинотипным разностям.

В аналогичной ассоциации гипербазиты в Валагинском хребте встречены В. Пикуновым (1971 г.) севернее оз. Кроноцкого. Однако здесь ультраосновные породы развиты более широко и представлены

пластинообразными телами площадью 3—5 км². Общая площадь выходов гипербазитов составляет около 15 км². Их рвут и метаморфизируют интрузии габбро и габбро-сиенитов, и при этом последние — более поздние по отношению к габбро. Залегают массивы среди кремнисто-вулканогенных отложений валагинской серии позднего мела и сложены в основном гарцбургитами и в незначительном количестве лерцолитами. Дуниты среди них образуют разобщенные выходы вытянутой формы с резкими переходами к перидотитам. Породы в той или иной степени серпентинизированы, а в мелких телах полностью превращены в серпентиниты. Характер контактов с вмещающими породами интерпретируется разными авторами либо как тектонический, либо как интрузивный. В качестве примера последнего приводится массив горы Попутной, где в кровле тела описывается зона измененных пород мощностью 32,5 м. Эта зона представляет собой чередование сильно перемятых и раздробленных серпентинитов и пироксенитов со следами слабого ороговикования; к ней приурочен и небольшой силл диабазовых порфиритов. Приведенные данные совершенно очевидно не могут быть привлечены для доказательства «горячего» внедрения гипербазитов.

Как для района горы Андриановки, так и для оз. Кроноцкого характерно совместное нахождение с гипербазитами даек и «туфов» пикритового состава, которые диагностируются как меймечиты (Марковский, Ротман, 1971; Эрлих и др., 1971). Состав этих пород, их геологическое положение, равно как и взаимоотношения с другими магматическими образованиями, остаются до сих пор малоизученными. Тем не менее установлено, что в них по сравнению с типоморфными меймечитами Гулинского плутона Сибирской платформы содержится больше SiO₂, Al₂O₃, щелочей и меньше TiO₂ и MgO. С другой стороны, по своим петрохимическим особенностям эти породы весьма близки к пикритам по Дэли. Все это наряду с приуроченностью даек «меймечитов» к выходам серпентинитов и перидотитов (Эрлих и др., 1971), а также наличие в составе эффузивов валагинской серии покровов пикритов заставляет нас усомниться в правильности диагностики указанных пород. Понятно, что в этой связи мы не можем согласиться с точкой зрения, рассматривающей их как эффузивные аналоги гипербазитов. Автору на основании изложенного представляется, что «меймечиты» Восточной Камчатки образуются в результате частичной ассимиляции пикритовым расплавом материала массивов гипербазитов. О том, насколько обосновано такое предположение, можно будет судить только при проведении детальных петрографических исследований.

Южнее района оз. Кроноцкого в пределах Валагинско-Пылгинской ветви выходы ультраосновных пород в настоящее время не обнаружены. Однако широко известным фактором является обилие включений ультраосновных пород в выбросах вулканов Авачинской группы, как и вообще вулканов Восточной Камчатки, которые располагаются структурно в пределах Валагинско-Пылгинского горст-интруклинория. Поэтому можно предполагать, что массивы ультраосновных пород в описываемой ветви имеют более широкое развитие, чем то, которое мы наблюдаем на современной эрозионной поверхности.

Наконец, следует указать на наличие нескольких выходов гипербазитов на Хавывенской возвышенности (см. рис. 2). Здесь они образуют небольшие тела площадью от 2 до 10 км², которые согласно залегают среди вмещающих их метаморфических пород допозднемелового (?) возраста. Сложены тела в основном аповерлитовыми и аполерцолитовыми серпентинитами и реже серпентинизированными дунитами и пироксенитами. Гипербазиты прорваны многочисленными дайками амфиболитизированных габброидов (Долматов, 1972).

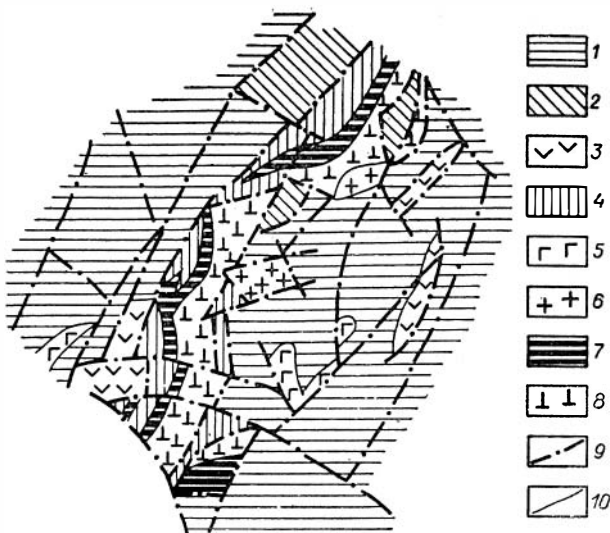


Рис. 20. Схема геологического строения центральной части о. Карагинского (Долматов и др., 1969).

1 — осадочные отложения палеогена; 2, 3 — поздний мел — палеоген (?); кремнисто-вулканогенные и туфогенные отложения; 4 — мезозойские (?) (позднемеловые) (?) метаморфические сланцы; 5 — интрузивы основного состава палеогенового возраста; 6 — интрузивы основного состава позднемелового возраста; 7 — интрузивы среднего состава позднемелового возраста; 8 — гипербазиты (дуниты, перидотиты, серпентиниты); 9 — разрывные нарушения; 10 — геологические границы.

В пределах описываемой ветви нами изучались гипербазиты о. Карагинского. Полученные данные совместно с результатами исследований других авторов позволяют охарактеризовать их более детально.

Массив о. Карагинского располагается в центральной части острова и представлен крупным выходом ультраосновных пород, протягивающимся в северо-восточном направлении на 20 км при ширине от 0,5 до 3—4 км (рис. 20). Массив приурочен к мощной зоне дислокаций, фиксируемой серией нарушений сбросового и надвигового характера. Выходы гипербазитов отчетливо

выражаются в гравитационном поле и полосой интенсивных магнитных аномалий.

В тектоническом плане массив приурочен к зоне сочленения Авачинско-Ильпинского синклиория и Валагинско-Пылгинского горст-антиклиория. Он имеет плитообразную форму, наклонен на северо-запад под углом около 40—45° (Луцкина, 1968).

Ультраосновные породы залегают преимущественно среди хлоритовых, кварц-хлоритовых и альбит-актинолитовых сланцев условно мезозойского возраста (Долматов и др., 1969). При этом Б. К. Долматов считает, что гипербазиты приурочены только к выходам этих пород (Долматов, 1972), а С. А. Мельникова (1971 г.) приводит факты, указывающие на то, что ультрабазиты располагаются среди вышележащих отложений позднего мела — нижнего палеогена. Последние представлены различной окраски туфами основного и среднего состава с кремнистым цементом, спилитами, кремнистыми сланцами, содержащими фауну иноцерармов, *Ostrea* и др. Контакты этой толщи с мезозойскими отложениями тектонические. Выше по разрезу несогласно, через базальные конгломераты, залегают песчаники и аргиллиты с фауной среднепалеогенового возраста. Вмещающие гипербазиты отложения имеют северо-восточное простирание и моноклинальное залегание с углом падения 20—30° на северо-запад и разбиты серией разрывных нарушений северо-восточного направления. Кроме того, в них широко развиты трещины северо-западного и субширотного простирания.

Контакты гипербазитов с вмещающими их отложениями тектонические. При этом как породы рамы, так и ультрабазиты в зоне контакта часто сильно рассланцованы и раздроблены и несут обильные зеркала скольжения. Следует особо подчеркнуть, что нами нигде не наблюдались интрузивные взаимоотношения гипербазитов с метаморфическими сланцами, на которые указывает Б. К. Долматов (1972). Изучение контактов показало, что к ним нередко приурочены дайки габброидов, иногда превращенные в родингиты, и гранитоиды, которые

оказывают воздействие как на гипербазиты, так и на вмещающие породы. В таких случаях создается ложное впечатление об интрузивном характере контактов гипербазитов с отложениями рамы. Детальные геологические исследования на территории острова, проведенные С. А. Мельниковой (1971 г.), также показали, что взаимоотношения эти тектонические.

Сложен массив гипербазитов в основном серпентинизированными гарцбургитами и дунитами, реже встречаются лерцолиты и верлиты. В целом отмечается приуроченность дунитов к нижним частям массива, а перидотитов — к верхним, что хорошо прослеживается на местности по различному цвету окраски корки выветриваемых пород. Вместе с тем нередко наблюдаются сложные взаимоотношения между ними, когда среди гарцбургитов встречаются неправильной формы небольшие выходы довольно свежих дунитов и, наоборот, среди дунитов отмечаются в виде пятен выходы гарцбургитов. Кроме того, очень часто дуниты в гарцбургитах образуют полосы и линзы, мощность которых изменяется от нескольких сантиметров до первых сотен метров. Переходы между ними в этих случаях как резкие, так и постепенные. Детальные исследования Н. В. Луцкиной (1968) показали, что простирающие и падение этих полос совпадают с элементами залегания вмещающих гипербазиты пород.

Широким распространением в массиве пользуются жилы пироксенитов, представленные в основном диопсидитами мощностью от первых сантиметров до 2—3 м и приуроченные чаще всего к выходам дунитов. В последних при этом появляются зерна моноклинного пироксена, и порода приобретает состав верлита.

Гипербазиты во многих местах прорываются интрузивами габброидов, крупные выходы которых приурочены в основном к юго-восточному контакту массива (см. рис. 20). Мелкие же выходы их обнажаются по всей площади массива. Кроме того, повсеместно встречаются также различной мощности и протяженности дайки габброидного состава. В крупных выходах габброиды представлены габбро и габбро-норитами, а в мелких и дайках — габбро-долеритами и долеритами. Создается впечатление, что выходы габброидов образуют на глубине единое тело, которое как бы подпирает пластину гипербазитов. По-видимому, с этим и связана интенсивная серпентинизация ультраосновных пород, которая имеет площадное распространение. Этим же, видимо, объясняется и широкое развитие жил пироксенитов в массиве, количество которых заметно увеличивается в приконтактных частях выходов габброидов.

Контакты габброидов с гипербазитами интрузивные, имеют часто эруптивный характер и сопровождаются зонами интенсивной серпентинизации гипербазитов. В эндоконтактных частях в габброидах часто встречаются дунитовые и перидотитовые ксенолиты с роговиковой структурой, а в габбро появляются зоны закалки породы с микрозернистой структурой. Одновременно в этих местах в незначительных количествах среди габбро отмечаются оливинсодержащие их разности. Как габброиды, так и гипербазиты прорываются небольшими интрузивами гранитоидов, состав которых варьирует от плагิโอгранитов до кварцевых диоритов. Связанные с ними дайки кислого состава встречаются на контакте гипербазитов с вмещающими породами и в самом теле массива.

Характерным для интрузивных пород основного и кислого состава является интенсивное их изменение процессами динамометаморфизма. Они обычно грубо рассланцованы, сильно раздроблены и перемяты, особенно когда приурочены к контактовым частям гипербазитового массива.

Выше указывалось, что ультраосновные породы в значительной степени серпентинизированы. Петрографические исследования показа-

ли, что серпентиниты характеризуются пестротой состава слагающих их минералов. Наиболее широко развиты серпентиниты смешанного лизардит-антигорит-хризотилового состава. При этом отмечается определенная закономерность в их распространении. Так, на участках, где серпентинизация проявляется наиболее интенсивно, серпентин представлен преимущественно лизардитом. В местах же, приуроченных к выходам габброидов, существенную роль играют разности лизардит-антигоритовые или антигоритовые, а в контактах с гранитоидами среди серпентинитов преобладают хризотилсодержащие разновидности. Здесь же наблюдаются и обильные мелкие жилки хризотил-асбеста.

Помимо серпентинизации, ультраосновные породы в отдельных случаях в контакте с вмещающими их отложениями, а также с интрузивами гранитоидов нередко в той или иной степени карбонатизированы и окварцованы (лиственитизация).

Описанные массивы Валагинско-Пылгинской ветви в составе гипербазитов Восточно-Камчатского пояса занимают небольшой объем. Основная масса их располагается в пределах Олюторско-Восточно-Камчатской ветви.

Олюторско-Восточно-Камчатская ветвь. Массивы ультраосновных пород этой ветви приурочены к сводовой части одноименного антиклинория и контролируются Восточно-Камчатским глубинным разломом (см. рис. 2, 5). Выходы их так же, как и в Валагинско-Пылгинской ветви, совпадают с зоной интенсивных линейных магнитных аномалий, протягивающихся в северо-восточном направлении от бухты Раковой вдоль восточных п-овов Камчатки (Шипунский, Кроноцкий, Камчатский Мыс) (Луцкина, 1968). По данным М. Ю. Хотина и др. (1967 г.), в строении антиклинория принимают участие кремнисто-вулканогенные и туфогенно-осадочные отложения позднего мела, вулканогенно-терригенные образования палеогена и песчано-сланцевые отложения неогена, общая мощность которых составляет более 10 км.

Наиболее южным в цепи гипербазитовых массивов описываемой ветви является пластинообразное тело серпентинизированных гарцбургитов, прослеживаемое на расстоянии около 1 км в береговом обрыве бухты Раковой (Маренина, Долматов, 1964). Оно залегает среди позднемеловых (?) отложений туфово-кремнистой толщи, сложенной измененными туфами, кремнистыми сланцами, алевролитами и потоками базальтовых порфиритов.

Гипербазиты сильно рассланцованы и брекчированы, пронизаны серией даек диабазов и содержат густую сеть жилок хризотил-асбеста.

Значительно более широким распространением ультраосновные породы пользуются на территории п-овов Кроноцкий и Камчатский Мыс, где они детально описаны Н. В. Луцкиной (1968) и Б. К. Долматовым (1972).

На п-ове Кроночком известно 7 выходов гипербазитов, образующих цепочку, вытянутую вдоль побережья. Они расположены в ядре антиклинальной складки среди отложений позднего мела, представленных туфогенными и кремнисто-эффузивными породами. Западное крыло структуры слагается полого залегающими отложениями палеогена, а восточное скрывается под акваторией Берингова моря. Простираение пород северо-восточное, внутреннее строение антиклинали осложнено серией разрывных нарушений пологого залегания.

Положение гипербазитов, как указывает Н. В. Луцкина, в разрезе позднемеловых отложений строго определенное. Они приурочены к контакту туфов андезито-базальтов и яшмовидных дацитов, переслаивающихся с пропластками кремнистых пород и линзами валунно-галечных конгломератов.

Контакты гипербазитовых тел с вмещающими породами повсеместно тектонические. Площадь их варьирует от 0,5 до 12 км². В составе

мелких тел преобладают клинопироксениты, в более крупных наряду с ними широко представлены серпентинизированные перидотиты и серпентиниты, связанные между собой постепенными переходами.

Наиболее крупный массив (около 12 км²) располагается в бассейне руч. Ущелье. Он сложен серпентинизированными перидотитами, среди которых в виде полос различной мощности развиваются пироксениты. Ориентировка полос совпадает с простиранием массива и с элементами залегания вмещающих пород. Судя по ним, массив представляет собой согласно залегающее пластинообразное тело, падающее на СЗ под углом 15—25°. На контакте массива гипербазиты (серпентиниты) сильно рассланцованы и раздроблены.

Ультраосновные породы прорваны интрузивом габброидов. Они обнажаются в виде небольших выходов и многочисленных даек, количество которых увеличивается в зоне контакта гипербазитов с вмещающими отложениями. На контакте габброидов с гипербазитами последние интенсивно раздроблены, перемяты, изменены гидротермальными процессами и пронизаны сетью даек основного состава самой причудливой формы. Габброиды прорывают не только гипербазиты, но и отложения позднего мела и палеогена, имеют в контакте четкую зону закалки и содержат обломки вмещающих их пород. Представлены они обычно диаллаговыми, реже амфибол-пироксеновыми разностями. На контакте с гипербазитами среди них появляются разновидности, содержащие оливин.

Выходы ультраосновных пород на других участках более мелкие. Представлены они существенно серпентинитами и интенсивно изменены динамометаморфическими процессами.

Гораздо шире гипербазиты развиты на п-ове Камчатский Мыс. Самый крупный массив на этой территории, расположенный в верховьях р. Белой, исследовался нами летом 1971 г.

По данным М. Ю. Хотина и др. (1967 г.), Н. В. Луцкиной (1968) и Б. К. Долматова (1969, 1972), п-ов Камчатский Мыс представляет собой сложно построенный горст-антиклиналь северо-западного простираания (рис. 21). Гипербазиты приурочены к его центральной части, сложенной позднемеловыми отложениями смагинской и пикежской свит африканской серии.

Нижняя подсвита смагинской свиты мощностью более 750 м сложена преимущественно кремнистыми туфами и кремнями с прослоями и линзами известняков, яшм, оливиновых и плагиоклаз-пироксеновых базальтов и спилитов. В верхней подсвите (мощность 500—550 м) преобладают тонкообломочные кремнистые туфы зеленого цвета с горизонтами известняков, кремней и редкими потоками спилитов. Постепенными переходами вверх по разрезу отложения смагинской свиты связаны с туфогенно-терригенными образованиями пикежской свиты, к нижней части разреза которой тяготеют туфовые породы, а в верхней преобладают мелко-среднезернистые песчаники. В обломках литокластических и литокристаллокластических туфов верхней части разреза присутствуют серпентиниты.

Позднемеловые отложения с угловым несогласием перекрываются вулканогенно-осадочными образованиями с фауной плиоцена, на которые через базальные конгломераты ложатся фаунистически охарактеризованные терригенные осадки неогена. В песчаниках палеогенового и конгломератах неогенового возраста встречены обломки серпентинитов.

В разрезе отложений п-ова Камчатский Мыс описаны также метаморфические породы условно допозднемелового возраста. Они устанавливаются в виде клиньев вдоль тектонических нарушений и встречаются совместно с гипербазитами. Представлены породы амфиболитами, гранат-биотит-амфибол-плагиоклаз-кварцевыми, хлорит-эпидот-муско-

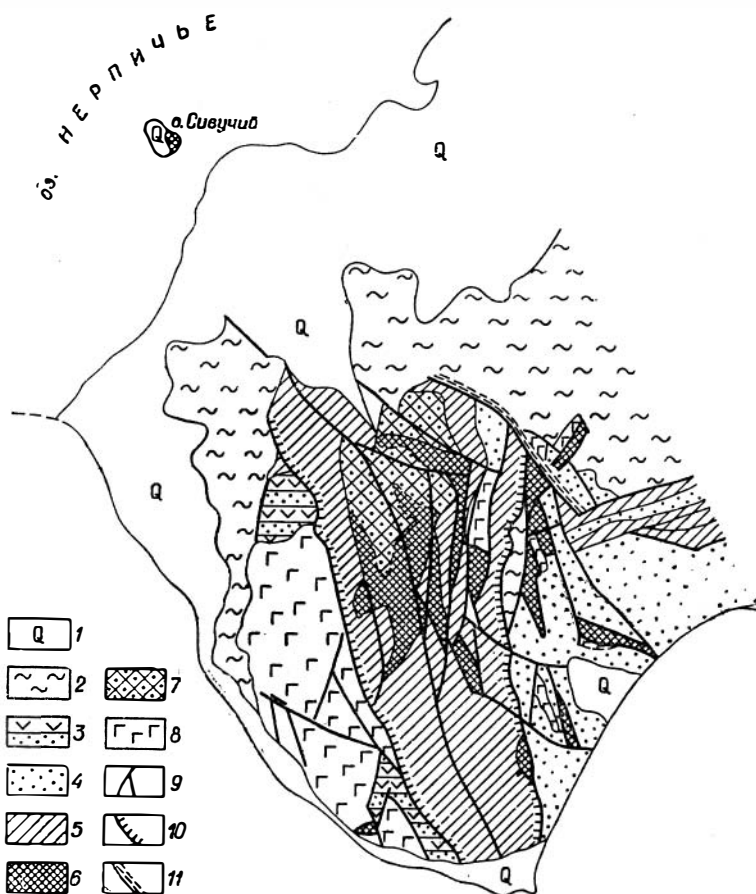


Рис. 21. Схема геологического строения п-ова Камчатский Мыс (по Хотину, Долматову и др.).

1 — четвертичные отложения; 2 — неоген: терригенные отложения; 3 — палеоген: вулканогенно-осадочные отложения; 4 — поздний мел (пикежская свита): туфогенно-осадочные отложения; 5 — поздний мел (смагинская свита): вулканогенно-кремнистые отложения; 6 — серпентинизированные перидотиты, дуниты, серпентиниты; 7 — свежие дуниты и перидотиты; 8 — габброиды; 9 — тектонические нарушения взбросо-сбросового характера; 10 — надвиги; 11 — Пикежская зона смятия.

вит-плагноклаз-кварцевыми кристаллическими сланцами, а также хлорит-эпидот-актинолит-альбитовыми, глаукофан-актинолит-альбитовыми и пумпеллиит-альбитовыми сланцами. Хотя возраст их пока точно не установлен, не исключена возможность, что эти породы отражают домеловой комплекс основания структур района. В то же время весьма вероятна и альтернативная точка зрения, а именно: эти породы представляют собой продукты метаморфизма высоких давлений, которому подверглись позднемеловые отложения, впоследствии испытавшие явления регрессивного метаморфизма.

Тектоническое строение полуострова чрезвычайно сложное, оно имеет мозаичный блоковый характер, а эта картина, в свою очередь, зашувывается наложением на нее надвиговых и сдвиговых нарушений. Среди крутопадающих дизъюнктивов преобладают сбросы и взбросы.

Центральная часть антиклинали осложнена двумя надвигами, которые, что очень примечательно, оконтуривают основной массив гипербазитов с запада и востока вместе с вмещающими его отложениями африканской серии.

Надвиги имеют субмеридиональное простирание, и западный из них под углом 45° падает на восток-северо-восток, а восточный — на запад под углом $30\text{—}50^\circ$. В основании западного надвига лежат палеогеновые отложения, а восточного — породы неогена, что отражает разновременность их образования.

В северо-восточной части свод антиклинали нарушен серией разрывов Пикежской зоны смятия шириной около 700 м, где широко проявлены сбросы, сдвиги и надвиги. Эта зона имеет субширотное простирание и отбивается повышенными значениями Δg . В пределах ее породы интенсивно перемяты и раздроблены часто до состояния глины. К ней же приурочены мелкие протрузии серпентинитов. М. Ю. Хотин (1967 г.) рассматривает Пикежскую зону дислокаций как взброс-сдвиг, а амплитуду вертикальных поднятий оценивает не менее 5 км.

Выше отмечалось, что антиклинальная структура п-ова Камчатский Мыс имеет северо-западное простирание, т. е. по отношению к другим структурам Олюторско-Восточно-Камчатского антиклинория является дискордантной. По мнению большинства исследователей, это связано с наложением дислокаций, вызванных тектоническими процессами, происходящими в области Алеутской островной дуги.

Массив гипербазитов Камчатского Мыса представляет собой крупное тело (70 км^2), согласно залегающее среди вмещающих пород смагинской и пикежской свит. В строении его принимают участие дуниты, гарцбургиты, верлиты, лерцолиты и пироксениты. Типоморфной же породой в массиве являются гарцбургиты.

Дуниты преимущественно развиты в северной части тела, где они образуют различной мощности полосы среди обогащенных ромбическим пироксеном гарцбургитов и лерцолитов. Реже выходы дунитов образуют пятна различной формы и площади. Ширина полос колеблется от первых десятков до нескольких сотен метров. Простирание их северо-западное с падением на северо-восток под углом $45\text{—}55^\circ$ (в тонких «прослоях») и совпадает как с элементами залегания вмещающих гипербазиты пород, так и с наиболее четко проявленной в массиве системой трещин. На этом основании Н. В. Луцкина (1968) рассматривает массив гипербазитов как пластинообразное тело, падающее на северо-восток под углом $45\text{—}55^\circ$, а Б. К. Долматов (1972) относит его к лополиту, характеризующемуся пологим залеганием и согласными контактами с вмещающими породами. Дуниты, как правило, очень свежие со светлой коркой выветривания, крупнокристаллические и почти повсеместно содержат акцессорную примесь энстатита и диопсида. Наряду с этим дуниты встречены также в центральной и южной частях массива. Но там породы сильно серпентинизированы, имеют характерную для них канареечно-желтую окраску корки выветривания и значительно более мономинеральные по составу. Отличаются эти разновидности дунитов и по железистости (см. выше.).

Переходы между дунитами и перидотитами как постепенные, так и резкие, что наиболее типично в местах, где дуниты слагают небольшой ширины полосы. Лерцолиты и верлиты с гарцбургитами также связаны постепенными переходами, но лерцолиты приурочены в основном к площадям, где широко развиты гарцбургиты, а верлиты — к участкам развития дунитов. Отмеченная закономерность в распределении различных типов пород в массиве отражает лишь общую тенденцию. Истинная же картина имеет гораздо более сложный характер, что обусловлено блоковым строением тела. Наряду с дунитами и перидотитами в строении массива широкое участие принимают пироксениты, представленные вебстеритами и диаллагитами. Они образуют жилы мощностью от 0,5 до 4,0 м, имеют резкие контакты с серпентинитами, дунитами и гарцбургитами и всегда содержат от 5 до 20% оливина. Часто в них сохраняются реликты черных голубоватых серпентинитов.

Породы массива в той или иной мере серпентинизированы. В целом степень серпентинизации резко возрастает к контактовым частям, а сами серпентиниты в контакте с вмещающими породами всегда интенсивно катаклазированы (перематы, развальцованы и разлистованы), имеют хорошо выраженные зеркала скольжения и сопровождаются глиной трения. В отдельных случаях наблюдаются плотные притертые контакты, и тогда вмещающие породы осветляются и приобретают пятнистый облик, особенно в зоне мощностью первые сантиметры. Именно это послужило основанием Б. К. Долматову (1972) подобные факты интерпретировать как результат контактового взаимодействия (горячего) гипербазитов на вмещающие отложения. Нами для выявления природы этого явления были изучены «горячие контакты» в районе горы Бабушки и в верховьях руч. Дунай.

В долине руч. Дунай контакт гипербазитов с отложениями смагинской свиты носит ярко выраженный тектонический характер. Здесь сильно раздроблены и перематы как гипербазиты, так и вмещающие их эффузивы и туфы. При этом к контакту в северпентинитах приурочена маломощная дайка свежего габбро с габбро-диабазовой структурой. Непосредственно в контакте видно, как отдельные небольшие будины серпентинита втерты в вулканогенные породы, а обломки вмещающих пород обволакиваются серпентинитом. В зоне контакта, кроме того, по данным микроскопических исследований, наблюдаются тонкие жилки тальк-хлоритового, талькового и амфибол-асбестового состава. Здесь же встречаются обломки энстатитов, а также редкие зерна слабо поляризующегоgrossуляра ($N=1,67$), клинопироксена и магнетита.

В районе горы Бабушки картина аналогичная, а в тех случаях, когда тектонический контакт отсутствует, вмещающие породы представляют собой не ксенолиты, как это считает Б. К. Долматов, а остатки кровли, вынесенные на поверхность вместе с гипербазитами. Нами нигде не наблюдались при этом изменения отложений смагинской свиты под воздействием гипербазитов. Они обычно залегают на ультраосновных породах со скрытым несогласием, а где остатки кровли несут изменения, они связаны обычно с влиянием на них более поздних интрузий основного и среднего состава, жильные дериваты которых во многих местах пересекают тело гипербазитов.

Таким образом, описанные Б. К. Долматовым нормальные интрузивные контакты гипербазитов с вмещающими их отложениями африканской серии не могут считаться доказанными. Следует подчеркнуть, что подобные взаимоотношения уже неоднократно в литературе принимаются как доказательство горячего внедрения гипербазитов, которые при более детальном исследовании не подтверждались. В качестве примера приведем данные В. Ф. Морковкиной и Г. С. Арутюняна (1971). Ими на гипербазитовых массивах Севанского хребта убедительно показано, что grossуляр-пироксеновые новообразования совместно с пренитом, тальком и хлоритом, возникающие в зоне экзоконтакта серпентинитов, представляют собой не продукты экзоконтактового воздействия гипербазитов на вмещающие их отложения, а являются результатом преобразования самих гипербазитов под воздействием более поздних наложенных процессов. При этом изменению подвергаются не только серпентиниты, но и вмещающие их породы, так как контакты между ними всегда брекчированы и служат прекрасными проводниками как для проникновения магматических расплавов (дайки), так и для гидротермальных растворов. С другой стороны, аналогичные ассоциации минералов образуются при возникновении родингитов, являющихся, как известно, продуктами метаморфизма долеритовых или габбровых даек в контакте их с серпентинитами. Как уже указывалось выше, такие дайки часты как в контакте гипербазитов, так и внутри массива.

Наконец, как показали экспериментальные исследования и геологические наблюдения, подобные парагенезисы минералов могут легко возникать по обломочным и глинистым породам в условиях, где локально повышается давление (Горохов, 1971, 1972).

В нашем случае, когда происходит внедрение твердого гипербазитового материала в отложения рамы или же вдоль контактов имеют место тектонические подвижки, повышение давления в этих участках неизбежно, так же как и дробление материала гипербазитов и вмещающих пород. В такой ситуации возникновение гранат-пироксеновых ассоциаций минералов, судя по результатам экспериментов указанного исследователя, можно связывать с процессами динамометаморфизма.

Среди интрузий, рвущих гипербазиты описываемого массива, наиболее широко представлены габброиды, которые обнажаются с обеих сторон массива, контактируя с ним по разрывным нарушениям и образуя линейно-вытянутые в северо-западном направлении тела. В составе их преобладают среднезернистые диаллаговые габбро, среди которых в подчиненном количестве присутствуют оливиновые разности и анортозиты (Луцкина, 1968; Долматов, 1972). Последние приурочены к контактовым частям интрузий с гипербазитами, где встречается большое количество ксенолитов ультраосновных пород. Габброиды активно воздействуют на гипербазиты, ассимилируя их. Этот процесс происходит следующим образом. Сначала ксенолиты пересекаются сетью тонких габбровых жилок, затем вокруг мелких обломков появляются реакционные пироксеновые каймы, а далее очертания ксенолитов становятся все более расплывчатыми. В свою очередь, в габброидах в этих случаях появляются резко выраженные такситовые структуры (от мелко- до крупно- и гигантозернистых). Сами породы неравномерно обогащаются темноцветными компонентами, и среди них появляются оливиновые разновидности.

Диаллаговые габбро составляют большую часть крупного интрузива площадью около 80 км² в районе горы Оленьей на западной границе гипербазитового массива. Б. К. Долматов (1972) считает, что формирование этой габброидной интрузии происходило в несколько фаз. Первая из них представлена описанными выше породами, во вторую образовались штокообразные, линзовидные тела и жилы пегматоидного габбро и габбро-пегматитов, в третью — габбро. Становление интрузива, по этому автору, завершилось внедрением диабазов, диабазовых и базальтовых порфириров.

По восточной границе гипербазитового массива обнажается интрузив, сложенный амфиболизированными габбро и габбро-норитами. Б. К. Долматов указывает, что породы этого интрузива рвутся и метаморфизуются гипербазитами. Эти данные нашими исследованиями не подтвердились. В верховьях руч. Неизвестного, где отмечались подобные взаимоотношения, между габбро и гипербазитами наблюдаются отчетливые тектонические контакты, сопровождающиеся расщеплением и дроблением как габбро, так и серпентинитов. При этом в зонах контакта габброиды приобретают такситовую, неравномернозернистую, а непосредственно в контакте с гипербазитами мелко- и тонкозернистую структуру (зона закалки).

В связи с приведенными данными следует пересмотреть точку зрения Б. К. Долматова о допозднемеловом возрасте пород этой габброидной интрузии. Учитывая, что они оказывают контактовое воздействие также и на вмещающие их отложения африканской серии, время внедрения ее должно быть отнесено также к позднему мелу, т. е. к тому же этапу, с которым связано становление интрузии горы Оленьей.

Пространственное расположение габброидов относительно массива гипербазитов и широкое развитие в его центральных частях жил и даек габброидов, а также базальтовых и диабазовых порфириров поз-

воляют автору предположить, что выходы габброидов представляют собой части единой крупной интрузии, которая подпирает тело гипербазитов. К аналогичному заключению пришли и изучавшие район п-ова Камчатский Мыс М. С. Марков и др. (1972). Сам же массив ультраосновных пород представляет собой полого залегающую на них пластину, падающую в юго-восточном направлении (см. рис. 21). Мощность тела установить без геофизических работ не представляется возможным. На современном эрозионном срезе массив вскрыт на глубину 800 м.

Севернее п-ова Камчатский Мыс выходы гипербазитов Олюторско-Восточно-Камчатской ветви прослеживаются на территории восточной части Олюторского п-ова. Здесь они представлены небольшими телами, сложенными серпентинитами, верлитами и диаллагитами, и тесно пространственно связаны с интрузивами габброидов пестрого состава со щелочным уклоном, выделенными Л. И. Аникеевой (1968) в Ачайваямский базитовый комплекс. Выходы их контролируются зоной Апукского глубинного разлома (см. рис. 2, 5) и представлены Малоаниваямской интрузией и массивами озер Моренного, Проточного и горы Озерной. Гипербазиты, по данным Л. И. Аникеевой, приурочены к центральным частям габбровых интрузивов. На этих участках габбро приобретают меланократовый облик; в них появляются такситовые структуры и одновременно происходит изменение минералогического состава пород, сопровождающееся образованием оливинсодержащих разновидности. Переходы между гипербазитами и габбро как постепенные, так и резкие. Одновременно отмечается наличие ксенолитов ультраосновных пород среди габброидов. Л. И. Аникеевой гипербазиты рассматриваются как продукты дифференциации базитовой магмы, хотя и допускается, что они могут являться более ранними самостоятельными образованиями.

Выше было показано, что подобные взаимоотношения между гипербазитами и рвущими их породами габброидных интрузивов представляют собой обычную картину. Учитывая это, а также тот факт, что гипербазиты в виде нашлапок кровли нередко встречаются в целом ряде описанных выше массивов (Чирынайский, Куюльский, мыса Валижген, Понтонейские горы и др.), мы рассматриваем ультраосновные породы Ачайваямского комплекса как остатки гипербазитовых тел, «съеденных» и переработанных под воздействием габброидной магмы. На это указывает и состав ультрабазитов — они представлены в основном верлитами и диаллагитами. К сожалению, детальное описание этих пород в работе Л. И. Аникеевой не приводится.

Габброиды и гипербазиты Ачайваямского комплекса приурочены к выходам ачайваямской серии условно маастрихт-датского возраста. Разрез серии сложен существенно грубообломочными туфами и туффидами, среди которых в виде линз и прослоев присутствуют кремнистые, а также эффузивные породы: спилиты, базальтовые и андезитовые порфириты, трахибазальты, трахиандезиты, трахиты, дациты и липариты. Характерными для отложений серии являются большая их мощность (от 2 до 6 км) и фаціальная невыдержанность как по вертикали, так и в латеральном направлении. С подстилающими вулканогенно-кремнистыми породами ватынской серии отложения ачайваямской серии находятся в тектоническом контакте.

Заканчивая характеристику гипербазитов Олюторского п-ова, следует отметить, что среди других объектов Олюторско-Восточно-Камчатской ветви они наименее изучены и постановка работ по их исследованию является весьма актуальной.

Обращаясь к вопросу о возрасте гипербазитовых массивов Восточно-Камчатского пояса в целом, приходится констатировать, что и в данном случае решить его более или менее определенно не представляется

возможным. Вплоть до последнего времени возраст ультраосновных пород считался позднемеловым, что основывалось на тесной пространственной связи их с одновозрастными кремнисто-вулканогенными толщами и находках обломков гипербазитов в конгломератах палеогена и неогена (Долматов, Садреев, Луцкина, 1968 г.). Вместе с тем существуют тенденции к омоложению времени внедрения отдельных массивов. Так, на п-ове Озерном, по данным Ю. Б. Гладенкова, гипербазиты рвут фаунистически охарактеризованные отложения миоцена. Однако исследованиями Н. В. Луцкиной (1968) было установлено, что в миоценовых лавобрекчиях, вмещающих тела гипербазитов, содержатся обломки серпентинитов и зерен хромшпинелидов, что опровергает точку зрения о послепозднемеловом возрасте гипербазитов этого района.

В настоящее время Б. К. Долматов (1972) отстаивает точку зрения о разновозрастности массивов гипербазитов и выделяет среди них допозднемеловой и позднемеловой комплексы. Анализируя изложенный выше материал по геологии отдельных массивов ультраосновных пород пояса, следует акцентировать внимание на следующих фактах:

1. Наличие массивов гипербазитов среди допозднемеловых (?) (мезозойских) отложений Хавывенской возвышенности: абсолютный возраст серпентинизированных перидотитов 112 млн. лет.

2. Присутствие обломков гипербазитов и габброидов в основании фаунистически охарактеризованных позднемеловых отложений на п-ове Озерном (Долматов, 1972).

3. Обилие материала гипербазитов и пространственно с ними ассоциирующих габброидов в конгломератах фаунистически охарактеризованных толщ палеогена и неогена.

4. Тесная пространственная связь подавляющего большинства массивов гипербазитов с позднемеловыми породами, с которыми они находятся в тектоническом контакте.

5. Наличие в верхах разреза позднемеловых отложений п-ова Камчатский Мыс в составе литокристаллокластических туфов пикежской свиты обломков серпентинитов (Долматов и др., 1969).

Приведенные данные подтверждают, на наш взгляд, точку зрения Б. К. Долматова о том, что в пределах Восточно-Камчатского гипербазитового пояса внедрение тел произошло в два этапа: допозднемеловой и позднемеловой. При этом основная масса гипербазитов была внедрена во второй этап.

КАМЧАТСКО-ВЫВЕНСКАЯ ГИПЕРБАЗИТОВАЯ ЗОНА

(Ватыно-Вывенский гипербазитовый пояс)

Эта зона располагается по границе внешней и внутренней зон Олюторско-Камчатской складчатой системы и в структурном отношении сопряжена с Центральнo-Камчатским антиклинорием (см. рис. 2). На территории Камчатки она проходит по Срединному хребту, а в пределах Корякского нагорья охватывает бассейны рек Вывенки и Ватын, прослеживаясь на расстоянии более 1300 км. По отношению к ранее описанным гипербазитовым зонам Камчатско-Вывенская занимает следующее положение. На Камчатке она имеет северо-восточное простирание, которое, плавно изменяясь в Корякском нагорье, переходит сперва в субширотное, а затем и в широтное.

В пределах зоны наибольшим развитием пользуются кремнисто-вулканогенные и эффузивно-терригенные отложения позднемелового возраста, которые в южной части перекрываются третичными вулканогенными образованиями Центральнo-Камчатской вулканогенной зоны (Тарасенко, 1971; Аникеева, 1968; и др.). Выходы гипербазитов приурочены к области развития позднемеловых (сантон-кампанских) пород

и контролируются зоной Камчатско-Вывенского глубинного разлома (см. рис. 5), которая отчетливо фиксируется геофизическими данными (Чиков, 1972). Массивы альпинотипных гипербазитов известны в настоящее время только в северной половине описываемой провинции, где они в виде цепи субширотного и широтного простирания прослеживаются на расстоянии около 600 км от бассейна р. Пустой (перешеек п-ова Камчатки) на юго-западе до верховьев р. Ильпы на востоке. На этой территории они встречаются на четырех разрозненных участках: в бассейнах рек Пустой и Вытвей (правый приток р. Вывенки), в верховьях р. Вывенки и междуречье Ватын—Ильпа. Исходя из этого, Л. И. Аникеева (1968) выделяет три группы интрузивов—Вытвейскую, Верхневывенскую и Ватынскую, подчеркивая, что все они характеризуются общностью геологического строения, вещественного состава, типом вторичных изменений и контролируются единым глубинным разломом. Учитывая это, а также то, что основная масса выходов тел гипербазитов располагается в бассейнах рек Вывенки и Вытана и отбивается в магнитном поле единой полосой линейных интенсивных аномалий, на указанной территории мы выделяем один Ватыно-Вывенский гипербазитовый пояс.

По имеющимся данным (Чиков, 1972), зона высоких аномалий прослеживается далее на юг на территорию Камчатки вдоль Срединного хребта. Однако выходы гипербазитов в этой части выделяемой провинции автору не известны.

Для характеристики ультраосновных пород зоны приведем краткое описание *Ватыно-Вывенского гипербазитового пояса*. Породы исследовались Б. В. Лопатиным, Л. А. Анкудиновым, Ю. Г. Егоровым, А. А. Колядой, И. Ф. Морозом, Г. И. Агальцовым и Л. И. Аникеевой (1968). Нами изучались Гальмознанский и Сейнаровский массивы в бассейне р. Вытвей (1969—1971 гг.).

На южной оконечности пояса тела ультраосновных пород установлены в бассейне р. Пустой (Маренина, Долматов, 1964). Они представлены главным образом пироксенитами, находящимися в ассоциации с небольшими (до 6 км²) интрузивами габброидов, расположенными среди туфогенно-эффузивных образований ирунейской серии. Возраст вмещающих отложений условно датируется поздним мелом. Более детального описания гипербазитов этого участка не имеется.

Севернее, от р. Вытвей до р. Ильпы, ультраосновные породы развиты значительно шире. Здесь они описаны в составе свыше 50 массивов, объединенных Л. И. Аникеевой в Ватынский базит-гипербазитовый комплекс. Тела гипербазитов на этом отрезке также тесно ассоциируют с габброидами и сложены в основном довольно свежими дунитами и клинопироксенитами, связанными между собой постепенными переходами через верлиты. Располагаются они среди морских вулканогенно-кремнистых отложений ватынской серии, обильно охарактеризованных сантон-кампанской фауной иноцерамов и гастропод.

В составе серии доминируют вулканогенные породы: потоки шаровых лав спилитов, диабазовых, андезито-базальтовых и андезитовых порфиритов. Менее, но также достаточно широко, развиты кремнистые породы, представленные яшмами, микрокварцитами, глинисто-кремнистыми и туфо-кремнистыми породами, среди которых локально развиты линзы окислов марганца. Разрез серии характеризуется неустойчивостью состава по всем трем измерениям (простираанию, падению и laterали) и резкими колебаниями мощности (от 1,5—2,0 до 6,0 км; Аникеева, 1968).

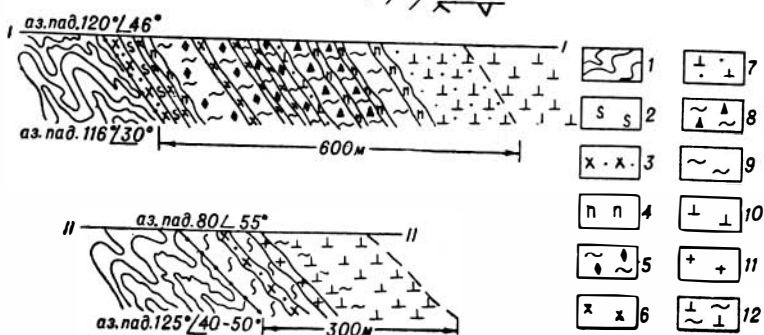
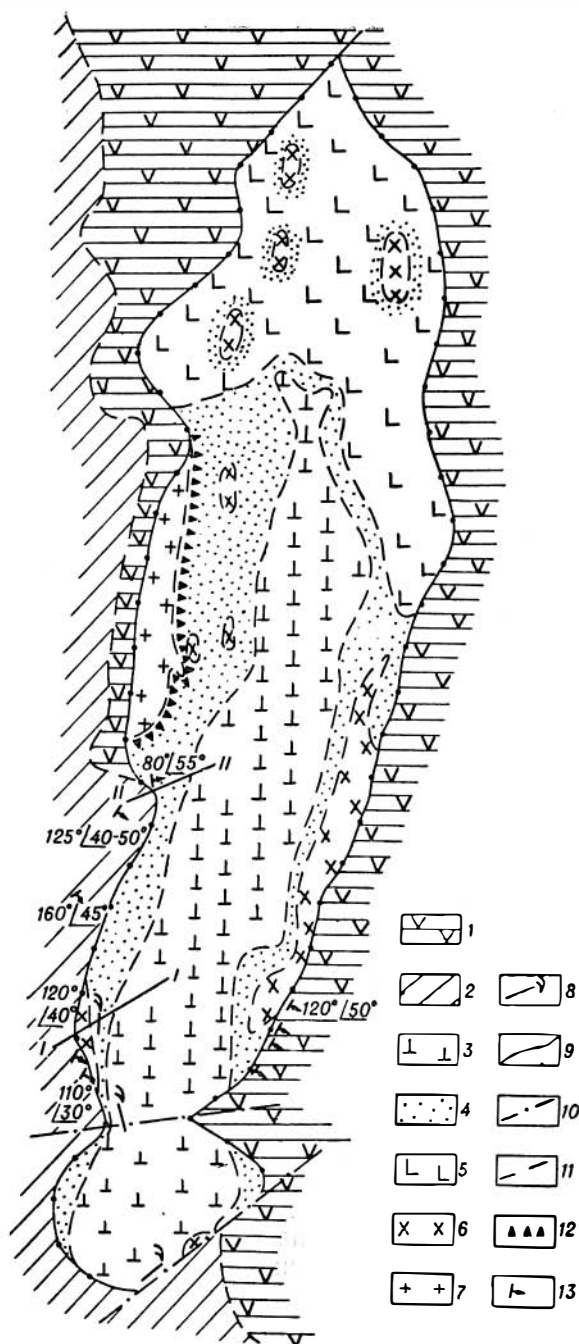
Тела гипербазитов в описываемой части Ватыно-Вывенского пояса при большом охвате площади распространения имеют в основном небольшие размеры, измеряемые в пределах 5—10 км². Наряду с ними известны отдельные массивы, которые имеют площадь несколько десятков квадратных километров. Это, например, такие, как Гальмознан-

ский (49 км²), Сейнавский (45 км²), Имланский (48 км²), Навкырский (29 км²), расположенные в бассейне р. Вытвей, и Эймнейнейский (52 км²) — в бассейне р. Ватын.

Наиболее характерными формами тел являются пластинообразная и линзовидная. По длинной оси тела вытянуты согласно с вмещающими их породами и, по нашим наблюдениям, имеют с ними тектонические контакты. При этом по отношению к оси Камчатско-Вывенского глубинного разлома они занимают разное положение. Одни из них, наиболее крупные, ориентированы под углом к разлому и приурочены к системе оперяющих его трещин, другие имеют ту же ориентировку, что и разлом. Интересно, что в первом случае в составе массивов резко преобладают ультраосновные породы, а во втором — габброиды (Аникеева, 1968). Наряду с этим отмечается и другая закономерность в расположении этих тел. Массивы, в которых преобладают гипербазиты, тяготеют к бассейнам рек Вытвей и Ватын, т. е. к краевым частям гипербазитового пояса. На этих участках они залегают на границе флишовой (нижней) и кремнисто-вулканогенной (верхней) свит ватынской серии и приурочены к крыльям антиклинальных складок. Массивы же, в которых преобладают габброиды, располагаются в центральной части пояса (верховья р. Вывенки), залегают среди отложений вулканогенно-кремнистой свиты и приурочены к ядру крупной антиклинали субширотного простирания (Погожев, 1952 г.; Егоров, Мороз, 1957 г.; Лопатин и др., 1963 г.). Здесь тела интрузий очень невелики и варьируют обычно в пределах 0,2—0,4 км², редко достигая 10—11 км². Наиболее крупные из них — Надежда, Алви, Вочвин, Горный и др. По данным Л. И. Аникеевой, они сложены главным образом габброидами пестрого состава от оливинсо-державших габбро и габбро-норитов через габбро до диоритов гранодиоритов, эссекситов и монзонитов.

Ультраосновные породы в их составе занимают резко подчиненное положение и в виде полос различной ширины и протяженности, нередко выходящих за пределы интрузивов габбро, приурочены к центральным частям габбровых тел. Представлены они в основном клинопироксенитами и реже верлитами. Н. К. Косько и Н. С. Радченко (приводится по Л. И. Аникеевой) наблюдали как постепенные переходы от габбро к пироксенитам, так и резкие. Эти же исследователи отмечают, что ультраосновные породы встречаются в габбро в виде ксенолитов. Габброиды с вмещающими породами имеют интрузивные контакты и окружены ореолом кварц-эпидотовых роговиков и амфиболитов.

Совершенно другую картину мы наблюдаем в тех массивах, которые расположены в бассейне рек Вытвей и Ватын. Для характеристики их приведем описание Гальмознанского массива. Он расположен на побережье верхнего течения р. Вытвей, правого притока р. Вывенки. В плане массив имеет пластинообразную форму размером 3,0—3,5×14 км, длинная ось которого ориентирована в субмеридиональном направлении согласно с вмещающими его кремнисто-вулканогенными породами ватынской серии (рис. 22). Мощность тела, судя по гипсометрическим отметкам, составляет не менее 600 м. На местности отчетливо видно падение пластины на восток под отложения кремнисто-вулканогенной свиты. В ряде коренных обнажений непосредственно устанавливается угол падения, который колеблется от 30 до 55° на западном контакте и до 50° — на восточном. Контакты массива с вмещающими породами повсеместно тектонические. Они проявляются в интенсивном расщеплении серпентинитов вплоть до образования тонколистоватых серпентинитовых сланцев, брекчированности и перемятости. Повсюду в контактовых зонах в серпентинитах наблюдаются обильные зеркала скольжения. Вмещающие их породы также сильно расщеплены, раздроблены и смяты в узкие, часто с гофрировкой, складки. На западном фланге тела по отношению к падению слоев вмещающих пород контакт гипербазитов имеет секущее (под небольшим углом) положение.



Кроме того, если в висячем боку тело везде перекрывается породами верхней свиты ватынской серии, то в подошве его в южной части залегают алевролиты, песчаники и гравелиты флишовой свиты, а в центральной и северной — вулканогенно-кремнистой. Подобные взаимоотношения указывают на приуроченность массива к надвику с крутым сместителем и на то, что движение происходило под воздействием сил, направленных с востока на запад. К контактам приурочены дайки, жилы или вытянутые в плане тела габброидов и гранитоидов, которые рвут и метаморфизуют гипербазиты. Характерно, что эти породы здесь интенсивно брекчированы и перемяты. Помимо контактовых зон, дайки габброидов часто встречаются в центральных частях массива, но особенно обильны они на севере, где обнажаются в основном пироксениты.

В результате детальных пересечений вкрест простираения массива довольно отчетливо устанавливается его зональное строение, которое впервые было отмечено Ю. Г. Егоровым и Л. А. Анкудиновым (1958 г.). Центральные части массива сложены преимущественно очень свежими, светлыми, звенящими при ударе дунитами. Оливин в них представлен обычно хризолитом, содержащим до 14% фаялитового компонента и, как правило, не имеющим двойников трансляции. Среди них в виде пятен неправильной формы встречаются темные, зеленоватые, сильно серпентинизированные разности, в которых оливин по составу отвечает форстериту с 5—9% фаялитовой молекулы. Для них характерны двойники давления. Структура этих пород обычно равномернoзернистая, оливин образует изометричной формы кристаллы, разбитые серией тонких жилок (петли) лизардита. Аксессуары представлены темно-бурым пикотитом, интенсивно замещенным магнетитом.

В отличие от них свежие дуниты имеют неравномерную, от мелко- до крупнозернистой, часто порфировидную, структуру. Обычны среди них разновидности с гранулированной мелкозернистой структурой. Акцессорный минерал представлен высокожелезистым хромитом, редко встречаются почти нацело замещенные магнетитом зерна пикотита.

Характерным акцессорием для них является также клинопироксен, содержащий 13—17% ферросилитовой молекулы. К периферии тела гипербазитов количество его в дунитах постепенно увеличивается, и породы постепенно через верлиты переходят сперва в оливинсодержащие пироксениты, а затем в мономинеральные диопсидиты. Состав клинопироксенов при этом сохраняется. Пироксениты преимущественно тяготеют к контактам массива и наиболее интенсивно проявляются вдоль даек и тел габброидов. Провести границу между верлитами и дунитами не представляется возможным, и на приводимой схеме геологического строения условно выделена лишь зона, где в составе пород пироксены приобретают роль породообразующего минерала. Внутри этой зоны переходы между дунитами и пироксенитами как резкие, так и постепенные. Среди дунитов нередко можно наблюдать причудливой формы тела клинопироксенитов с различным содержанием в них оливина,

Рис. 22. Схема геологического строения Гальмознанского гипербазитового массива. 1 — верхний мел (верхний сенон); вулканогенно-кремнистые отложения; 2 — верхний мел (нижний сенон); флишoidные отложения; 3 — метасоматические дуниты; 4 — пироксенизированные дуниты и диопсидиты; 5 — диопсидиты; 6 — габбро, габбро-нориты, оливиновое габбро; 7 — алитовидные плагиограниты; 8 — дайки габброидов; 9 — линии сместителей надвигов; 10 — тектонические нарушения сбросо-взбросового типа; 11 — предполагаемые границы между различными петрографическими разновидностями пород; 12 — зоны контактового воздействия (амфиболизация, флогопитизация, отальзование); 13 — элементы залегания пород. Усл. об. к разрезам; 1 — сильно перемятые кремнистые сланцы; 2 — меланократовое брекчированное габбро; 3 — расланцованные серпентиниты; 4 — жилы диопсидитов; 5 — чередование аподунитовых серпентинитов и диопсидитов; 6 — дайка меланократовых монолитных габбро; 7 — гранулированные и порфировидные дуниты; 8 — аподунитовые серпентиниты с флогопитом; 9 — аподунитовые серпентиниты; 10 — свежие дуниты; 11 — дайка плагиогранитов; 12 — серпентинизированные дуниты.

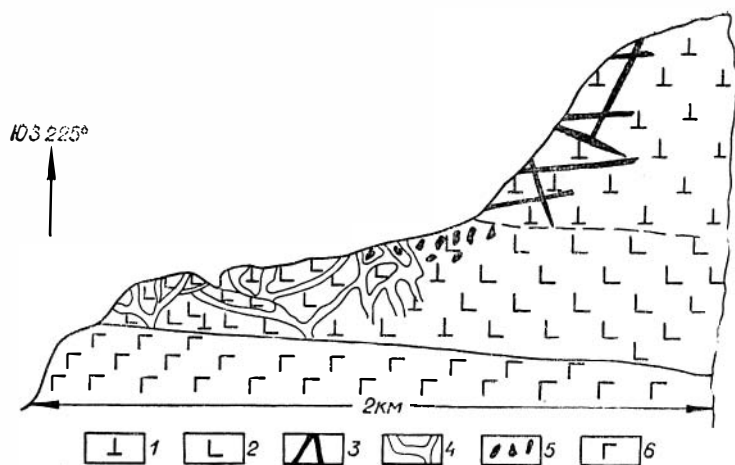


Рис. 23. Разрез южного контакта Эймнейнейского гипербазитового массива (по Л. И. Анিকেевой, 1968).

1 — дуниты; 2 — диопсидиты; 3 — жилы диопсидитов; 4 — жилы плагиоклазитов; 5 — ксенолиты дунитов; 6 — габбро, габбро-диабазы.

а среди пироксенитов такие же выделения дунитового состава. Наряду с этим часты и резкие контакты между этими породами. При этом в пироксенитах появляются разности с сидеронитовой структурой (косвиты). В отличие от дунитов аксессуарный минерал в клинопироксенитах представлен магнетитом.

В северной части массива, как уже указывалось выше, преобладают диопсидиты. Они занимают привершинную часть водораздела и лежат на габброидах.

Как указывает Л. И. Аникеева (1968), такие соотношения в пространстве между пироксенитами и габброидами характерны для многих более или менее крупных массивов в бассейне р. Ватын, что хорошо иллюстрируется ею на примерах строения Эймнейнейского и Матыскенского массивов (рис. 23, 24).

Приведенные выше данные позволяют предположить, что под ультраосновными породами Гальмознанского массива габброиды, обнажающиеся в его контактовых частях, образуют единое тело. Дайковые же образования основного состава, секущие гипербазиты в центральных частях массива, являются жильными дериватами этого интрузива. Сложен он тонкокристаллическими габбро, габбро-норитами и оливиновыми габбро. Последние развиты в контакте с гипербазитами. Среди габброидов, обнажающихся по восточному флангу тела гипербазитов, встречаются разности, содержащие обильный флогопит. Дайковые фации представлены габбро-долеритами, мелкозернистыми габбро и диабазами.

В северо-западной части гипербазитовый массив прорывается интрузивом, сложенным плагиогранитами, гранодиоритами, гранитами и диоритами. На контакте с ними гипербазиты полностью превращены в серпентиниты, среди которых в незначительном количестве появляется флогопит.

В целом для массива характерна свежесть пород. Низкотемпературные преобразования их выражаются главным образом в серпентинизации гипербазитов, которая развита преимущественно по периферии массива. Представлены серпентиниты лизардитом, хризотилом, хризотил-асбестом и бесструктурным офитом. Намечается приуроченность жилков хризотил-асбеста к выходам гранитоидов и лейкократовых габброидов. На этих же участках заметны оталькование, амфиболизация и карбонатизация серпентинитов. На контакте с гранитоидами, кро-

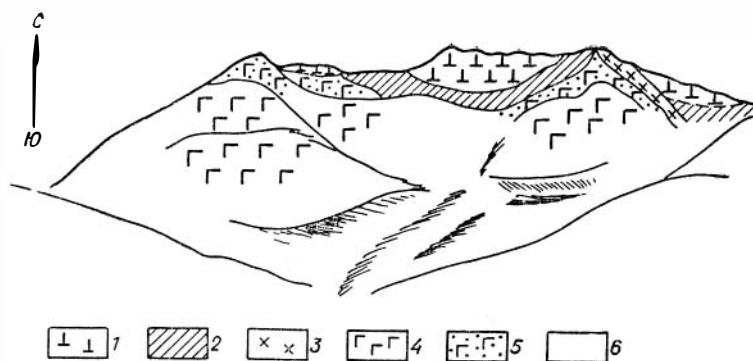


Рис. 24. Панорама Матыскенской интрузии (по Л. И. Аникеевой, 1968)
1 — дуниты; 2 — диаллагиты; 3 — габбро; 4 — габбро-диабазы; 5 — измененные габбро-диабазы; 6 — задернованные участки.

ме того, наряду с флогопитом отмечается слабое их окварцевание.

Аналогичное строение имеет Сейнавский массив, а также, судя по материалам Л. И. Аникеевой, Имланский, Эймнейнейский и другие крупные массивы Ватыно-Вывенского гипербазитового пояса.

Возраст гипербазитов Л. И. Аникеева (1968) считает позднемолодым (сенонским), что обосновывается активным воздействием на вмещающие отложения ватынской серии интрузивов габброидов, с которыми гипербазиты, по интерпретации этого исследователя, имеют тесные генетические связи. Объединяя эти комплексы пород и рассматривая их как продукты дифференциации базальтовой магмы единого очага, Л. И. Аникеева вынуждена была и гипербазитам приписывать тот же возраст, что и габброидам. Однако приводимый ею фактический материал (см. рис. 23, 24), а также наши наблюдения по Гальмознанскому и Сейнавскому массивам не оставляют сомнений в том, что основные и ультраосновные породы в базит-гипербазитовых массивах Ватыно-Вывенского пояса являются образованиями разновозрастными. Если к этому учесть, что контакты гипербазитов с вмещающими их породами ватынской серии носят тектонический характер, то вопрос о возрасте ультраосновных пород остается открытым.

Учитывая тот факт, что выходы дунитов в пределах пояса нигде не известны среди третичных пород, а обломки их обнаружены в конгломератах пахачинской свиты нижнего миоцена (верховья р. Вывенки; Егоров, Мороз, 1957 г.), в настоящее время мы можем говорить лишь о домиоценовом возрасте внедрения гипербазитовых массивов, а не об абсолютном возрасте самих пород.

Остановимся коротко на обсуждении вопроса о возрасте гипербазитов в целом по Корьякско-Камчатской области. В современной геологической литературе очень часто возраст гипербазитов определяют по времени внедрения массивов во вмещающие их отложения. В этих случаях возраст пород рамы и наличие обломков ультрабазитов в конгломератах более молодых свит и служат основанием для определения времени формирования самих гипербазитов. Вместе с тем общеизвестен тот факт, что массивы их с вмещающими породами имеют обычно тектонические контакты. Отдельные же описанные случаи интрузивного воздействия ультраосновных пород на вмещающие отложения при более детальном исследовании оказываются связанными с внедрением вдоль контактов гипербазитовых массивов более молодых магматических образований (даек или же пластовых тел габбрового и гранитоидного состава). Это хорошо иллюстрируется и на наших примерах, описанных выше.

В результате исследователи не имеют в своем распоряжении прямых данных для доказательства того, что время внедрения массивов ультраосновных пород и их абсолютный возраст являются аргументами одного порядка. В этом случае выдвигается предположение о «сорванном» характере контактов, т. е. считается, что перемещение массива в раме относительно своего первоначального места залегания незначительно и не выходит за пределы тех отложений, в которых массив находится на современной эрозионной поверхности. Вместе с тем на хорошо изученных объектах Альпийско-Гималайского складчатого пояса показано, что перемещение гипербазитов в холодном твердом виде (протрузии; Книппер, Костонян, 1964) может достигать десятки и сотни километров (Пинус, Велинский, 1970).

С другой стороны, для установления истинного возраста гипербазитов привлекается абсолютный возраст габброидов и плагиогранитов, прорывающих тела гипербазитов, при этом предполагается, что временный разрыв в их образовании очень мал (Пинус, Колесник, 1966). Основанием для такого предположения является наличие в гальке конгломератов из отложений перекрывающих свит как самих ультрабазитов, так и габброидов и гранитоидов. Очевидно, что при наличии тектонических контактов массивов гипербазитов эти данные свидетельствуют лишь о том, что последние к моменту внедрения более молодых интрузивов уже были сформированы и в дальнейшем вместе с ними были подвергнуты эрозионным процессам. Каков же истинный разрыв во времени формирования вещества ультрабазитов и, например, габброидов — остается неясным.

Приведенные цифры абсолютного возраста гипербазитов и габбро по Усть-Бельскому массиву, несмотря на большие дисперсии величины возраста лерцолитов, показывают, что во времени образования ультрабазитов и габбро существует значительный интервал. К аналогичным выводам пришли при анализе геологических и радиологических данных по гипербазитам и плагиогранитам Севанского хребта (Армения) В. Ф. Морковкина и Г. С. Арутюнян (1971). Таким образом, приходится констатировать, что по геологическим данным мы можем говорить только о времени внедрения гипербазитовых тел, а абсолютный возраст образования пород в большинстве случаев остается неопределенным. В этой связи следует полностью согласиться с мнением А. В. Пейве (1969), который считает, что надо различать время формирования гипербазитов как горной породы и возраст их внедрения.

Анализ изложенного выше фактического материала с этих позиций дает основание на территории Корякско-Камчатской складчатой области выделить два крупных временных этапа внедрения гипербазитовых тел: верхнепалеозойский и верхнемезозойский.

Верхнепалеозойский этап связан с формированием структур основания области, а верхнемезозойский — с ранними этапами развития геосинклинальных структур, относящихся к собственно кайнозойской складчатости.

В верхнемезозойском этапе отчетливо намечаются две фазы: ранне- и поздне меловая. Первая наиболее широко проявилась в пределах Анадырско-Корякской складчатой системы, а вторая — в Олюторско-Камчатской. Кроме того, на территории последней Б. К. Долматовым (1972) выделяются допоздне меловые гипербазитовые комплексы. Однако из-за неопределенности стратиграфического положения вмещающих их толщ, которые в равной мере могут оказаться при более детальных исследованиях как палеозойскими, так и высокометаморфизованными меловыми образованиями, время внедрения этих гипербазитовых тел определить не представляется возможным.

Что касается абсолютного возраста ультраосновных пород Корякско-Камчатской складчатой области, то здесь о чем-либо уверенно

в настоящее время говорить трудно. Имеющиеся в нашем распоряжении единичные цифры абсолютного возраста (Усть-Бельский массив — 315—380±100 млн. лет; п-ов Озерный — 112 млн. лет) вроде бы совпадают с двумя выделенными этапами внедрения тел гипербазитов. Является ли такое совпадение случайным или закономерным — неизвестно. Ответ на этот вопрос могут дать только детальные радиологические исследования, тесно связанные с комплексом геологических фактов.

Здесь уместно в то же время отметить очевидное противоречие наших данных с заключением А. В. Пейве (1969) о том, что альпинотипные гипербазиты во всех районах мира относятся к глубокому докембрию, которое обосновывалось им на определении калий-аргоновым методом абсолютного возраста гипербазитов Альпийско-Гималайского пояса (3800—1300 млн. лет). В связи с изложенным возникает следующий вопрос. Можно ли говорить что-нибудь определенное о возрасте ультрабазитов, привлекая для этого радиогеологические данные калий-аргонового метода, если учитывать обычно значительную измененность пород, приуроченность их к зонам глубинных разломов, сопряженность с более молодыми интрузиями габбро и малые содержания в них калия — факторы, значительно влияющие на точность калий-аргонового метода и на достоверность получаемых с помощью его результатов (Плюскин и др., 1972). Автору представляется, что этот путь не может дать сколько-нибудь обнадеживающего эффекта без применения других методик, сходимость результатов по которым и должна быть отправным пунктом для суждения об истинном возрасте гипербазитов.

В настоящий момент критерием для возрастной оценки этих пород могут служить пока лишь косвенные данные. Автор поддерживает и развивает гипотезу, согласно которой альпинотипные гипербазиты рассматриваются как тугоплавкий остаток вещества верхней мантии, образующийся после выплавления из нее легкоплавкой фракции в виде толеитовых лав. Если исходить из положений данной гипотезы, то возраст ультраосновных пород следует считать аналогичным возрасту эффузивов вулканогенно-кремнистых формаций, с которыми они находятся в тесных парагенетических соотношениях. Внедрение же тел гипербазитов в этом случае будет проходить всегда после проявления основной вулканической деятельности ранних этапов развития геосинклиналей, и поэтому по геологическим данным должно иметь более молодой возраст. С этих позиций данные, приведенные по времени внедрения и возрасту гипербазитов Корякско-Камчатской складчатой области, находят свое логическое объяснение.

Изложенная точка зрения о возрасте и внедрении гипербазитов Корякско-Камчатской складчатой области не является общепризнанной. Так, А. Ф. Михайлов (1955, 1962), Г. Г. Кайгородцев (1961, 1966), А. Е. Святловский (1960) для Анадырско-Корякской складчатой системы считают возраст их раннемеловым, а М. В. Богидаева и В. Г. Матвеев (1960) (как и вообще для гипербазитов всей области) — позднемеловым.

Л. И. Аникеева (1968), находясь под влиянием идей И. М. Русакова и Б. Х. Егiazарова (Егiazаров и др., 1965) о широком развитии на территории Корякии палеозойских отложений, приходит к выводу о становлении их в основном в палеозойское время. Вместе с тем она допускает, что часть из них является раннемеловыми, а в пределах Ватыно-Вывенского пояса (1968) — позднемеловыми. Наконец, возраст гипербазитов Западной и Центральной Камчатки А. Е. Святловский датирует поздним мелом, а Восточной — поздним мелом — палеогеном. Очевидно, что все приведенные датировки обусловлены определенным уровнем изученности стратиграфии отдельных районов. Естественно, что и в наши представления по мере изученности геологии Корякско-

Камчатской области могут быть внесены коррективы. Однако крупные возрастные подразделения (палеозойский и верхнемезозойский) гипербазитов, основанные на этапах развития складчатости, вряд ли претерпят существенное изменение.

Основные выводы, которые следуют из анализа фактического материала.

1. На территории Корякско-Камчатской складчатой области альпинотипные гипербазиты в пространстве занимают определенное положение, обусловленное закономерностями развития складчатых структур и локализацией в них зон проницаемости глубокого заложения,

Исходя из этого, в пределах области мы выделяем три крупные зоны развития гипербазитов: Западно-Камчатско-Анадырскую (внешняя по отношению к акватории Тихого океана), Восточно-Камчатско-Корякскую (внутренняя) и секущую их Камчатско-Вывенскую.

2. Массивы гипербазитов повсеместно тесно ассоциируют с отложениями ранних этапов развития складчатых систем, представленных кремнисто-вулканогенными (эвгеосинклинального типа) образованиями и контролируются глубинными разломами или опережающими их трещинами. Располагаются массивы большей частью на границе эффузивных и кремнисто-терригенных пачек пород либо среди последних, имеют с ними всегда тектонические контакты и принимают участие в складкообразовании.

3. Выходы ультраосновных пород слагают преимущественно пластино- или линзообразные тела различной мощности и протяженности, согласно залегающие среди вмещающих их пород. Внедряются они чаще всего в центральные части антиклинальных структур, реже вдоль крыльев складок и в виде исключения в приосевой части синклиналей (Маметчинский п-ов).

Положение тел гипербазитов в пространстве определяется обычно углом падения разрывного нарушения, к которому оно приурочено. Последние чаще всего имеют наклон сместителя в пределах $30-55^\circ$. На отдельных же участках наблюдается пологое налегание на серпентинизированные гипербазиты эффузивно-осадочных пород без какого-либо воздействия на них со стороны ультрабазитов. В этих случаях тела гипербазитов представляют собой пологие со сложным блоковым внутренним сложением пластины (мыс Валижген, юг Чирынайских гор, бассейн р. Малый Научирынай), выходы которых на поверхности занимают значительные площади.

4. Внедрение массивов гипербазитов на территории области происходило неоднократно. По геологическим данным выделяются два крупных временных этапа, в период которых были сформированы и внедрены эти массивы: верхнепалеозойский и верхнемезозойский. Первый связан с геосинклинальным развитием складчатого основания области, второй — с формированием ее геосинклинальной структуры кайнозойского тектогенеза. Верхнемезозойский этап разбивается на две фазы: ранне- и позднемеловую. При этом большинство массивов гипербазитов Анадырско-Корякской складчатой системы внедрилось в раннемеловую фазу, а Олюторско-Камчатской — в позднемеловую.

5. Тела гипербазитов имеют сложный состав. Типоморфными породами являются перидотиты, среди которых преобладают гарцбургиты. Наряду с этим встречаются массивы, в которых резко преобладают дуниты (горы Красная и 1064 м, Гальмознанский массив и др.), а перидотиты занимают подчиненное положение. Широким развитием в массивах пользуются также пироксениты и особенно серпентиниты.

6. Во всех крупных массивах с гипербазитами сопряжены выходы габброидов. Интрузивы последних рвут и метаморфизируют ультраосновные породы, которые иногда в виде нашлапок кровли остаются на габброидах. В контакте между ними наблюдаются сложные взаимопереходы, обусловленные взаимодействием вещества ультраосновных пород с магмой основного состава.

Представлены габброиды нормальными габбро и габбро-норитами. В эндоконтактных зонах интрузивов часто на участках, где они содержат ксенолиты гипербазитов, появляются такситового сложения оливиновые разности габброидов. В пределах Ватыно-Вывенского гипербазитового пояса интрузивы габброидов резко раздифференцированы и сложены пестрым комплексом пород от оливиновых габбро и габбро-норитов до диоритов и гранодиоритов.

7. Тесно пространственно с гипербазитами и габброидами ассоциируют интрузивы плагиогранитов, состав которых также нередко пестрый и представлен гаммой пород от кварцевых диоритов и гранодиоритов до плагиогранитов.

ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ УЛЬТРАОСНОВНЫХ И ОСНОВНЫХ ПОРОД

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Ультраосновные породы

По своему вещественному составу они представлены дунитами, гарцбургитами, лерцолитами, верлитами и пироксенитами. Все эти разновидности пород встречаются в отдельных массивах, но в различных количественных соотношениях, что и обуславливает их петрографический облик.

Одна из закономерностей в распределении описываемых пород выражается в увеличении в составе массивов количества дунитов в направлении от материка к акватории Тихого океана. Так, в строении интрузивов Западно-Камчатско-Анадырской гипербазитовой зоны резко преобладают перидотиты, среди которых основная доля приходится на гарцбургиты. В Восточно-Камчатско-Корякской зоне массивы имеют дунит-перидотитовый состав (среди перидотитов наряду с гарцбургитами широко представлены лерцолиты), а в Камчатско-Вывенской — верлит-пироксенит-дунитовый.

Другая закономерность выявляется при анализе структур крупных массивов и отражает зональность их строения. Последняя выражается в приуроченности к нижним частям тела дунитов, а к средним и верхним — перидотитов. При этом лерцолиты, если они принимают участие в разрезе, занимают верхние его части. Однако здесь следует сразу оговориться, что отмеченная последовательность в распространении различных типов пород внутри массивов отражает лишь общую тенденцию, которая устанавливается при тщательном картировании и детальном изучении петрографического состава пород. С другой стороны, надо отметить, что зональность в строении интрузивных тел носит макроструктурный характер. Это означает, что, например, в составе дунитового «слоя» могут присутствовать перидотиты, а в перидотитовом — дуниты. Указанные разновидности пород находятся обычно в тесных взаимоотношениях и, говоря о зональности, мы лишь делаем акцент на преимущественное развитие в той или иной части тела одного типа пород.

Изучение зональности в строении массивов показало также, что переходы между отдельными зонами обычно постепенные и выражаются в закономерном увеличении количества ромбических пироксенов в породах в ряду дунит — гарцбургит и моноклиновых в ряду гарцбургит — лерцолит. В то же время распределение самих пироксенов в породах очень неравномерное. Это приводит к тому, что в зоне, сложенной существенно дунитами, появляются полосы или линзы гарцбургитового или верлитового состава, а в зоне перидотитов — участки, сложенные пироксеносодержащими дунитами или дунитами. Подобные соотношения между различными типами пород наиболее характерны в переходных участках между зонами, а также в экзоконтактовых частях рвущих гипербазиты габброидов.

Описанная зональность в строении тел гипербазитов не является специфической чертой массивов Корякско-Камчатской области и отмечается в целом ряде районов юга Сибири (Пинус и др., 1955, 1958; Добрецов, 1963), Урала (Штейнберг и др., 1969), а также

зарубежных регионов (Тейлор, Нобл, 1963а, б; Пейве, 1969; и др.).

Необходимо отметить, что в отечественной литературе последних лет, посвященной изучению альпинотипных гипербазитов, очень мало или совсем не уделяется внимания вопросу зональности строения гипербазитовых массивов. В то же время очевидно, что этот факт является чрезвычайно важным, так как установление зональности и ее характера позволяет судить о степени эродированности тела, о его форме, положении в пространстве и т. д., что необходимо для квалифицированной постановки поисково-разведочных работ. Кроме того, наличие или отсутствие зональности в массивах дает ценную дополнительную информацию о генезисе гипербазитов (Штейнберг и др., 1969).

Большую помощь в выявлении зональности тел в хорошо обнаженных районах оказывают наблюдения за цветом корки выветривания пород, которые позволяют на местности безошибочно распознавать выходы дунитов и перидотитов. В первом случае характерна гладкая поверхность канареечно-желтой окраски, а во втором — красновато-бурая шероховатая с отчетливо выделяющимися на выветрелых частях пород кристаллами пироксенов. При этом густота окраски корки выветривания тем интенсивнее, чем больше в составе породы содержится пироксенов. Этот важный для диагностики пород в полевых условиях критерий был установлен уже давно на примере уральских гипербазитовых массивов (Бетехтин, 1934; Павлов, 1949; и др.), однако в последние годы почему-то многими геологами забыт.

Наконец, говоря об общих закономерностях в строении массивов гипербазитов Корякско-Камчатской складчатой области, следует отметить особое положение, которое занимают в них верлиты и пироксениты.

Эти породы встречаются в подавляющем числе случаев в тесной пространственной связи с рвущими гипербазиты габброидами. Очень важно, что размер площадей развития верлитов находится в прямой зависимости от количества в массивах жил диопсидитов и их размеров. При этом верлиты всегда ассоциируют с дунитами, а если в разрезе массива присутствуют лерцолиты, то верлиты являются связующим звеном между дунитами и лерцолитами, как бы «замещающая» отсутствующие тогда гарцбургиты. Если же вместо диопсидитов широким развитием пользуются жилы энстатититов, то верлиты обычно отсутствуют и вместо них в разрезе появляются энстатитизированные дуниты или вторичные гарцбургиты (Пинус и др., 1973). Пространственная связь пироксенитов, а также верлитов и вторичных гарцбургитов с выходами габброидов имеет исключительно важное значение для понимания структуры того или иного массива. Помимо этого, по ней устанавливается приуроченность к телам гипербазитов интрузивов габброидов, которые нередко не обнажены, и наличие их подтверждается присутствием в массивах жил пироксенитов и верлитов.

Изложенные факты позволяют рассматривать и верлиты, и пироксениты как метасоматические образования, возникшие под влиянием на гипербазиты флюидов, генерируемых интрузией габброидов. А это, в свою очередь, указывает на гетерогенность ультраосновных пород, слагающих отдельные массивы, что дает возможность подойти по-новому к расшифровке генезиса этих оригинальных для земной коры образований. Ниже эта точка зрения будет обоснована информацией, которая была получена при детальном изучении порообразующих минералов гипербазитов. Здесь же отметим, что неразрывная связь в пространстве верлитов и пироксенитов с габброидами отмечается во многих складчатых структурах Союза, что хорошо показано в работах В. Ф. Морковкиной (1967), К. К. Золоева и Л. Д. Булыкина (1973), Н. П. Михайлова (1971 г.), И. А. Малахова (1968) и многих других.

Анализ мировой литературы показывает, что такая взаимосвязь между этими породами носит глобальный характер.

Прежде чем перейти к детальной характеристике отдельных петрографических типов пород, слагающих массивы гипербазитов, коротко остановимся на вопросах их классификации. Хорошо известно, что номенклатура этих пород основывается главным образом на количественном соотношении в них оливина и пироксенов. Петрографическое определение пород, исходя из этого, нами проводилось по наличию в их составе какого-либо компонента в количестве более 5% (Заварицкий, 1961). В такой постановке к дунитам относились существенно оливиновые породы, содержащие до 5% ромбического и (или) моноклинного пироксена; соответственно в гарцбургитах допускалось присутствие до 5% клинопироксена, в пироксенитах — до 5% оливина и т. д. Присутствие в породе одного из пироксенов в количестве менее 5% отражалось в ее названии, например, энстатитсодержащий дунит или диопсидсодержащий гарцбургит и т. д.

Дуниты в составе изученных массивов, как было показано выше, пользуются довольно широким распространением и практически встречаются повсеместно, но в различных количествах. Так, в Западно-Камчатско-Анадырской зоне они присутствуют в основном в составе массивов, подвергавшихся глубокому эрозионному срезу (Усть-Бельский, Пекульнейский, Куольский); в массивах Восточно-Камчатско-Корякской зоны эти породы обнажены в основном на глубоко эродированных участках. Местами образуют значительные поля в различных частях массивов, иногда слагая целиком интрузивные тела (гора 1064 м) или основную их часть (гора Красная, Камчатский Мыс, Чирыйнаиский массив). В Камчатско-Вывенской зоне дунитам в составе массивов принадлежит решающая роль. Здесь они слагают обычно центральные части тел и оконтуриваются по периферии пироксенитами, что придает строению интрузивов ясно выраженный концентрически-зональный характер (см. рис. 22). Кроме того, дуниты образуют различной площади поля вдоль контактов прорывающих их габброидных интрузий, в виде тонких маломощных прерывистых оторочек встречаются по контактам пироксенитовых жил и между отдельными полосами пироксенитов, в экзоконтакте габброидных даек и среди серпентинитов в зоне отдельных тектонических нарушений. В зависимости от геологического положения дуниты имеют различный облик, характер структур, состав оливина, акцессорных хромшпинелидов и пр. Нами выделяются два типа этих пород: первичные и вторичные дуниты.

Первичные дуниты. Макроскопически они представлены массивными средне- и крупнозернистыми породами от зеленого до темно-зеленого, почти черного цвета с канареечно-желтой коркой выветривания, на фоне которой резко выделяются зерна хромшпинелидов. Окраска породы целиком зависит от степени ее серпентинизации и тем темнее, чем больше она изменена. Это анхимономинеральные породы, на 97—98% состоящие из оливина (форстерита с Fe 6—9%) и 2—3% акцессорных хромшпинелидов темно-бурого красноватого цвета. В отдельных образцах отмечаются единичные зерна баститизированного ромбического пироксена. Структура пород обычно панидиоморфнозернистая, размер зерен оливина колеблется от 0,1 до 0,5 мм в поперечнике. Как правило, кристаллы оливина разбиты серией мелких петлевидных трещинок, выполненных лизардитом и магнетитом.

Редко встречающийся в этих дунитах ортопироксен образует идиоморфные короткопризматические кристаллы размером 1,5—2,0 мм и представлен энстатитом.

Повсеместно в породах присутствует акцессорная хромшпинель (хромсодержащий пикотит). Минерал образует мелкие (до 0,5 мм)

обычно хорошо ограненные кристаллы кубической или октаэдрической формы, реже зерна с неправильными ограничениями (см. прилож., табл. I). По краям или вдоль трещин пикотит частично или полностью замещается магнетитом. Последний, кроме того, в виде сыпи или мелких зерен присутствует в просечках петель лизардита и чешуйках антигорита.

Описываемые дуниты несут ясные следы деформации, которые проявляются в виде двойников трансляции в оливинах и милонитизации пород.

Вторичные дуниты обнаруживают четкую пространственную связь с выходами габброидов и тектоническими нарушениями. Они представлены очень плотными звенящими при ударе светлыми с желтоватым и зеленоватым оттенком породами со светло-желтой или светло-серой коркой выветривания. Эти разности дунитов характеризуются исключительной свежестью и неравномернoзернистой (от мелко- до крупнозернистой) микроструктурой, нередко имеющей порфировидный облик (см. прилож., табл. II—VI).

Форма зерен, как видно из приведенных фотографий, самая разнообразная, нередко довольно прихотливая, размер их колеблется от сотых долей до 2—3 мм. При этом характерно, что в массивах Анадырско-Корякской складчатой системы в оливинах широко проявляются двойники давления (см. прилож., табл. II), а в аналогичных дунитах Корякско-Камчатской складчатой системы во вновь образованных оливинах они обычно отсутствуют или развиты очень незначительно (см. прилож., табл. V, VI).

В отличие от первичных дунитов вторичные их разности характеризуются широкими колебаниями состава оливина, а также присутствием в их составе в качестве второстепенного минерала клинопироксена. Содержание в них фаялитовой молекулы варьирует от 3—4 до 14—17%.

С целью установления природы вторичных оливинов нами было проведено два эксперимента. Первый заключался в нагревании 90% серпентинизированного дунита в алундовом тигле при атмосферном давлении и температуре 1380°С в течение 9 ч. Была получена порода, подобная природным дунитам, с характерной для них мелкозернистой роговиковой структурой (см. прилож., табл. VII). Полученный вторичный оливин очень свежий и имеет высокомагнезиальный (Fa_{3-4}) состав. Одновременно первичный оливин испытывает грануляцию и опацизацию.

Для определения температуры, при которой можно ожидать начала образования по серпентину оливина, на дериватографе испытывались чистые серпентины лизардитового и антигоритового состава. Анализ кривых ДТА показал, что появление оливина при дегидратации серпентина происходит при температуре 780—820° (Пинус и др., 1973). По данным других исследователей (Дир и др., 1966; Иванова, 1966; Артемов, 1970; Леснов, 1971; и др.), этот процесс происходит при 800—820°С.

Второй эксперимент был проведен в условиях, близких к природным. Из образца габбро-норита Чирынайского массива был приготовлен порошок, в который помещали кусочки чистого серпентина лизардит-антигоритового состава. Затем при атмосферном давлении в алундовых тиглях проводился нагрев от 9 до 24 ч при 800—1200°С. Установлено, что уже при 900° после 12 ч нагрева в серпентине появляется очень мелкая сыпь новообразований оливина. При 1200°С, выдержанной в течение 24 ч, был получен мелкозернистый хорошо диагностируемый агрегат, состоящий из мелких свежих зерен оливина, содержащих обильные включения магнетита (см. прилож., табл. VIII). И в первом, и во втором опыте в новообразованных оливинах отмечались

многочисленные газовые включения. Выделения магнетита в виде тонких пластинок и вторичные газовые включения характерны и для природных вторичных оливинов (см. прилож., табл. IX).

Исходя из экспериментальных и геологических данных, вторичные дуниты рассматриваются нами как образования, возникшие в результате дегидратации первичных сильно серпентинизированных дунитов или обогащенных оливином перидотитов, либо же полностью серпентинизированных их разностей. Этот процесс протекает под воздействием на гипербазиты интрузий габброидов или в результате испытанного серпентинитами в зонах нарушений динамометаморфизма при температурах не ниже 800° С.

Вторичные дуниты, образующиеся на контакте с интрузиями габброидов и гранитоидов, описаны рядом исследователей во многих районах Союза и Мира (Юдин, 1961; Леснов, 1971; Тернер, Ферхуген, 1961; Тейлор, Нобл, 1963 а, б; Onuki, 1962; Wolfe, 1965; и др). Кроме того, вторичные дуниты описаны в контакте с метасоматическими жилами пироксенитов, секущими серпентиниты и серпентинизированные гипербазиты (Юдин, 1959). Образование их зафиксировано также под воздействием на серпентиниты высокотемпературных вулканических газов (Hess, 1960; Green, 1967) и в зонах динамометаморфизма (Морковкина, 1967).

Таким образом, дегидратация серпентинитов с образованием по ним вторичных оливиновых пород — явление довольно широко распространенное. Как видно из приведенных выше примеров, они встречаются в тех же геологических условиях, в которых мы их наблюдали в гипербазитовых массивах Корякско-Камчатской области.

Анализируя масштабы проявления этого процесса, следует отметить, что в различных массивах он проявлен неодинаково. Так, в массивах Анадырско-Корякской складчатой системы вторичные дуниты пользуются довольно ограниченным распространением; наиболее широко они развиты в массивах Корякского гипербазитового пояса (горы Красной, горы 1064 м, бассейна р. Лозовки, Чирынайских гор). Значительно более они представлены в массивах Восточно-Камчатско-Олюторского (Камчатский Мыс), особенно Ватыно-Вывеновского пояса (Гальмознанский, Сейнаровский, Эймнейнейский и другие массивы). Во всех случаях связь их с интрузиями габброидов очевидна.

По своей сути процесс образования вторичных дунитов — это процесс регенерации оливина за счет серпентинита. В этой связи вся группа вторичных дунитов была названа нами группой регенерированных дунитов (Пинус и др., 1973). Ввиду того, что в результате возникают в одних случаях очень магнезиальные форстериты (вынос железа), а в других — с повышенной железистостью (привнос железа) по сравнению с первичными оливинами, регенерация рассматривается нами как метасоматический процесс.

При рассмотрении особенностей состава породообразующих минералов будут приведены дополнительные сведения, подтверждающие высказанную точку зрения.

Вторичные низкотемпературные изменения в дунитах выражаются в основном в серпентинизации оливина (лизардит, антигорнт и хризотил), реже наблюдается оталькование, хлоритизация и карбонатизация пород. При этом все эти процессы в основном проявлены в первичных дунитах, регенерированные же их разности обычно свежие. Лишь изредка в них можно наблюдать тонкие прожилки лизардита или же по намечающейся системе трещин развитие вторичных минералов типа иддингсита-боулингита.

Оталькование дунитов проявлено очень незначительно обычно в зоне контактов их с интрузивными телами гранитоидов. Хлоритизация пород имеет более широкое распространение и проявляется в развитии

хлорита ряда пеннина по серпентиниту и вокруг зерен хромшпинелидов, замещенных магнетитом. Установлено, что процессы хлоритизации особенно интенсивны на тех участках, где в породах развиваются жилки талька и хризотил-асбеста. Карбонатизация дунитов наблюдается довольно редко, отмечена нами лишь в массивах бассейна р. Хатырки и на отдельных участках в массивах гор Красная и 1064 м и Чирынайского массива. Пространственно к выходам гипербазитов этих районов во вмещающих отложениях отмечаются маломощные пачки известняков.

В отдельных массивах Восточно-Камчатского и Ватыно-Вывенского гипербазитовых поясов, кроме того, наблюдается флогопитизация серпентинизированных разностей дунитов.

Перидотиты. Среди перидотитов по вещественному составу выделяются следующие их разновидности: гарцбургиты, верлиты и лерцолиты.

Гарцбургиты среди перидотитов пользуются наибольшим развитием. Вместе с тем следует подчеркнуть, что они не известны или развиты очень незначительно среди большинства массивов Ватыно-Вывенского гипербазитового пояса, а также в отдельных массивах Корякского (гора 1064 м, Тамватнейский массив) и Пекульнейской ветви Западно-Чукотского поясов.

Макроскопически это чаще всего зеленые, темно-зеленые и почти черные с зеленоватым оттенком (в зависимости от степени серпентинизации) плотные полнокристаллические породы, состоящие из переменного количества оливина и ромбического пироксена. В отличие от дунитов гарцбургиты имеют красновато-бурую с желтоватым оттенком корку выветривания, на фоне которой хорошо выделяются блестящие кристаллы пироксена.

Структура пород обычно гипидиоморфнозернистая и определяется сочетанием изометричных зерен форстерита (Fe_{6-8}) и короткопризматических кристаллов энстатита. Размер зерен обоих минералов колеблется от долей до 2—3 мм, но при этом кристаллы оливина обычно более крупные. Содержание пироксена в породах колеблется в широких пределах, варьируя от 17 до 50%. Наибольшим распространением пользуются гарцбургиты с содержанием энстатита от 20 до 28%.

В качестве второстепенного минерала в количестве 2—3% в гарцбургитах нередко присутствует диопсид со значением оптических констант $N_g=1,703$; $N_p=1,671$; $N_g-N_p=0,029$; $2V=+58^\circ$. Он образует неправильной формы кристаллы размером до 0,3—1,0 мм. Характерно, что, как правило, диопсид по сравнению с оливином и энстатитом имеет очень свежий облик — в нем практически полностью отсутствуют вторичные продукты, за исключением редких мелких чешуек хлорита.

Акцессорные минералы представлены хромовой шпинелью, по составу аналогичной шпинели в дунитах, количество которой изменяется от 1 до 3%.

Наряду с гарцбургитами описанного типа в контакте гипербазитов с прорывающими их интрузивами габброидов встречаются разновидности свежего облика. Микроскопически они имеют либо порфировидную, либо аллотриоморфнозернистую структуры. В первом случае основная масса очень похожа на мелкозернистый агрегат регенерированных дунитов, но иногда содержит в своем составе мелкие кристаллы энстатита. Порфировидные выделения сложены или энстатитом, или форстеритом. Породы с аллотриоморфнозернистой структурой состоят из зерен оливина и ромбического пироксена, обычно довольно крупных и имеющих лапчатую, клиновидную или самую прихотливую форму. При этом в одних образцах можно наблюдать, как оливин как бы обтекает зерна ортопироксена, в других — обратные взаимоотношения. В массиве горы Красной, кроме того, отмечалось, как в таких

породах среди существенно оливиновой массы развиваются тонкие жилы, состоящие из свежего оливина. Таким образом, создается впечатление, что в одних случаях более поздним является оливин, а в других — пироксен. Примечательно, что описанные породы встречаются всегда тогда, когда в зоне контакта габброидного интрузива развиваются жилы метасоматических энстатитов.

Изучение оптических, химических и структурных особенностей пироксенов и оливинов из этих разновидностей гарцбургитов показало, что они отличаются от породообразующих минералов гарцбургитов с гипидиоморфнозернистой структурой повышенной железистостью (это обычно хризолиты и бронзиты или энстатит-бронзиты), характером распределения в ромбических пироксенах алюминия, структурными особенностями и др. В частности, по железистости оливины и пироксены из описываемых разновидностей пород аналогичны составу этих минералов в жилах пироксенитов. Такие породы были встречены нами в массивах горы Красной, бассейна р. Хатырки, о. Карагинского, Чирынайских гор, Камчатского Мыса.

Учитывая вышеизложенное, а также геологическое положение этих пород в массивах, мы выделяем в составе гарцбургитов, так же как и для дунитов, два их типа: первичные и вторичные. Последние рассматриваются нами как метасоматические образования, возникшие в результате энстатитизации серпентинизированных дунитов или первичных гарцбургитов под воздействием на них флюидов, генерируемых интрузивами габброидов.

Выделение вторичных гарцбургитов в полевых условиях довольно сложно и возможно лишь при детальном картировании массивов и петрографической обработке каменного материала. Однако некоторые рекомендации для установления природы этих пород при картировании можно дать уже сейчас. Наиболее наглядно это видно в тех случаях, когда они образуются при энстатитизации дунитов. Во-первых, на этих участках всегда присутствуют жилы пироксенитов, которые с вторичными гарцбургитами имеют обычно постепенные переходы. При этом ромбический пироксен встречается сперва в виде отдельных кристаллов, приуроченных к трещине, далее по простиранию ее образуется цепочка таких зерен, переходящая затем в мономинеральные жилы, мощность которых колеблется от нескольких миллиметров до первых метров. Во-вторых, во вмещающих гарцбургитах в направлении контактов пироксенитовых жил наблюдается резкое увеличение в породах энстатита, распределенного крайне неравномерно, а вдали от жил на расстоянии первых десятков метров гарцбургиты сменяются дунитами.

Сложнее выделять участки развития вторичных гарцбургитов тогда, когда они образуются по первичным гарцбургитам. Косвенным признаком, позволяющим говорить в таких случаях о метасоматическом генезисе пород, может служить значительное повышение в их составе количества пироксена, содержание которого изменяется в широком диапазоне на небольших расстояниях. Однако окончательные выводы при этом можно сделать только на основании детального изучения вещественного состава минералов (систематические замеры оптических констант) и наблюдений над структурными особенностями пород. На метасоматический генезис гарцбургитов в таких случаях указывает присутствие в них магнетита. Выше указывалось, что в первичных разновидностях акцессории представлены пикотитом, который под воздействием вторичных процессов замещается с краев и по трещинам магнетитом. В метасоматических же разновидностях наряду с хромовой шпинелью почти всегда присутствует магнетит, образующий самостоятельные кристаллы и зерна и фиксирующийся даже в тех случаях, когда пикотит и не содержит магнетитовых прожилков и кайм. Наконец, как показали исследования Н. В. Луцкиной (1968) и наши (Пи-

нус и др., 1973), пироксенизация обычно приурочена к определенной системе трещин отдельности, что создает полосчатость в строении массивов и что также может служить дополнительным критерием для установления природы гарцбургитов.

Существование метасоматических гарцбургитов заставляет очень осторожно подходить к оценке состава массивов в целом, так как, принимая такие гарцбургиты за первичные образования, можно значительно сузить объем дунитов в общей массе массива. Учитывая также, что к массивам, породы которых подверглись метасоматической переработке, приурочена обычно хромитовая минерализация (Велинский, Пинус, 1972), тяготеющая к дунитам, этот факт имеет важное практическое значение.

По сравнению с гарцбургитами другие разновидности перидотитов в массивах гипербазитов в целом развиты значительно менее. В большинстве из них в различных количествах, за исключением массивов Камчатско-Вывенской гипербазитовой провинции, где они не известны, встречаются лерцолиты.

Лерцолиты наибольшим распространением пользуются в составе Тамватнейского массива в Корякском гипербазитовом поясе, где слагают на современном эрозионном срезе основную часть его площади (Пинус и др., 1973). В массивах других поясов лерцолиты, как отмечалось выше, находятся в подчиненном положении по сравнению с другими породами и в вертикальном разрезе интрузивных тел занимают самый высокий уровень.

Вместе с тем имеется ряд массивов, в которых лерцолиты не известны. Это Янранайский массив в Пекульнейской ветви, массив горы 1064 м в Корякском поясе и большинство массивов Ватыно-Вывенского пояса.

Макроскопически лерцолиты представляют собой плотные темно-зеленые породы с массивной текстурой и мелкозернистой структурой. Состоят на 65—70% из оливина (форстерит-хризолита или хризолита), ромбического (энстатита и бронзита) и моноклинного (диопсида) пироксенов. При этом в породах одних массивов в составе пироксенов преобладают моноклинные разновидности (Пекульнейский массив), а в других — ромбические (Чирынайский, Усть-Бельский, Тамватнейский массивы, о. Карагинского и др.). В последних содержание ромбического пироксена колеблется от 10 до 20%, а моноклинного — от 5 до 10%.

Акцессорные минералы представлены хромшпинелью (2—3%) и реже магнетитом. В отличие от дунитов и гарцбургитов хромшпинель в лерцолитах прозрачная и имеет желтовато-зеленые или буровато-желтые цвета и, как правило, образует зерна неправильной формы, выполняя как бы промежутки между кристаллами оливина и пироксенов.

Под микроскопом структура лерцолитов чаще всего гипидиоморфнозернистая, реже панидиоморфнозернистая. Размер зерен колеблется от долей до 1—2 мм. Оливин образует зерна преимущественно изометричной формы, а пироксен — призматической. Следует отметить, что среди пироксенов моноклинные разновидности имеют всегда более ксеноморфный габитус и в то же время значительно более свежи по облику, чем ромбические пироксены и оливины.

Наряду с описанным типом лерцолитов, вблизи контактов с телами габброидов (интрузивами и дайками), а в Тамватнейском массиве на отдельных участках и без видимой связи с ними нередко в небольших количествах встречаются разновидности пород с резко выраженной порфиоровидной структурой. Основная масса в них состоит из мелкозернистого агрегата оливина и пироксенов, а порфировые выделения представлены обычно пироксенами и редко оливинами. Учитывая геологическое положение этих пород, мы рассматриваем их как продук-

ты, возникшие в результате воздействия на гипербазиты основной магмы, или же как лерцолиты, испытавшие высокотемпературные преобразования (грануляцию).

Верлиты. В массивах различных поясов они развиты очень неравномерно и в одних случаях имеют широкое развитие (Янранайский массив, массивы Ватино-Вывенского пояса), а в других отсутствуют вовсе. Выше было показано, что они находятся в тесной пространственной связи с рвущими тела гипербазитов интрузивами габброидов и при этом всегда встречаются совместно с дунитами и на участках развития в гипербазитах метасоматических жил диопсидитов.

По внешнему облику верлиты очень похожи на гарцбургиты. По химическому и минеральному составу они значительно отличаются от последних. Различия позволяют хорошо отличать их как от гарцбургитов, так и от других разновидностей гипербазитов и по химическому составу, и под микроскопом. Породообразующими минералами в них являются оливин и диопсид, количество которых в породах варьирует в очень широких пределах, в результате чего можно найти в одном участке массива все переходные разности от собственно верлитов до оливинсодержащих диопсидитов. При этом минеральный состав их аналогичен составу минералов в жилах диопсидитов или очень близок к нему.

Специфическая особенность верлитов выражается в следующем: оливин в них представлен обычно хризолитом, что сближает эти породы с вторичными дунитами и гарцбургитами, имеющими повышенную железистость, клинопироксен в верлитах — диопсидом, железистость которого колеблется в широких пределах, а акцессорные минералы — хромшпинелью и магнетитом. При этом хромшпинелиды — это как темно-бурый в проходящем свете хромовый пикотит, так и зеленая шпинель герцинитового ряда. Иногда эти разновидности встречаются в одном шлифе, структура верлитов, как правило, резко неравномерно-зернистая, порфириовидная. Для нее характерна мелкозернистая основная масса, состоящая из оливина, на фоне которой резко выделяются крупные (до 2—3 мм) часто неправильной формы зерна диопсида. В переходных разностях и пироксенитах структура пород приобретает более равномерно-зернистый характер.

Геологическое положение, особенности вещественного и минерального состава верлитов позволяют нам рассматривать их как вторичные метасоматические образования, возникшие в результате пироксенизации дунитов.

Верлиты, как и все разновидности перидотитов, изменены вторичными низкотемпературными процессами. Они выражаются главным образом в серпентинизации пород вплоть до образования по ним хризотил-антигоритовых серпентинитов.

По сравнению с дунитами в перидотитах более широко развиты процессы оталькования и амфиболизации соответственно по ромбическим и моноклинным пироксенам и значительно менее — карбонатизация пород. В составе вторичных амфиболов резко преобладают минералы группы тремолит-актинолита и лишь в отдельных случаях присутствуют амфиболы купферит-куммингтонитового ряда. Наряду с амфиболами по моноклинным пироксенам развивается хлорит, количество которого резко увеличивается на участках, где тела гипербазитов прорываются интрузивами плагиогранитов.

Среди вторичных продуктов изменения перидотитов встречается также флогопит, образующий очень тонкие пластинки, приуроченные к серпентиниту. По отношению к нему флогопит всегда вторичный и носит ярко выраженный наложенный характер. Следует особо отметить, что флогопитизация перидотитов да и вообще всех разновидностей гипербазитов имеет локальное распространение и является специ-

фической особенностью пород главным образом тех массивов, которые расположены в пределах Олюторско-Камчатской складчатой системы.

На территории Анадырско-Корякской системы флогопит, по нашим данным, известен только в массиве горы Красной, но и там он встречается спорадически. В массивах же Олюторско-Камчатской системы процесс флогопитизации проявляется почти повсеместно и в ряде объектов (Гальмознанский и Сейнавский массивы, район оз. Кроноцкого и др.) довольно широко. В бассейне р. Вытвей (Гальмознанский, Сейнавский и другие массивы) и в районе горы Красной флогопитизация, по нашим наблюдениям, связана с воздействием на гипербазиты гранитоидов или содержащих слюду габброидов, на других же участках, как это следует из анализа литературных данных (Аникеева, 1968; Эрлих и др., 1971; Марковский, Ротман, 1971), этот процесс обуславливается влиянием на гипербазиты габброидов щелочного состава.

Пироксениты в массивах гипербазитов встречаются в виде жил и полос различной мощности и протяженности. Чаще всего они проявляются в жильной форме. В том же случае, когда пироксениты образуют полосы в массивах, они приурочены к разрывным нарушениям или господствующей в теле интрузива системе трещин отдельности (Луцкина, 1968).

Мощность жил варьирует от нескольких миллиметров до первых метров, а по простиранию они прослеживаются на десятки, сотни метров и даже несколько километров (массив мыса Валижген).

Морфология жил очень сложная, с раздувами и пережимами по простиранию и многочисленными ответвлениями, и в целом может быть охарактеризована как ветвистая. Среди них часты ксенолиты серпентинитов и дунитов различных размеров (см. прилож., табл. X).

Размер полос пироксенитов более крупный. Ширина их меняется в пределах десятков, а длина — сотен метров (Пекульнейский, Гальмознанский массивы, Камчатский Мыс и др.). В пределах их также многочисленны участки самой разнообразной формы, сложенные дунитами.

По составу среди пироксенитов выделяются энстатититы, бронзититы, диопсидиты (диаллагиты) и вебстериты. В пространственном расположении тел пироксенитов в массивах гипербазитов иногда можно наблюдать зональность. Она проявляется в том, что в непосредственной близости от контакта с габброидами развиваются диопсидиты, которые по мере удаления от основной интрузии сменяются вебстеритами, а последние — ортопироксенитами и далее жилами пироксен-паргаситового состава. В полном объеме эта закономерность выдерживается редко и прослеживается тогда, когда в массиве представлены все типы пироксенитов. Чаще же отдельные звенья отмеченной схемы могут выпадать.

Энстатититы и бронзититы. В составе массивов гипербазитов эти породы пользуются широким распространением. Наиболее часто они встречаются в массивах Анадырско-Корякской складчатой системы (Пинус и др., 1973), менее характерны для массивов Олюторско-Камчатской системы, где встречаются только в составе тел Восточно-Камчатского гипербазитового пояса (Камчатский Мыс, о. Карагинский и др.), а в Ватыно-Вывенском поясе они отсутствуют.

Макроскопически ортопироксениты представлены массивными темно-серыми или зеленоватыми породами с неравномернозернистой (от средне- до гигантозернистой) структурой.

Состав пород довольно однообразный. Они сложены почти полностью энстатитом или бронзитом. В качестве второстепенных минералов в них присутствуют клинопироксен (диопсид) и оливин (хризолит), акцессории представлены магнетитом (табл. 1).

Минеральный состав ортопироксенитов, об. %

№ обр.	Место взятия	Орто-пироксен	Моноклин. пироксен	Оливин	Магнезиальные амфиболы	Серпентины	Хлорит	Магнетит	Тальк
713	Мыс Валижген . . .	92,8	2,1	—	2,7	2,4	+	+	+
667-ж	" . . .	95,9	2,2	—	1,4	0,5	+	+	+
507-2	Р. "Лозовка" . . .	94,4	+	+	2,2	+	—	3,4	+
507-3	" . . .	98,8	—	0,2	0,2	+	—	0,8	+
189-д	Гора "Красная" . . .	96,5	+	0,2	1,6	+	+	1,7	+
80-г	" . . .	98,1	0,8	—	0,6	+	+	0,5	+
190-а	Р. "Хатырка" . . .	96,0	0,3	—	1,9	+	+	8	+
504-1	Гора 1064 м . . .	93,9	—	+	1,3	+	+	+	+
528-а	Чирынайские горы .	96,3	—	+	3,2	+	+	0,5	—

Примечание. Знак плюс — минерал присутствует в породе в единичных зернах; минус — отсутствует.

Как показали детальные петрографические исследования (Пинус и др., 1973) по серии шлифов, отобранных вкрест простирания жилы пироксенитов, в направлении к контакту в породах наблюдается обогащение оливином, а во вмещающих ее серпентинизированных дунитах появляются отдельные зерна ромбического пироксена. В последних сохраняются реликты серпентинизированного оливина, а порода в целом по составу начинает отвечать гарцбургитам с несвойственными для них пойкилобластовыми структурами. В хромшпинелидах вмещающих дунитов наблюдается интенсивное замещение их магнетитом, который в зальбандах жилы образует как псевдоморфозы по шпинели, так и самостоятельные зерна. Интересно также, что дуниты вблизи контактов жил разбиты серией субпараллельных трещин, выполненных серпентинитом и магнетитом, которые совпадают с простиранием самих жил. При этом если в жилах имеются реликты дунитов, то и в них наблюдается та же система трещин, заполненных серпентином, что и во вмещающих породах.

Характерным для описываемых пород, как и для всей группы пироксенитов, является свежесть, что резко отличает их от вмещающих гипербазитов, которые на участках развития жил представлены обычно сильно серпентинизированными разностями и серпентинитами.

Вторичные продукты изменения в ортопироксенитах — серпентин, хлорит, тальк, магнезиальный амфибол из группы купферит-грюнерита или тремолит-актинолита и редко роговая обманка (см. табл. 3).

Диопсидиты (диаллагиты). Среди пироксенитов эти породы распространены наиболее широко. Они, как указывалось выше, приурочены к экзоконтактовым зонам интрузивов габброидов, где встречаются в виде как полос, так и жил. Количество полос в направлении к выходам габброидов заметно увеличивается, положение же жил более независимое. Последние тяготеют, по-видимому, к трещинам разрыва, возникающим в процессе внедрения интрузива основного состава в тело гипербазитов. В то же время отчетливо видно, что основное количество их развито все же в непосредственной близости от выходов габброидов.

Структура пород очень разнообразная — от мелко- до гигантозернистых, когда отдельные хорошо ограненные кристаллы диопсида по третьей оси достигают 7—10 см и более (Куяльский массив). Вместе с тем встречаются породы с равномерной мелкозернистой или порфировидной структурами. В последних в порфиробластах моноклинового пироксена часто встречаются неправильной формы включения (реликты) серпентинизированного оливина и ромбического пироксена, которые в небольшом количестве иногда встречаются и в основной массе.

В крупнозернистых разностях в кристаллах диопсида нередко наблюдаются диаалловая отдельность, а также следы деформации, выражающиеся в волнистом погасании минерала, изогнутости кристаллов и их дроблении.

Состоят в основном диопсиды из клинопироксена, но всегда в том или ином количестве содержат примесь других минералов (табл. 2).

Т а б л и ц а 2

Минеральный состав диопсидитов, об. %

№ обр.	Место взятия	Диопсид	Ромбич. пироксен	Оливин	Плагноклаз	Шпинель	Амфиболы	Серпентин + хлорит	Магнетит	Гранат
274-б	Пекульнейский массив	94,7	—	—	—	—	0,5	4,8	—	—
255		72,0	—	—	—	11,5	—	7,5	+	9,0
811	Мыс Валижген	87,0	—	10,8	—	—	—	+	2,2	—
80-а		93,0	3,1	—	—	—	3,9	+	+	—
823-3		83,0	3,2	10,0	3,5	—	—	—	0,3	—
165-н	Янранайский массив	98,4	—	—	—	—	—	+	+	1,6
165-а		71,0	—	—	+	12,0	—	17,0	+	+

Наиболее распространен среди них оливин, содержание которого в породах колеблется от единичных зерен до 11%. При этом в силу очень неравномерного распределения в шлифах он часто не фиксируется, хотя в образцах присутствует почти всегда. Оливин образует, как правило, зерна неправильной формы, зажатые между кристаллами диопсида, имеет очень свежий облик и представлен хризолитом. Также неравномерно, но гораздо реже, чем оливин, в диопсидитах присутствуют ромбический пироксен (бронзит) и паргасит.

Наряду с отмеченными минералами, в клинопироксенитах очень редко отмечаются в небольших количествах плагноклаз основного (лабрадор-битовнит) состава и гранаты, которые встречаются только в жилах, расположенных непосредственно на контакте гипербазитов и габброидов (Пинус и др., 1973).

Характерен для диопсидитов состав аксессуаров. Они представлены слабохромистой зеленой шпинелью (плеонаст) и магнетитом. Содержание их обычно невелико и колеблется в пределах 2—3% от объема породы. Однако в отдельных жилах количество их достигает 12% (см. табл. 2). Следует подчеркнуть, что среди шпинелей пикотит нигде в диопсидитах не был встречен. Магнетит в виде тонкой сыпи или сплошных бесформенных скоплений, количество которых резко возрастает в приконтактных участках жил, встречается в ассоциации с хлоритом и серпентином.

Исходя из особенностей минерального состава описываемых диопсидитов, мы в их составе выделяем ряд разновидностей (Пинус и др., 1973): мономинеральные (диаллагиты), шпинелевые, шпинель-гранатовые, гранатовые и оливин-плагноклазовые.

Наибольшим распространением пользуются жилы мономинерального состава, все остальные развиты ограниченно и обнаружены в непосредственном контакте габброидов с гипербазитами.

Диопсидиты, образующие полосы в теле гипербазитов, приурочены к выходам интрузивов габброидов, тяготеют к господствующей в массиве системе трещин отдельности и развиваются обычно среди дунитов, с которыми связаны постепенными переходами через зону верлитов. В отличие от жильных разностей диопсидиты в полосах по составу менее изменчивы и представлены либо мономинеральными, либо оливинсодержащими разностями. Состав же породообразующих диопсида и оливина в них аналогичен составу этих минералов в жиль-

ных фациях, а аксессуарии также представлены зеленой шпинелью и магнетитом.

Вторичные изменения в диопсидитах проявлены очень незначительно. Чаще всего они выражаются в хлоритизации и амфиболизации клинопироксенов и серпентинизации оливина.

Амфиболы представлены чаще всего бесцветным или слабо-зеленоватым лучистым минералом из группы актинолит-тремолита, развивающимся вдоль спайности пироксена, и паргаситом. Совместно с ними обычно присутствует и бесцветный хлорит. Последний развивается также и около зерен магнетита. Отдельно следует упомянуть о паргасите. Он обычно образует крупные кристаллы и не имеет реликтов пироксена. Поэтому установить, являются ли такие кристаллы новообразованными или же первичными, часто бывает невозможно. Принимая во внимание тот факт, что среди жильных образований в массивах Анадырско-Корякской складчатой системы встречены жилы, сложенные полностью паргаситом, можно полагать, что паргасит в диопсидитах образуется как за счет пироксена, так и в качестве второстепенного порообразующего минерала.

Вебстериты. Двупироксеновые пироксениты встречаются гораздо реже, чем диопсидиты и энстатиты, и обычно наблюдаются в тех массивах, где широко развиты жилы ортопироксенитов. Они также образуют в основном тела жильной формы, иногда линзы мощностью от сантиметров до первых метров и протяженностью до 50—60 м. Наиболее широко вебстериты развиты в мелких телах гипербазитов, расположенных в бассейне р. Лозовки, где ультраосновные породы прорываются серией даек габброидного и гранитоидного состава. В других массивах они пользуются ограниченным распространением.

Макроскопически вебстериты представляют собой массивные темно-зеленого цвета с различными оттенками породы с мелко-, средне- и крупнозернистой структурой с очень характерной красновато-серой или темно-бурой красноватой коркой выветривания. В мелкозернистых разновидностях пород структура обычно типа гранобластовой или роговиковоподобной, в остальных же — панидиоморфнозернистая.

Состав вебстеритов от массива к массиву значительно колеблется и характеризуется различным соотношением в них ромбического и моноклинного пироксенов (табл. 3). В целом они могут давать всю переходную гамму пород от клино- до ортопироксенитов.

Таблица 3

Минеральный состав вебстеритов, об. %

№ обр.	Место взятия	Клинопироксен	Ортопироксен	Оливин	Кушфферит	Роговая обманка	Серпентин	Хлорит	Шпинель	Магнетит	Литературный источник
714	Мыс Валижген	72,9	23,7	+	—	1,2	2,2	+	—	—	Л. Ф. Михайлов (1962) Г. Г. Кайгородцев (1966) М. В. Богдаева, В. Г. Матвеев (1960)
94		67,4	5,2	+	—	—	24,5	2,9	—	+	
629-а		13,5	84,1	+	—	1,2	1,2	—	—	+	
80-а		53,6	20,1	2,9	—	3,3	20,1	—	—	+	
333-б	Чирынайские горы	30,8	59,3	7,2	1,1	—	+	1,0	—	0,6	
321-е	Бассейн р. Лозовки	35,4	63,0	—	0,9	—	—	—	—	0,7	
508-2		43,8	54,2	0,7	0,9	—	+	—	—	0,4	
643-а	Куюльский массив	75,0	24,7	—	—	+	+	—	—	0,3	
1	Мыс Валижген	70,8	23,5	—	—	1,2	2,3	2,2	—	—	
2	Усть-Бельский массив	50,0	35,0	—	—	—	—	—	15,0	+	
3	Тамватнейский массив	60--40	40--60	—	—	—	—	—	—	—	

Состав пироксенов и оливина в вебстеритах такой же, как и в других пироксенитах. Аксессуары представлены чаще магнетитом, иногда магнетитом и шпинелью. Последняя представлена или зеленым плеонастом, или почти бесцветными его разновидностями.

Вторичные изменения пород выражаются чаще всего в серпентинизации и хлоритизации минералов. Однако нередко в них наблюдается развитие амфибола с яркими цветами интерференции, представленного купфферитом. Детальные минералого-петрографические исследования его приводятся в наших работах (Пинус и др., 1973; Агафонов и др., 1973).

Помимо пироксенитов, в составе метасоматических образований встречаются также ариегиты, мономинеральные амфиболовые и гранатосодержащие (эклогитоподобные) породы. Кроме того, в составе Усть-Бельского массива Г. Г. Кайгородцевым (1961) отмечены кортландиты, которые нами встречены не были. Все эти разновидности весьма ограниченно распространены, детальное описание их приведено в наших работах (Пинус и др., 1973; Агафонов и др., 1973; Pinus e. a., 1970). Здесь же отметим, что в целом для ультраосновных массивов Корякско-Камчатской складчатой области в основном характерен высокотемпературный метасоматический тип преобразований. Продукты низкотемпературного изменения гипербазитов, исключая серпентиниты, пользуются весьма ограниченным распространением, что является специфической особенностью ультраосновных массивов этого региона и отличает их от гипербазитовых массивов юга Сибири, Урала, Кавказа и других районов.

Серпентиниты. В массивах гипербазитов серпентиниты пользуются исключительно широким распространением. По составу слагающих их минералов они подразделяются на три основные петрографические разновидности: лизардитовые, антигоритовые и серпентиниты смешанного (лизардит-антигоритового) состава.

Перечисленные типы серпентинитов встречаются почти в каждом изученном массиве, но в различных количественных соотношениях. При этом в их размещении наблюдается зональность, которая особенно отчетливо проявляется в крупных гипербазитовых телах (Усть-Бельский, Куюльский, Гальмознанский, о. Карагинского, п-ова Камчатский Мыс и др.) и выражается в следующем. Центральные части этих массивов обычно сложены слабо серпентинизированными породами, в которых серпентин представлен в основном петельчатым лизардитом (лизардит 1-й генерации). В направлении краевых частей тел степень серпентинизации гипербазитов постепенно увеличивается, лизардитовые петли приобретают ленточное строение, а оливин и ортопироксен внутри петель замещаются пластинчатым лизардитом 2-й генерации. Далее к контакту породы представлены лизардитовыми серпентинитами с характерной петельчато-пластинчатой микроструктурой. В том случае, когда гипербазиты прорываются интрузиями габброидов, по лизардитовым серпентинитам развивается антигорит и образуются сперва антигорит-лизардитовые, а затем лизардит-антигоритовые серпентиниты. Непосредственно на контакте с этими интрузивами нередко возникают чисто антигоритовые разновидности серпентинитов, которые секутся тонкими жилками колломорфного офита или хризотила.

Наряду с этим в контактовых зонах с габброидами и гранитоидами серпентиниты подвергаются амфиболизации, оталькованию, карбонатизации и хлоритизации, а в массивах гипербазитов Олюторско-Камчатской складчатой области, кроме того, и флогопитизации.

Приведенная схема серпентинизации ультраосновных пород является наиболее типичной. Вместе с тем наблюдаются случаи, когда по микротрещинам и спайности в свежих оливинах и пироксенах начинает развиваться не лизардит, а антигорит пластинчатой или игольчатой

формы. При этом состав его более железистый, чем в антигоритах, образующихся в результате изменения лизардитов. Этот антигорит рассматривается нами как ранние генерации серпентина, развивающегося непосредственно по пороодообразующим минералам гипербазитов. Указания на развитие раннего антигорита по оливинам и пироксенам ультраосновных пород отмечаются в гипербазитах многих складчатых областей (Пинус и др., 1958; Артемов, 1970; Штейнберг, и др., 1969).

Ниже остановимся на характеристике отдельных разновидностей серпентинитов.

Лизардитовые серпентиниты. Эти разновидности пород наиболее широко представлены в крупных массивах гипербазитов. В мелких же линзовидных телах, где ультраосновные породы полностью превращены в серпентиниты, лизардитовые разности в количественном отношении подчинены лизардит-антигоритовым и антигорит-лизардитовым серпентинитам.

Макроскопически лизардитовые серпентиниты представлены темно-зелеными или зелеными породами скрытокристаллического строения с раковистым изломом и жирным блеском. Помимо лизардита, в качестве второстепенных минералов в них присутствуют магнетит, хлорит, тальк, карбонаты, амфибол (тремолит) и флогопит. В апоперидитовых разновидностях встречается также антигоритовый бастит. В большинстве случаев как в лизардитовых, так и в других типах серпентинитов наряду с серпентиновыми минералами присутствуют в различных количествах реликты оливинов, пироксенов и хромшпинелиды.

Микроструктуры описываемых серпентинитов определяются количественным соотношением в них лизардита 1-й (петельчатый) и 2-й (пластинчатый) генераций и относятся к типу петельчатой, пластинчатой и конвертообразной. Характерно, что когда лизардитовые серпентиниты не подвержены вторичным изменениям, ных лизардитом, нет просечек с дисперсным магнетитом. Это указывает на то, что первые стадии серпентинизации гипербазитов проходили в восстановительной обстановке, когда выделение магнетита было затруднительно. При этом лизардит характеризуется повышенной железистостью по сравнению с теми же разновидностями, которые имеют магнетитовые просечки. Эти факты подтверждают данные исследований по поведению железа в зависимости от окислительно-восстановительного режима условий серпентинизации, показавшими, что при образовании лизардита 1-й генерации окисное железо входит в его решетку (Тимофеев, Тимофеева, 1960; Штейнберг и др., 1969; Судилковский, 1969; и др.).

Антигоритовые серпентиниты представляют собой темно-зеленые, часто почти черные плотные породы с микрокристаллическим строением. По сравнению с другими разновидностями серпентинитов они пользуются незначительным распространением и приурочены, как указывалось выше, в основном к контактам прорывающих гипербазиты интрузивов основного и кислого состава. В качестве второстепенных минералов в них могут присутствовать волокнистый тремолит, тальк, карбонаты, флогопит, хлорит, и повсеместно фиксируется обильный дисперсный магнетит.

Специфическая особенность этих пород — большое разнообразие в них микроструктур. Наиболее часты игольчатая, чешуйчатая, пластинчатая, пламевидная, бластопорфировая и др.

Образуются антигоритовые серпентиниты за счет перекристаллизации лизардитовых серпентинитов, на что указывают геологическое их положение в массивах гипербазитов и уменьшение количества антигорита с одновременным ростом в породах лизардита при удалении от интрузий габброидов и гранитоидов.

Серпентиниты смешанного состава. Эти разновидности пород более широко распространены среди серпентинитов и располагаются чаще всего в массивах между зонами развития лизардитовых и антигоритовых их разновидностей. В экзоконтактах интрузивов габброидов и гранитоидов в них появляются хризотил и офитовые серпентины.

По преобладанию в составе пород той или иной модификации серпентина среди них выделяются антигорит-лизардитовые, лизардит-антигоритовые, хризотил-лизардит-антигоритовые, хризотил-офит-антигоритовые и другие разновидности.

Макроскопические серпентиниты смешанного состава представляют собой чаще всего зеленые с различными оттенками плотные породы с жирным блеском и раковистым изломом. Для них характерно большое разнообразие микроструктур, сочетание которых можно наблюдать даже в одном шлифе. В целом же структура этих пород в каждом конкретном случае определяется преобладанием в породе одного из серпентиновых минералов. Другая особенность описываемых серпентинитов — наличие во входящих в их состав лизардитах магнетитовых просечек и широкое развитие во всех типах пород обильной, часто очень густой сыпи дисперсного магнетита.

Кроме основных разновидностей серпентинитов в серпентинитах смешанного состава часто присутствуют хлорит, карбонаты, тальк, амфибол и нередко брусит. Количество последнего иногда достигает 1—2% от объема породы. Чаще же количество его невелико, и тогда он представлен очень тонкими чешуйками, располагающимися между волокнами и пластинками серпентиновых минералов. В этих случаях брусит устанавливается только при больших увеличениях. Судя по оптическим свойствам ($N_g = 1,535—1,590$; $N_p = 1,567—1,575$; $N_g - N_p = 0,015—0,018$, $2V_{N_g}$ — около нуля, удлинение отрицательное), он относится к ферробруситу (Бетехтин, 1951).

Вторичные изменения серпентинитов, как это видно из приведенного выше описания, проявляются в их хлоритизации, амфиболизации, карбонатизации, отальковании и флогопитизации. Наиболее интенсивно выражена хлоритизация. Хлорит развивается и замещает все разновидности серпентиновых минералов. Степень хлоритизации пород различная. Наиболее широко, как в общем и все другие вторичные процессы, она проявляется на контактах с интрузивами гранитоидов и габброидов, где иногда образуются существенно хлоритовые (хлорититы) породы. Хлорит по своим свойствам относится обычно к пеннину и реже — к клинохлору (Пинус и др., 1973).

Менее интенсивно, но достаточно широко в серпентинитах проявляется амфиболизация. Амфиболы представлены обычно почти безжелезистым волокнистым тремолитом ($N_g = 1,633—1,635$; $N_p = 1,610—1,613$; $N_g - N_p = 0,022—0,024$; $2V_{N_p} = 85—87^\circ$; $cN_g = 14—17^\circ$), который накладывается на все разновидности серпентиновых минералов, но сам, как и серпентины, замещается хлоритом. Вблизи контактов с интрузивами габброидов и гранитоидов степень амфиболизации серпентинитов резко возрастает и локально сопровождается образованием линзо- и жиллообразных тел, сложенных полностью амфиболом или амфибол-асбестом.

Значительно реже, чем хлоритизация и амфиболизация, в серпентинитах и серпентинизированных гипербазитах наблюдаются оталькование, карбонатизация и окварцевание. Эти процессы проявляются в узких приконтактных зонах интрузий основного и кислого состава и сопровождаются возникновением тальк- и кварц-карбонатных пород. Апогипербазитовая природа этих образований устанавливается по наличию в их составе реликтов серпентинитов и зерен хромшпинелидов. Карбонаты представлены брейнеритом ($No = 1,708—1,716^\circ$; $Ne = 1,480—1,525$), который в кварц-карбонатных породах (листвениты)

более железистый, чем в тальк-карбонатных. Тальк имеет следующие оптические константы: $N_g=1,591$; $N_p=1,546$; $N_g-N_p=0,045$; $2V_{Np}=10-15^\circ$.

Минералогия серпентинитов детально разобрана в нашей монографии (Пинус и др., 1973). По данным оптических, химических, рентгенометрических, термических, электронно-микроскопических и ИК-спектрометрических исследований обосновано выделение всех разновидностей серпентиновых минералов. Из анализа полученных результатов отметим следующие основные положения.

1. В ряду минералов лизардит—антигорит—хризотил железистость серпентина убывает в направлении хризотила. При этом содержание железа в лизардите и антигорите 1-й генерации наиболее высокое, что может косвенно доказывать, что оба эти минерала могут представлять первые этапы серпентинизации оливинов и пироксенов ультраосновных пород.

2. Антигорит 2-й генерации и хризотил характеризуются широким колебанием железистости, но она всегда меньше, чем у лизардита и антигорита 1-й генерации.

3. Все разновидности серпентиновых минералов хорошо диагностируются по характеру кривых ДТА и ИКС, что дает возможность рекомендовать более широко применять эти методики исследования при изучении серпентинитов.

На основании изучения особенностей состава серпентинитов, характера взаимоотношений между ними, распространения и пространственного положения серпентинитов в массивах, а также экспериментальных и аналитических данных по устойчивости серпентиновых минералов автор пришел к выводу (Пинус и др., 1973), что серпентинизация гипербазитов — процесс полностью аллометаморфический, т. е. всегда связан с привнесом в ультраосновные породы воды извне. Это вытекает в первую очередь из оценки $P-T$ условий, при которых происходит образование гипербазитов. Они таковы, что не могут способствовать возникновению на месте образования ультраосновных пород водной фазы в количествах, необходимых для их серпентинизации (см. гл. V).

С учетом зональности в распределении различных типов серпентинитов в изученных массивах и последовательности выделения серпентиновых минералов в породах в зависимости от геологической обстановки в процессе серпентинизации автором выделяются две крупные фазы: фреатическая и гидротермально-метасоматическая.

Фреатическая фаза является наиболее ранним этапом изменения гипербазитов, который связан, по-видимому, с воздействием на них морской воды. При этом в ультраосновных породах развивается петьчатый лизардит 1-й генерации и реже — антигорит 1-й генерации. Серпентинизация этой фазы происходит в период внедрения гипербазитов в морские водонасыщенные осадки и протекает при температурах не выше $450-550^\circ\text{C}$. В эту же стадию, видимо, образуется и большая часть лизардита 2-й генерации. В результате проявления фреатической серпентинизации в контактовых частях тел гипербазитов возникает своеобразный панцирь (серпентиновая «рубашка»), который препятствовал серпентинизации более глубоких частей массивов. Процесс серпентинизации протекал, по всей вероятности, в условиях дефицита кислорода, о чем свидетельствуют высокая железистость серпентиновых минералов этой фазы и отсутствие или малое количество в них дисперсного магнетита.

Гидротермально-метасоматическая фаза серпентинизации следует по времени за фреатической и связана с воздействием на серпентинизированные гипербазиты и серпентиниты водных флюидов, генетически

связанных с внедрением в тела гипербазитов интрузий габброидов и гранитоидов. В отличие от серпентинизации фреатической фазы, носящей региональный характер, серпентинизация гидротермально-метасоматической фазы проявляется в узких зонах и имеет локальное распространение. Серпентиновые минералы этой фазы представлены антигоритом 2-й генерации, хризотилом, офитом и хризотил-асбестом. Образование их происходит как за счет первичных минералов гипербазитов, так и в результате изменения и перекристаллизации серпентинов фреатической фазы в условиях более высоких температур и в окислительной обстановке. На это указывают, с одной стороны, низкая железистость серпентинов этой фазы, а с другой — состав парагенезисов минералов (антигорит, хризотил, офит, асбест). В гидротермально-метасоматическую стадию серпентинизации, по-видимому, образуется и часть lizardita 2-й генерации, но в настоящее время нет убедительных критериев для отделения их от одноименных разновидностей фреатической фазы. Однако, исходя из условий образования минералов гидротермально-метасоматической фазы, можно предполагать, что lizardit 2-й генерации этой стадии серпентинизации должен иметь меньшее значение железистости, чем lizardit 2-й фреатической фазы.

Предлагаемая генетическая классификация серпентиновых минералов и последовательность процессов серпентинизации изложены в самом общем виде, детальная разработка этого вопроса ведется в настоящее время. Совершенно очевидно, что серпентинизация представляет собой гораздо более сложное явление и в каждой выделенной фазе возможно выделение самостоятельных подфаз и этапов, которые могут быть сближены во времени. Однако общая направленность этого процесса, как она изложена выше, по-видимому, реальна, что убедительно доказывается результатами работ других исследователей (Артемов, 1970; Судилковский, 1969; и мн. др.).

Основные породы

Как видно из приведенной геологической характеристики массивов ультраосновных пород Камчатско-Корякской области, гипербазиты повсеместно ассоциируют с рвущими их интрузивами габброидов. Детальное петрографическое изучение их показало, что по пространственному положению, вещественному составу, структурно-текстурным особенностям, петро- и геохимическим данным входящие в состав интрузивов породы могут быть подразделены на две группы.

Одна, наиболее распространенная, составляет центральные и прилегающие к ней части интрузивных тел и имеет все признаки, указывающие на образование пород за счет кристаллизации собственно основной магмы. Породы этой группы были названы нами ортомагматическими (Пинус и др., 1973).

Второй тип габброидов, развитый в эндоконтактных частях интрузивов, несет отчетливые следы гибридиа за счет взаимодействия магмы основного состава с ультраосновным материалом гипербазитовых массивов в результате его полной или частичной переработки. Породы этого типа были отнесены вслед за Ф. Ю. Левинсон-Лессингом (1963 г.) к группе парамагматических габброидов.

Ортомагматические габброиды представлены преимущественно нормальными мезократовыми и менее мелано- и лейкократовыми габбро, габбро-норитами и норитами. Макроскопически это серые различных тонов массивные полнокристаллические породы обычно со среднезернистой структурой. Значительно реже среди них встречаются разновидности с мелкозернистой и офитовой структурой, которые характерны для апикальных частей некоторых интрузивов (Камчатский Мыс,

бассейн р. Вытвей, Чирынайские горы, мыс. Валижген и др.) и дайковых тел.

Породообразующими минералами описываемых габброидов являются основной плагиоклаз, моноклинный и ромбический пироксен. В качестве второстепенных компонентов в породах часто присутствует вторичная роговая обманка, спорадически встречается оливин. Акцессорные минералы представлены магнетитом и иногда мелкой вкрапленностью сульфидов.

Наибольшим распространением среди ортомагматических габброидов пользуются габбро и габбро-нориты, крайне редко — нориты и их оливинсодержащие разновидности.

Габбро состоят на 30—70 % из битовнита или анортита и соответствующих этому содержанию количеств авгита. На контакте плагиоклазов и пироксена иногда наблюдается реакционная кайма, сложенная зеленой роговой обманкой. Последняя также образует изредка крупные кристаллы с многочисленными реликтами авгита, по которому она развивается. Акцессорные минералы представлены магнетитом, количество которого колеблется от 0,5 до 5,0 %.

Структура пород обычно среднезернистая, в жильных фациях мелкозернистая, офитовая и пегматоидная. Сравнительно редко встречаются породы с пойкилоофитовой структурой, обусловленной наличием крупных кристаллов моноклинного пироксена с мелкими включениями плагиоклаза.

Габбро-нориты от габбро отличаются только присутствием в их составе ромбического пироксена, отвечающего в большинстве случаев бронзиту, иногда гиперстену.

Среди габбро и габбро-норитов спорадически встречаются оливинсодержащие разновидности, в которых количество оливина достигает 15 %. Представлен последний идиоморфными крупными кристаллами слабожелезистого хризолита, состав же плагиоклазов и пироксенов идентичен составу этих минералов в безоливиновых разновидностях.

Нориты в составе ортомагматических габброидов встречаются крайне редко. Они представлены крупнозернистыми породами, состоящими обычно из основного плагиоклаза и бронзита или гиперстена. Моноклинный пироксен (авгит) или отсутствует, или количество его очень незначительно.

Парамагматические габброиды. Этот тип габброидов объединяет широкую гамму пород, характеризующихся изменчивостью структур, часто такситовыми текстурами и значительным колебанием количественного соотношения слагающих их породообразующих минералов. Парамагматические габброиды встречаются на контакте с гипербазитами и обычно тогда, когда интрузивы вскрыты на дневной поверхности на значительных площадях (Пекульнейские и Таловские горы, Камчатский Мыс, о. Карагинский, Понтонейские, Усть-Бельские и Чирынайские горы и др.).

Очень характерны для этих пород типы текстур. В большинстве случаев парамагматические габброиды имеют такситовое строение, а вблизи контакта с гипербазитами приобретают нередко полосчатый облик. Полосчатость обусловлена чередованием «слоев», сложенных почти нацело плагиоклазами и темноцветными минералами.

Для этих пород вообще распределение плагиоклаза и его формы выделения являются теми признаками, которые легко отличают парамагматические габброиды от ортомагматических. Наиболее типичные текстуры описываемых пород приводятся в прилож., табл. XI—XV.

Представлены породы преимущественно меланократовыми оливиновыми разновидностями, для которых характерны аллотриоморфно-, неравномернозернистые, часто порфиробластовые и гранобластовые структуры.

Породообразующими минералами описываемых габброидов являются плагиоклаз (битовнит-анортит), оливин (форстерит, хризолит) и клинопироксен (диопсид). Ромбический пироксен в них наблюдается очень редко, и когда присутствует, то в очень незначительных количествах. В силу большой изменчивости содержаний породообразующих минералов породы этой группы по вещественному составу могут изменяться в широком диапазоне — от почти мономинеральных анортозитов до меланократовых троктолитов. Между этими двумя типами пород располагаются оливинсодержащие анортозиты, оливиновые габбро, алливалиты, эвкриты, лейкократовые и мезократовые троктолиты и другие.

Наибольшее распространение среди них имеют троктолиты и оливиновые габбро, в которых содержание плагиоклазов редко превышает 60% от объема пород. Другие же разновидности встречаются гораздо реже.

Для всей гаммы парамагматических габброидов характерным является состав аксессуаров, которые наряду с магнетитом повсеместно представлены мелкой рассеянной вкрапленностью пирита и пирротина. В непосредственной близости от контакта с гипербазитами в них нередко появляются также шпинелиды, представленные как хромовыми разностями, так и собственно шпинелью.

Структурные особенности парагабброидов также весьма специфичны. Наряду с отмеченными выше типами макроструктур этих пород, следует подчеркнуть широкое развитие в них келифитовой и коронитовой микроструктур, связанных с образованием реакционных оторочек на контакте зерен оливина и плагиоклаза (см. прилож., табл. XVI). Ширина таких оторочек непостоянна и варьирует от субмикроскопических размеров до 0,2 мм, реже более. Обычно оторочки сложены клинопироксенами или амфиболом. Иногда наблюдаются оторочки с зональным строением, в которых зона, прилегающая к зерну оливина, сложена клинопироксеном, а внешняя, прилегающая к плагиоклазу, — амфиболом. Местами амфибол в оторочках находится в симплектитовом срастании с голубой шпинелью, образующей червеобразные выделения (см. прилож., табл. XVII). Здесь же обычно присутствуют субмикроскопические зерна граната.

Другой характерной чертой структуры этих пород является резкий ксеноморфизм оливина по отношению к плагиоклазу и его ярко выраженный ксеногенный характер, который, с одной стороны, подчеркивается наличием вокруг зерен реакционных кайм, а с другой — явными признаками резорбции и растворения его плагиоклазами. В результате этого зерна минерала приобретают самые разнообразные прихотливые формы.

Нередко в крупных выделениях можно видеть распадение одного кристалла на несколько зерен, разделенных плагиоклазом, но гаснущих одновременно, что отмечалось во многих местах нами и другими исследователями (Луцкина, 1968; Долматов, 1972).

Следует отметить характер контактов парагабброидов с вмещающими их гипербазитами. Как правило, они резкие, четкие. При этом в одних случаях такситовые с полосчатой текстурой габброиды то через анортозиты, то через меланократовые троктолиты или через оторочку диопсидитов резко сменяются дунитами и верлитами. В других же на контакте с ними появляются небольшой мощности (первые десятки и редко сотни метров) и протяженности и не выдержанные по простиранию выходы плагиоклазсодержащих дунитов или перидотитов. Плагиоклаз в них имеет резко ксеноморфный по отношению к оливиноу габитус и как бы выполняет поры между изометричными зернами оливина (см. прилож., табл. XVIII). Наряду с этим часто можно наблюдать, как

плагноклаз (битовнит-анортит) либо располагается пятнисто, либо развивается вдоль микротрещин, образуя прерывистые полосы в дуните (см. прилож., табл. XIX). Нередко последние переходят в тонкие жилки, выполненные одним плагноклазом. Вместе с тем в экзоконтактовых участках габброидных интрузивов встречаются и довольно крупные жилы, выполненные плагноклазом и содержащие реликты вмещающих их дунитов или перидотитов (Камчатский Мыс, верховья р. Белой). Подобные изменения ультраосновных пород наблюдаются и в ксенолитах гипербазитов, которые, как отмечалось ранее, часто встречаются в эндоконтактовых частях интрузивов среди парагабброидов.

Изложенное позволяет нам рассматривать плагноклазосодержащие гипербазиты как контактовоизмененные породы, образование которых связано с процессами полевошпатизации ультраосновных пород, идущими под воздействием на них габброидной интрузии.

В данный момент можно совершенно определенно утверждать, что во всех складчатых областях Союза и Мира альпинотипные гипербазиты тесно ассоциируют с интрузивами габброидов. Это отчетливо вытекает из анализа материала по Альпийско-Гималайскому и Тихоокеанскому складчатым поясам (Пинус, Велинский, 1970) и Американскому континенту (Тейлор, Нобл, 1963). В последнее время подтверждение этой точки зрения нашло свое отражение в обстоятельной работе, посвященной изучению гипербазитов Центрального Казахстана (Михайлов, 1971 г.). Такая связь между этими двумя типами пород, как известно, проявлена на территории Уральской складчатой области (Штейнберг и др., 1969) и в целом ряде других районов. Изучение этого обширного материала показало, что в составе габброидов повсеместно можно наметить такое же их подразделение на две группы, которое проведено нами.

Очень интересны в этом отношении исследования А. А. Ефимова и Л. П. Ефимовой (1969), которые на примере изучения состава плагноклазов в габброидах, связанных пространственно с телами гипербазитов в пределах платиноносного пояса Урала, убедительно показали, что степень равновесности габброидов различного состава неодинакова. Так, габбро-нориты, по данным этих авторов, оказались образованиями крайне неравновесными, в то время как тылаиты, троктолиты, полосчатые оливиновые габбро, анортозиты и прочие — породами с высокой степенью равновесности. Это привело к представлению об ортомагматическом генезисе первых пород и метасоматическом вторых.

В настоящее время нет единого мнения о генезисе пород, относимых нами к группе парамагматических, так же как и нет достаточно жесткой терминологической классификации этих образований. К этому вопросу мы обратимся в последней главе нашей работы. Здесь же отметим тот факт, что многие взаимоотношения между габбро и гипербазитами, приведенные нами выше, описываются для массивов дунит-пироксенит-габбровой формации, весь комплекс пород которых, как известно, связывают с процессами кристаллизации основной магмы. Не вдаваясь сейчас в детальный разбор этой проблемы, отметим, что описанные нами и другими исследователями факты о характере соотношения между габброидами и гипербазитами с учетом новых данных экспериментальной петрологии заставляют более осторожно интерпретировать фактический материал по дифференцированным базит-гипербазитовым интрузивам складчатых областей.

По нашему мнению, многие из них, если не все, окажутся полигенными интрузивами габброидов и альпинотипных гипербазитов (Велинский, Пинус, 1973а).

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ

Ультраосновные породы

Оливин. Это — главная составная часть почти всех гипербазитов, за исключением мономинеральных пироксенитов. Состав и морфология минерала определяют тип пород, их структурно-текстурные особенности и специфику гео- и петрохимических черт.

Детальные петрографические и минералогические исследования показали, что в различных типах пород оливин имеет разные состав, форму и структурные особенности. Эти различия выявляются уже при изучении железистости минерала, о чем свидетельствуют массовые значения его показателей преломления (табл. 4, 5). Как видно, оливин в породах представлен форстеритом и хризолитом.

Т а б л и ц а 4

Оптические свойства и состав форстеритов

Массив	N_g	N_p	$N_g - N_p$	$+2V$, град.	Fa , %	Колич. замеров	$Fa_{ср}$, %
Дуниты							
Пекульнейский . . .	1,687—1,689	1,651—1,653	0,035—0,037	88—89	8—9	6	8
Яранайский . . .	1,687—1,688	1,652—1,653	0,035—0,036	88—89	8—9	3	8
Усть-Бельский . . .	1,685—1,689	1,651—1,659	0,030—0,036	87—89	7—9	6	8
Тамватнейский . . .	1,685	1,651	0,034	87	8	2	8
Горы Красной . . .	1,680—1,687	1,645—1,656	0,033—0,035	87—88	5—8	4	7
Горы 1064 м . . .	1,677—1,683	1,645—1,653	0,030—0,032	86—87	4—6	4	5
Чирыйайский . . .	1,675—1,688	1,643—1,658	0,030—0,032	86—89	3—8	6	6
Мыса Валижген . . .	1,688—1,690	1,654—1,655	0,033—0,035	88—89	8—9	2	8
Камчатского Мыса . .	1,687—1,688	1,652—1,655	0,033—0,035	87—88	8—9	8	8
О. Карагинского . .	1,685—1,689	1,651—1,659	0,030—0,036	87—89	7—9	6	8
Гарцбургиты							
Усть-Бельский . . .	1,683—1,688	1,651—1,654	0,031—0,034	87—89	7—9	6	8
Тамватнейский . . .	1,683—1,687	1,650—1,654	0,031—0,033	87—89	7—9	6	8
Горы Красной . . .	1,683—1,687	1,650—1,654	0,033—0,034	87—89	7—9	3	8
Чирыйайский . . .	1,677—1,684	1,647—1,652	0,030—0,033	86—87	4—8	7	6
Мало-Научирынай- ский	1,680—1,689	1,649—1,656	0,030—0,033	87—89	5—8	4	6
Бассейна р. Хатырки	1,682—1,685	1,652—1,653	0,030—0,033	87—89	7—8	2	8
Мыса Валижген . . .	1,680—1,688	1,650—1,656	0,031—0,034	87—88	5—8	5	7
Куюльский	1,684—1,688	1,652—1,656	0,032—0,034	87—89	7—9	5	8
Камчатского Мыса . .	1,682—1,688	1,652—1,656	0,030—0,032	87—89	7—8	5	8
О. Карагинского . .	1,684—1,689	1,652—1,656	0,031—0,033	87—89	7—9	8	8
Лерцолиты							
Усть-Бельский . . .	1,680—1,691	1,651—1,660	0,030—0,036	87—90	8—12	8	10
Пекульнейский . . .	1,689—1,691	1,653—1,655	0,035—0,036	88—90	9—10	3	9
Тамватнейский . . .	1,683—1,689	1,650—1,653	0,032—0,034	87—89	6—9	11	8
Чирыйайский	1,683—1,698	1,651—1,665	0,032—0,034	87—90	7—13	8	12
Мыса Валижген . . .	1,684—1,686	1,649—1,650	0,035—0,037	87—88	7—9	4	8
Куюльский	1,683—1,685	1,648—1,650	0,034—0,036	87—88	6—8	5	7
Камчатского Мыса . .	1,683—1,695	1,651—1,665	0,030—0,033	87—90	7—12	6	11
О. Карагинского . .	1,689—1,691	1,653—1,655	0,035—0,036	87—90	9—10	4	9

Форстерит наиболее широко развит в дунитах, гарцбургитах и лерцолитах. По железистости он подразделяется на две группы. Одна включает наиболее распространенный в первичных породах форстерит с содержанием в нем в среднем от 6 до 9% фаялитового компонента. Он образует обычно зерна изометричной формы, рассеченные сеткой мел-

ких трещин, выполненных лизардитом 1-й генерации, и составляет основную массу пород со средне- и крупнозернистой структурой. Для него типично также наличие двойников трансляции, имеющих часто полисинтетический характер, в которых отдельные индивиды по системе поперечных трещин бывают сдвинуты относительно друг друга.

Таблица 5

Оптические свойства и состав хризолитов

Массив	N_g	N_p	$N_g - N_p$	$2V$, град.	Fa , %	Колич. замеров	$Fa_{ср}$, %
Дуниты							
Чирынайский	1,693—1,695	1,653—1,663	0,030—0,037	± 90	11—12	2	12
Горы 1064 м	1,691—1,697	1,658—1,663	0,030—0,035	± 90	11—13	3	12
Камчатского Мыса . .	1,691—1,693	1,660—1,662	0,031—0,036	± 90	11—13	4	12
Гальмознанский . . .	1,691—1,695	1,660—1,662	0,031—0,033	89—90	11—14	6	13
Эймнейнейский* . . .	1,690—1,705	1,655—1,667	0,035—0,040	-87—88	10—17	7	14
Верховья р. Ветвей*	1,690—1,692	1,655—1,657	0,035—0,037	± 90	11—13	3	12
Гарибургиты							
Бассейна р. Хатырки .	1,693	1,660	0,033	± 90	12	3	12
Горы Красной	1,693—1,702	1,660—1,667	0,033—0,035	90—85	12—15	6	13
Бассейна р. Лозовки .	1,701—1,703	1,667—1,670	0,033—0,034	-85	15	2	15
Камчатского Мыса . .	1,700—1,703	1,670—1,673	0,030—0,033	± 90	13—15	4	14
О. Карагинского . . .	1,691—1,697	1,658—1,663	0,030—0,035	± 90	11—13	6	12
Лерцолиты							
Бассейна р. Лозовки .	1,693—1,695	1,658—1,660	0,034—0,035	± 90	11—13	6	12
О. Карагинского . . .	1,693—1,702	1,660—1,667	0,033—0,035	± 90 —87	12—15	4	13
Верлиты							
Усть-Бельский	1,693—1,704	1,662—1,669	0,033—0,036	-87 ± 90	12—14	4	13
Пекульнейский	1,694—1,698	1,653—1,660	0,035—0,037	-87 ± 90	10—16	7	12
Камчатского Мыса . .	1,696—1,702	1,664—1,667	0,032—0,036	-87 ± 90	12—14	5	13
Гальмознанский* . . .	1,695—1,697	1,658—1,663	0,032—0,037	± 90	11—13	2	12
Эймнейнейский	1,696—1,699	1,664—1,667	0,032—0,035	± 90	13—15	4	14
Эймнейнейский	1,701—1,703	1,666—1,670	0,033—0,035	± 90	12—15	4	14
Энстатиты и бронзиты							
Горы Красной	1,696—1,697	1,660—1,662	0,034—0,037	—	12—13	4	13
Бассейна р. Лозовки .	1,699—1,702	1,664—1,666	0,033—0,038	—	14—15	3	14
Чирынайский массив .	1,636—1,705	1,650—1,669	0,034—0,036	—	8—17	4	12
Камчатского Мыса . .	1,701—1,703	1,663—1,665	0,036—0,038	—	12—15	4	13
Вебстериты							
Бассейна р. Лозовки .	1,703—1,706	1,668—1,670	0,035—0,036	—	21	1	21
Чирынайский	1,697—1,699	1,663—1,664	0,034—0,035	-84	16—18	2	17
				± 90	13—14	2	14
Диопсидиты							
Бассейна р. Лозовки .	1,698	1,662	0,036	± 90	13	1	13
Мало - Научирынай-ский	1,699—1,709	1,662—1,665	0,035—0,037	-88	14—15	2	14
Мыса Валижген	1,698—1,699	1,662—1,664	0,035—0,036	—	13—15	3	14
О. Карагинского** . .	$Nm=1,686$			-80	18	1	18

* Данные Л. И. Аникеевой (1968).

** Данные Н. В. Луцкиной (1968).

Вторая группа объединяет высокомагнезиальные разновидности форстерита с железистостью, изменяющейся в среднем от 3 до 5% фаялитовой молекулы. Форстерит этой разновидности составляет основную массу пород с роговиковой и порфиroidной структурой и характеризуется

свежестью и наличием газовых включений и мельчайших выделений магнетита. Как было показано выше, этот форстерит может образовываться в результате дегидратации серпентина при воздействии на него термических факторов.

Хризолит развит в породах очень неравномерно. В одних, метасоматических (верлиты, пироксениты), он представляет собой основную разновидность оливина, в других же (дуниты, гарцбургиты и лерцолиты) всегда или в подавляющем большинстве случаев встречается совместно с форстеритом средней магнезиальности (6—9% Fa). Характерно, что во всех разновидностях пород хризолит имеет постоянный состав. Среднее содержание фаялитового компонента в нем колеблется обычно в пределах 12—15%, редко достигая 18% и более (см. табл. 5). Другой его особенностью является то, что он образует неправильной формы зерна, которые занимают промежутки между кристаллами форстерита и (или) пироксенов. В породах хризолит обычно очень свежий с яркими цветами интерференции и часто почти лишен трещиноватости, что хорошо позволяет отделять его от форстерита под микроскопом (см. прилож., табл. XX). Не характерны для него в целом и двойники трансляции. Таким образом, в парагенезисе с форстеритом хризолит имеет отчетливые признаки вновь образованного минерала. Формирование его связано с оливинизацией первичных пород, происходящей под воздействием на их серпентинизированные разности интрузивов габброидов. На это, по нашему мнению, однозначно указывает факт идентичности состава хризолита во вторичных дунитах, гарцбургитах, лерцолитах, пироксенитах и верлитах. Метасоматический генезис последних не вызывает сомнения у большинства исследователей.

Различия в составе первичных и вторичных оливинов, как показано автором на примере пород из массивов Анадырско-Корякской системы, носят достоверный характер, при 99%-ном пороге вероятности (табл. 6).

Т а б л и ц а 6

Средние содержания фаялитового компонента в оливинах по данным оптических исследований, об. %

Порода	Первичные			Вторичные		
	n	$\bar{x}$	σ	n	$\bar{x}$	σ
Дуниты	33	6,9	1,6	5	12,0	1,0
Гарцбургиты	38	6,5	1,2	10	12,8	1,0
Лерцолиты	39	8,5	2,3	6	11,3	1,1

П р и м е ч а н и е. Здесь и далее оценка значимости различных выборочных средних проводилась по формуле (Плохинский, 1967) $t = \frac{\bar{x}_1 - \bar{x}_2}{\sqrt{\frac{(\sigma_1)^2}{n_1} + \frac{(\sigma_2)^2}{n_2}}}$, где $\bar{x}_1$ и $\bar{x}_2$ — средние значения; σ_1 и σ_2 — стандартные отклонения; n_1 и n_2 — объемы выборок.

Более убедительно доказывается вторичный характер хризолитов при сравнении их химического состава и форстерита. Как показали химические анализы монофракций оливинов из дунитов и перидотитов, в хризолитах в заметных количествах присутствуют такие элементы, как кальций, алюминий, щелочи, титан и фосфор (табл. 7—9), которые, как известно, не характерны для этого минерала. Значимость различий в их содержаниях по сравнению с форстеритом достоверна с 95—99%-ной вероятностью. При этом одной из отличительных черт вторичных оливинов являются повышенные содержания в них CaO, которые хорошо коррелируются с железистостью минерала.

№ обр.	165д	264	242а	357-2	254	57
СаО, вес. % . .	4,36	4,02	3,41	3,30	0,72	0,54
F, мол. % . .	13,75	15,60	14,25	12,29	10,37	9,72

Средний химический состав вторичных и первичных оливинов в дунитах, вес. %

Окисел	Вторичные (n=6)		Первичные (n=9)		$t_{05}=2,07$
	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ	
SiO ₂	41,15	1,43	40,71	0,77	0,56
TiO ₂	0,10	0,10	0,03	0,02	1,75
Al ₂ O ₃	0,27	0,25	0,10	0,09	1,70
Fe ₂ O ₃	Не обн.	—	Не обн.	—	—
FeO	9,50	1,13	7,85	1,10	3,11
MnO	0,16	0,03	0,09	0,03	5,00
MgO	45,93	2,66	49,91	0,72	3,61
CaO	1,82	1,21	Не обн.	—	3,70
Na ₂ O	0,06	0,03	0,03	0,03	2,14
K ₂ O	0,04	0,03	0,03	0,03	0,71
Cr ₂ O ₃	0,03	0,02	0,05	0,03	2,00
P ₂ O ₅	0,14	0,13	0,04	0,03	1,89
NiO	0,13	0,07	0,25	0,13	2,30
CoO	0,01	0,01	0,02	0,01	1,90
H ₂ O ⁻	0,40	0,30	0,35	0,26	0,37
П. п. п.	1,79	0,75	0,87	0,55	2,83
$\frac{\text{Fe}}{\text{Fe}+\text{Mg}} \cdot 100\%$	10,39	1,71	8,14	0,93	3,08
$\frac{\text{Ca}}{\text{Ca}+\text{Mg}} \cdot 100\%$	2,70	2,12	—	—	3,11

Примечание. Здесь и далее $\frac{\text{Fe}}{\text{Fe}+\text{Mg}} \cdot 100\%$ — коэффициент железистости, мол. %, $\frac{\text{Ca}}{\text{Ca}+\text{Mg}} \cdot 100\%$ — коэффициент известковистости, мол. %; t_{05} — табличное значение критерия t .

Данные рентгеновского анализа и ИК-спектроскопии вторичных оливинов показали, что они однородны по фазовому составу и не содержат вростков кальцийсодержащих минералов. Более того, рентгенометрическими исследованиями установлено, что эти оливины имеют другие значения параметров элементарной ячейки, чем форстериты (табл. 10). В частности, хризолиты имеют большие значения параметра b и объем элементарной ячейки V (различия достоверны с 99%-ной вероятностью).

В изоморфном ряду форстерит — фаялит размеры элементарной ячейки возрастают за счет увеличения всех трех параметров по мере увеличения в структуре минералов атомов железа (Брэгг, Кларингтон, 1967 Дир и др., 1965; Sahama, 1967). В нашем случае происходит увеличение лишь параметра b . Корреляция рентгеноструктурных данных с составом показала, что величины b , d_{062} и V элементарной ячейки имеют значимые (при 95%-ном пороге вероятности) отрицательные связи с MgO (для b $r_{\text{выч}} = -0,395$; для d_{062} $r_{\text{выч}} = -0,409$; для V $r_{\text{выч}} = -0,383$ при $r_{05} = 0,381$). В свою очередь, MgO имеет сильную отрицательную связь с CaO ($r_{\text{выч}} = -0,906$ при $r_{01} = 0,487$) и с FeO ($r_{\text{выч}} = -0,768$).

Подобный характер связей между величиной b и составом изученных хризолитов свидетельствует, во-первых, о том, что атомы Ca входят в состав кристаллической решетки минерала, а во-вторых, что Ca совместно с Fe замещают в ней атомы Mg. Именно этой закономерностью можно объяснить полученную нами зависимость величины b от со-

Средний химический состав вторичных и первичных оливинов
в перидотитах, вес. %

Окисел	Вторичные (n=7)		Первичные (n=13)		$t_{01}=2,88$
	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ	
SiO ₂	40,54	1,02	41,09	0,76	1,25
TiO ₂	0,12	0,05	0,03	0,03	4,50
Al ₂ O ₃	0,54	0,20	0,14	0,12	4,82
Fe ₂ O ₃	Не обн.	—	0,72	0,72	3,60
FeO	11,25	2,04	7,84	1,15	4,10
MnO	0,18	0,04	0,10	0,03	4,59
MgO	43,78	2,70	49,28	0,93	4,45
CaO	2,48	1,17	Не обн.	—	5,50
Na ₂ O	0,13	0,08	0,03	0,03	3,12
K ₂ O	0,06	0,04	0,06	0,04	—
Cr ₂ O ₃	0,11	0,11	0,05	0,03	1,42
P ₂ O ₅	0,16	0,16	0,06	0,05	1,61
NiO	0,09	0,07	0,39	0,12	6,98
CoO	0,02	0,01	0,92	0,01	—
H ₂ O ⁻	0,45	0,34	0,30	0,34	0,94
П. п. п.	1,93	0,67	0,92	0,76	3,09
$\frac{\text{Fe}}{\text{Fe}+\text{Mg}} \cdot 100\%$	12,43	2,68	9,01	0,84	3,28
$\frac{\text{Ca}}{\text{Ca}+\text{Mg}} \cdot 100\%$	3,78	2,52	—	—	3,96

держания в минерале CaO и FeO. В нашем случае статистические расчеты подтверждают, что с уменьшением в составе хризолита содержания MgO и, следовательно, с увеличением его железистости минерал будет иметь большую величину b и соответственно V . Это находится в полном соответствии с выводами И. Куширо и Я. Ф. Шейрера (1969), которые по изменению интенсивности на порошкограммах рефлексов (021) и (112) показали, что ион Ca входит в форстерит с образованием молекулы монтчеллита.

Приведенные данные указывают, таким образом, на то, что кальций во вторичных оливинах входит в состав кристаллической решетки минерала. На этом основании нами описываемые оливины выделены в самостоятельную субкальциевую группу в магнезиальном конце ряда форстерит — фаялит (Велинский, Агафонов, 1971), что хорошо согласуется с результатами исследований других авторов (Sahama, Hütönen, 1958; Ильвицкий и др., 1968 г.) и данными экспериментов Т. Хэтфильда и С. Ричмонда (Hatfield, Richmond, 1970). Последними была изучена растворимость монтчеллитового компонента в чистом форстерите и установлен возможный предел растворимости его, составляющий, по данным этих исследователей, ~ 9 вес. %.

Выполненные нами исследования порошкограмм субкальциевых оливинов показали, что вхождение в решетку минерала CaO заметно влияет на интенсивность рефлекса (020) и отношение ее к интенсивности рефлексов (130), (131) и (112), являющихся характерными пиками дебаграмм оливинов (Kuroda, Shimoda, 1967). Так, нами показано (Велинский и др., 1971; Пинус и др., 1973), что чем больше в минерале CaO, тем менее интенсивен пик (020) и его отношение к пикам (130),

Средний химический состав первичных и вторичных оливинов
в дунитах и перидотитах, вес. %

Окисел	Вторичные (n=13)		Первичные (n=32)		$t_{05}=2,02$
	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ	
SiO ₂	40,84	1,23	40,90	0,77	0,17
TiO ₂	0,11	0,08	0,03	0,03	3,56
Al ₂ O ₃	0,42	0,22	0,12	0,10	4,76
Fe ₂ O ₃	Не обн.	—	0,36	0,36	5,70
FeO	10,38	1,59	7,85	1,12	5,16
MnO	0,17	0,03	0,09	0,03	6,06
MgO	44,86	2,68	49,60	0,83	6,23
CaO	2,15	1,19	Не обн.	—	6,50
Na ₂ O	0,10	0,06	0,03	0,03	4,00
K ₂ O	0,05	0,03	0,04	0,03	1,02
Cr ₂ O ₃	0,07	0,07	0,05	0,03	1,00
P ₂ O ₅	0,15	0,15	0,05	0,03	2,40
NiO	0,11	0,07	0,32	0,12	7,50
CoO	0,01	0,01	0,02	0,01	3,00
H ₂ O ⁻	0,42	0,32	0,32	0,30	0,97
П. п. п.	1,86	0,72	0,90	0,65	4,17
$\frac{\text{Fe}}{\text{Fe}+\text{Mg}} \cdot 100\%$	11,41	2,19	8,58	0,90	4,50
$\frac{\text{Ca}}{\text{Ca}+\text{Mg}} \cdot 100\%$	3,24	2,32	—	—	5,06

(131) и (112), что хорошо согласуется и с экспериментальными данными (Куширо, Шейрер, 1969).

Известно, что изменения внутреннего строения минерала в первую очередь сказываются на их внешней форме (Михеев, Шафрановский,

Т а б л и ц а 10

Средние значения параметров элементарной ячейки
первичных и вторичных оливинов

Параметр	Первичные (n=18)	Вторичные (n=9)
<i>a</i>	4,780 ± 0,006	4,782 ± 0,001
<i>b</i>	10,219 ± 0,014	10,235 ± 0,004
<i>c</i>	5,995 ± 0,006	5,998 ± 0,002
<i>v</i>	292,640 ± 0,755	293,544 ± 0,365
<i>d</i> ₁₃₀	2,770 ± 0,005	2,774 ± 0,006
<i>d</i> ₀₆₂	1,481 ± 0,002	1,483 ± 0,001
<i>d</i> ₀₀₄	1,499 ± 0,002	1,499 ± 0,001
<i>d</i> ₃₄₀	1,352 ± 0,002	1,353 ± 0,001
Fe, мол. %	8,12 ± 1,22	11,66 ± 2,30

Примечание. Параметры *a*, *b*, *c* рассчитывались по рефлексам (004), (062) и (340).

монтичеллит и кальцийсодержащий оливин с повышенной железистостью (Воробьева, 1938), которые образовались в наиболее обогащенных кальцием и наиболее холодных участках подины. Кроме того, Т. Хэт-

1949). Это наблюдается и в нашем случае, что фиксирует в конечном счете различные условия формирования хризолитов и форстеритов и, следовательно, отражает различия в их генезисе. С другой стороны, влияние СаО на структуру минерала может быть использовано для качественного определения температурных условий кристаллизации вторичных оливинов. Так, при исследовании минералов в кислых феррохромовых шлаках (Торопов, 1934) установлены мон-

фильдом и С. Ричмондом (1970 г.) показано, что растворимость мантийной молекулы в форстерите уменьшается с повышением T .

Это дает возможность величину отношения $\frac{\text{CaO}}{\text{CaO} + \text{MgO}} \cdot 100\%$ (мол.) использовать в качестве термометра (Велинский и др., 1971); она тем меньше, чем выше температура образования минерала.

Это положение хорошо подтверждается данными Т. Симкина и Дж. Смита (1970 г.), которые установили, что оливин с высоким содержанием кальция (до 1%) характерен для экструзивных и гиабиссальных пород и практически отсутствует в глубинных их разновидностях.

Характеризуя вторичные оливины, следует остановиться также на еще одном присущем им признаке — наличии в них совершенной спайности, которая не характерна для минералов группы оливина. Она проявляется в сечении (010), которое характеризуется максимальным двупреломлением с синими, зелеными и фиолетовыми цветами интерференции (см. прилож., табл. XXI). Это, наряду с прямым погасанием и величиной показателей преломления минерала, позволяет отличать хризолиты со спайностью от моноклинных пироксенов, на которые они очень похожи в шлифах. Менее ярко спайность выражена в других сечениях оливинов и представлена хорошей — в (001) и ясной — в (100). Породы, содержащие оливины со спайностью, встречены нами либо в зонах разломов (Усть-Бельский массив), либо на участках массивов, испытавших интенсивное смятие (массивы хр. Пекульней). Детальное описание этих оригинальных разновидностей оливинов приведено автором в ряде статей (Велинский, Пинус, 1969 а, б; Пинус и др., 1973). Здесь отметим, что связь спайности в оливинах с динамическими нагрузками устанавливается при петроструктурном анализе минерала. Такой анализ был выполнен на серии шлифов из пород Усть-Бельского массива. Он показал следующее: 1) оливины без спайности дают сильный максимум по оси c (Nm) и поясное расположение максимумов по осям b (Np) и a (Ng), что отражает ориентировку линейности в массиве; 2) оливины со спайностью имеют хорошо выраженный ортогональный тип ориентировки осей индикатрисы, проявляющийся при наличии плоскостного элемента — плоскости тектонического нарушения.

Наряду с этим, нами экспериментально показано, что спайность может образовываться в оливине при простом нагревании оливина без спайности в интервале температур 800—900°C. Возникновение спайности в данном случае связано с характером линейного расширения минерала, обусловленного неодинаковой плотностью упаковки ионов по различным осям (Велинский, Пинус, 1969 а, б).

На основании проведенных исследований мы пришли к выводу, что совершенная спайность в оливинах образуется под воздействием механических деформаций и представляет собой параллелепipedальную микроотдельность (кливаж), которая возникает в минерале при определенных P — T условиях, обусловленных тектоническими факторами. По-видимому, образование «совершенной спайности» возможно и в магнезиальных оливинах, однако она предпочтительнее развивается в субкальциевых разновидностях в силу специфики их состава и связанных с ней особенностей кристаллической решетки минерала. Этому способствует увеличение в структуре решетки параметра b элементарной ячейки, вызванное замещением в ней ионов магния (ионный радиус 0,74 Å) ионами кальция (ионный радиус 1,04 Å). Последнее приводит к ослаблению связей в структуре решетки по указанной оси, что, в свою очередь, создает благоприятные условия для проявления деформаций скалывания и скольжения отдельных блоков внутри кристаллов (Елисеев, 1953; Костов, 1965).

Изложенная интерпретация природы «совершенной спайности» в хризолитах хорошо согласуется с данными экспериментов по изуче-

Химический состав оливинов

гг Окисел	57	15	25	134	254	165	193а	13а	308а	309	1159-3
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	40,55	41,00	41,12	41,45	41,40	41,40	42,05	40,50	41,00	41,30	39,30
TiO ₂	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	0,40	He обн.	0,10	0,05	0,03	He обн.
Al ₂ O ₃	He обн.	0,25	0,22	" "	0,79	сл.	" "	0,22	0,17	0,22	" "
Fe ₂ O ₃	He обн.	He обн.	He обн.	2,46	He обн.	0,03	" "	0,81	1,21	0,49	0,39
FeO	8,91	8,08	8,15	6,01	9,54	11,38	6,60	7,36	6,10	4,35	7,40
MnO	0,14	0,07	0,06	0,15	0,19	0,22	0,04	0,10	0,10	0,06	0,03
MgO	46,41	48,80	48,80	48,58	46,20	40,18	49,63	49,55	50,23	52,25	49,39
CaO	0,54	0,06	He обн.	He обн.	0,72	4,36	He обн.	Сл.	Сл.	Сл.	He обн.
Na ₂ O	He обн.	0,05	0,10	0,08	0,05	0,16	0,09	He обн.	0,04	He обн.	0,02
K ₂ O	He обн.	0,08	0,10	He обн.	0,10	0,07	0,09	"	0,02	"	He обн.
Cr ₂ O ₃	Н. д.	0,10	0,10	Н. д.	He обн.	He обн.	0,03	0,01	0,01	0,07	0,06
P ₂ O ₅	0,30	0,10	0,09	He обн.	0,08	" "	Сл.	0,05	0,05	0,06	0,03
NiO	Н. д.	0,36	0,27	Н. д.	Н. д.	Н. д.	0,34	0,38	0,33	0,35	0,25
CoO	"	0,02	0,02	"	"	"	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01
H ₂ O ⁻	He обн.	He обн.	0,12	"	0,30	0,90	0,35	0,60	0,10	0,25	1,00
П. п. п.	3,14	0,48	0,34	1,89	0,96	1,14	0,70	0,32	0,98	0,87	2,62
С у м м а . . .	99,99	99,45	99,49	100,62	100,33	100,24	99,93	100,02	100,41	100,25	100,49
Количество ионов в											
Si	1,024	1,008	1,011	1,010	1,021	1,048	1,026	1,000	1,000	1,000	0,987
Al	—	0,008	0,005	—	0,023	—	—	0,005	0,006	0,006	—
Fe ⁺³	—	—	—	0,040	—	—	—	0,014	0,024	0,008	0,009
Fe ⁺²	0,188	0,167	0,168	0,120	0,197	0,243	0,134	0,152	0,124	0,087	0,155
Mn	0,003	—	—	—	0,005	0,007	—	0,002	0,002	—	0,001
Mg	1,746	1,789	1,789	1,780	1,702	1,517	1,800	1,818	0,125	1,886	1,848
Ca	0,014	—	—	—	0,017	0,118	—	—	—	—	—
Ni	—	0,007	0,006	—	—	—	0,015	0,007	0,006	0,007	0,005
Соотношение											
$\frac{Fe}{Fe+Mg} \cdot 100\%$	9,72	8,54	8,58	8,25	10,37	13,75	6,92	8,37	7,50	4,84	7,74
$\frac{Ca}{Ca+Mg} \cdot 100\%$	0,80	—	—	—	0,99	7,21	—	—	—	—	—

Примечание. 1—4 — Усть-Бельский массив (аналитики Е. Н. Жукова, П. А. Сердюкова); 5ейский (Э. С. Гулецкая); 9, 10 — массив горы 1064 м (Э. С. Гулецкая); 11 — массив о. Карагинский (Г. Г. Балакина); 21—23 — Чирыйнаиский (Э. С. Гулецкая, Л. С. Зоркина); 24, 25 — Сейнавиский

нию изменений в оливинах под воздействием на них ударной волны и стрессовых нагрузок (Müller, Ногнепан, 1969). Опыты показали, что в монокристаллах синтетического оливина и в оливинах из нодулей вулканических пород при действии на них шоковой волны во всех кристаллах появляется отдельность, параллельная (100), (010) и (001). Аналогичная система трещин возникает в оливине и в результате

из дунитов, вес. %

1203д	103з	103з	1033а	1033б	1000Г	100Ж	1007а	1012	326 ^о	353 ^б	575-2	753-1	879
12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
40,00	40,40	40,20	40,40	39,60	40,40	40,40	40,40	39,90	40,65	40,70	43,69	39,70	39,40
0,02	0,02	0,03	Не обн.	0,01	0,05	0,01	0,03	0,01	0,03	0,02	Сл.	0,01	0,01
Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,22	0,17	Не обн.	0,30	Не обн.
"	"	"	"	"	"	"	"	"	Не обн.	0,51	"	Не обн.	"
7,47	8,50	8,57	9,43	8,69	8,49	8,33	8,39	8,49	7,81	7,17	7,32	8,60	10,07
0,12	0,13	0,13	0,10	0,13	0,07	0,04	Не обн.	0,06	0,09	0,11	0,07	0,15	0,14
51,26	50,04	50,04	49,28	50,00	50,04	50,08	49,36	49,87	50,65	49,72	45,60	47,94	47,94
Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Сл.	Сл.	0,70	1,64	0,94
0,04	"	"	"	"	"	"	"	"	0,04	Не обн.	0,04	0,04	0,02
0,02	0,01	0,04	0,04	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	Не обн.	"	0,02	0,02	0,01
0,04	0,07	0,05	0,07	0,07	0,05	0,05	0,08	0,04	0,01	0,01	0,08	0,07	0,03
0,03	0,01	0,06	0,01	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02	0,07	0,04	0,36	0,03	0,03
0,15	0,10	0,10	0,04	0,10	0,33	0,31	0,31	0,34	0,33	0,33	0,25	Не обн.	Не обн.
0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02
0,20	0,50	0,60	0,10	0,10	0,40	0,30	0,40	0,20	Не обн.	0,30	0,08	0,30	0,70
1,00	0,44	0,53	0,85	1,17	0,24	0,63	0,93	1,34	0,62	0,65	1,56	1,16	1,20
100,35	100,22	100,32	100,32	99,89	100,12	100,19	99,95	100,29	100,54	99,75	99,79	99,96	100,49

пересчете на 4 (О)

0,983	0,992	0,989	0,995	0,982	0,992	0,992	0,995	0,998	0,992	1,000	1,077	0,989	0,983
—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,006	0,006	—	0,009	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,009	—	—	—
0,154	0,174	0,177	0,194	0,180	0,174	0,171	0,194	0,176	0,160	0,148	0,151	0,180	0,223
0,003	0,003	0,003	0,001	0,003	0,001	—	0,001	0,001	—	0,002	—	0,003	0,003
1,876	1,832	1,835	1,811	1,847	1,831	1,834	1,811	1,841	1,841	1,821	1,676	1,779	1,782
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,018	0,043	0,025
0,003	0,001	0,001	—	0,001	0,006	0,006	—	0,006	0,006	0,006	0,006	—	—

атомов

7,59	8,67	8,80	9,68	8,88	8,68	8,53	9,68	8,73	7,99	7,94	8,26	9,19	11,12
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,06	2,36	1,38

5, 6 — Пекульнейский (А. В. Сухаренко); 7 — массив горы Красной (Э. С. Гулецкая); 8 — Тамвату (Г. Г. Балакина); 12—16 — Гальмознанский (Г. Г. Балакина); 17—20 — массив Камчатского Мыса (Г. Г. Балакина).

сдвигов в кристаллах, происходящих при 1200°C и односторонней нагрузке (Charman, 1969).

Приведенный по изучению оливинов материал позволяет сделать очень важный вывод, а именно — *главный породообразующий минерал гипербазитов — минерал гетерогенный*. При этом в верлитах и пироксенитах оливины представлены своими вторичными разностями, а в

Химический состав оливинов

Окисел	128	147а	22	168а	20 а	326в	1118	1159-1	1159	104
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	41,00	40,60	42,25	42,55	41,75	40,65	40,40	40,20	40,20	40,80
TiO ₂	Не обн.	Не обн.	0,12	Не обн.	Сл.	0,03	0,02	Не обн.	0,01	Не обн.
Al ₂ O ₃	0,13	0,13	Не обн.	„	0,33	0,17	Не обн.	„	Не обн.	0,18
Fe ₂ O ₃	Не обн.	Не обн.	2,59	0,24	1,42	0,18	„	„	0,43	Не обн.
FeO	9,06	9,47	5,73	6,71	6,84	7,33	8,50	8,37	8,15	9,21
MnO	0,09	0,12	0,15	0,06	0,12	0,10	0,06	0,07	0,05	0,11
MgO	48,89	48,02	48,57	49,47	47,78	50,73	49,83	49,52	45,59	48,80
CaO	0,06	0,06	Не обн.	Не обн.	Сл.	Сл.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,06
Na ₂ O	Не обн.	Не обн.	0,08	0,09	Не обн.	0,04	„	0,02	0,02	Не обн.
K ₂ O	0,09	0,08	0,10	0,02	„	0,04	0,02	Не обн.	Не обн.	0,08
Cr ₂ O ₃	0,08	0,07	Н. д.	0,06	0,03	0,01	0,03	0,04	0,01	Не обн.
P ₂ O ₅	0,11	0,10	Не обн.	Сл.	0,07	0,05	0,01	0,03	0,02	0,09
NiO	0,29	0,29	Н. д.	0,36	0,33	0,38	0,31	0,33	0,33	0,30
CoO	0,04	0,03	„	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02
H ₂ O ⁻	Не обн.	Не обн.	„	0,30	0,20	0,05	0,70	0,80	0,70	0,04
П. п. п.	„	0,52	0,92	0,80	1,66	0,77	0,64	1,03	1,01	Не обн.
С у м м а . . .	99,84	99,49	100,51	100,67	100,54	100,54	100,52	100,41	100,53	99,69

Количество ионов в

Si	1,004	1,007	1,026	1,027	1,025	0,992	0,994	0,996	0,993	1,004
Al	0,004	0,004	—	—	0,008	0,006	—	—	—	0,005
Fe ⁺³	—	—	0,046	0,004	0,026	0,003	—	—	0,009	—
Fe ⁺²	0,187	0,196	0,116	0,134	0,141	0,149	0,175	0,174	0,169	0,189
Mn	0,002	0,002	0,003	0,001	0,002	0,002	0,001	0,001	0,001	—
Mg	1,786	1,773	1,759	1,778	1,749	1,845	1,829	1,827	1,825	1,789
Ca	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ni	0,008	0,008	—	0,008	0,005	0,007	0,006	0,006	0,006	0,005

Соотношение

$\frac{\text{Fe}}{\text{Fe}+\text{Mg}} \cdot 100\%$	9,48	9,95	8,43	7,20	8,72	7,61	8,73	8,70	8,48	9,56
$\frac{\text{Ca}}{\text{Ca}+\text{Mg}} \cdot 100\%$	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. 1—9 — гарцбургиты: 1—3 — Усть-Бельский массив (аналитики Е. Н. Жукова, Э. С. Гулецкая); 6 — Чирыйнаский (Э. С. Гулецкая); 7 — массив Камчатского Мыса; 8, 9 — массив 13 — Пекульнейский (А. В. Сухаренко); 14 — Чирыйнаский (Л. С. Зоркина); 15 — массив мыса (Л. С. Зоркина); 19 — Пекульнейский (А. В. Сухаренко); 20 — Сейнаровский (Г. Г. Балакина).

дунитах, гарцбургитах и лерцолитах — как первичным форстеритом (6—9% Fa), так и вновь образованными метасоматическими хризолитами и высокомагнезиальными (3—5% Fa) форстеритами. Химический состав оливинов из дунитов и перидотитов приведен в табл. 11 и 12, осредненные данные по химизму оливинов из различных типов пород — в табл. 13.

Как следует из табл. 13, оливины дунитов и гарцбургитов почти идентичны, но в дунитах больше CaO и меньше NiO. Оливины же лерцолитов отличаются повышенным содержанием TiO₂, Al₂O₃, MnO,

из перидотитов, вес %

113	110	242a	264	557-2	821-2	621в	621	169a	896-1
11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
40,92	42,21	39,40	39,10	41,64	40,00	40,74	41,64	40,25	39,30
Не обн.	0,08	0,24	0,24	0,10	Сл.	Сл.	0,12	0,12	0,02
0,26	0,32	Сл.	0,42	0,40	Не обн.	0,65	0,31	0,31	0,70
Не обн.	1,41	0,39	Не обн.	Не обн.	0,76	Не обн.	0,23	0,23	1,13
9,72	6,68	12,24	13,40	10,12	7,70	9,08	8,81	8,81	14,96
0,10	0,12	0,15	0,22	0,17	0,08	0,10	0,19	0,19	0,24
48,11	48,58	42,19	40,54	40,70	48,00	45,50	47,43	47,43	41,33
0,06	Не обн.	3,41	4,02	3,30	Не обн.	0,27	1,33	1,33	1,36
Не обн.	0,07	0,31	0,08	0,03	0,03	0,07	0,11	0,11	0,06
0,08	0,18	0,15	0,01	0,03	0,03	0,04	0,05	0,05	0,01
0,08	0,09	Не обн.	Не обн.	0,39	0,07	0,19	Не обн.	Не обн.	0,06
0,10	Н. д.	"	0,06	0,41	0,18	0,40	0,08	0,08	0,03
0,34	"	Н. д.	Н. д.	0,13	0,38	0,25	Н. д.	Н. д.	0,11
0,03	"	"	"	0,03	0,02	0,03	"	"	0,02
0,08	Не обн.	0,60	1,00	0,36	0,24	0,32	0,25	0,25	Не обн.
Не обн.	"	1,25	1,35	2,75	2,82	3,06	1,35	1,35	1,06
99,89	99,74	100,33	100,41	100,61	100,31	100,70	100,51	100,51	100,37

пересчете на 4 (О)

1,005	1,030	1,009	1,015	1,058	1,009	1,030	1,056	1,000	1,001
0,008	0,007	—	0,012	0,012	—	0,018	0,027	0,009	0,021
—	0,030	0,007	—	—	0,012	—	0,009	0,004	0,021
0,199	0,140	0,259	0,288	0,216	0,162	0,193	0,146	0,183	0,318
0,002	—	0,003	0,005	—	—	—	0,002	0,004	0,005
1,762	1,760	1,601	1,558	1,545	1,803	1,714	1,655	1,754	1,568
—	—	0,093	0,110	0,009	—	0,006	0,026	0,035	0,037
0,005	—	—	—	0,001	0,007	0,006	0,002	—	0,001

атомов

10,15	8,81	14,25	15,60	12,29	8,80	10,12	8,56	9,63	16,86
—	—	5,49	6,59	5,50	—	0,35	1,55	1,96	2,31

И. К. Кузнецова, П. А. Сердюкова); 4 — Четкинваямский (Э. С. Гулецкая); 5 — Тамватнейский о. Карагинского (Г. Г. Балакина); 10—18 — лерцолиты: 10—12 — Усть-Бельский (Е. Н. Жукова); Валижтен (Л. С. Зоркина); 16, 17 — Куюльский (Л. С. Зоркина); 18—20 — верлиты: 18 — Куюльский

CaO, Na₂O, P₂O₅ и пониженным—MgO и NiO. В оливинах верлитов качественно намечается еще большее увеличение Al₂O₃, FeO, MnO и уменьшение MgO, Cr₂O₃, P₂O₅ и NiO. Обращает на себя внимание тот факт, что в метасоматических оливинах меньше NiO (см. табл. 11), который, по-видимому, в процессе метасоматоза выщелачивается.

Коротко остановимся на геохимической характеристике оливинов. Каких-либо закономерностей в распределении редких и малых элементов в различных генетических типах минерала установить не уда-

лось. Общая же оценка геохимического спектра оливинов и количественное распределение отдельных элементов приведены в табл. 14.

По сравнению со средним содержанием элементов-примесей в ультраосновных породах, по А. П. Виноградову (1962 а), в исследованных

Таблица 13

Средний химический состав оливинов из дунитов и перидотитов, вес. %

Окисел	Дуниты (n=25)		Гарцбургиты (n=9)		Лерцолиты (n=9)		Верлиты (n=2)		Значение критерия t при 95%-ном пороге вероятности	
	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ	t _{дг} =2,04	t _{дг} =2,12
SiO ₂	40,82	0,93	41,18	0,80	40,71	0,94	39,78	—	1,13	1,14
TiO ₂	0,05	0,04	0,03	0,03	0,10	0,07	0,07	—	1,57	2,80
Al ₂ O ₃	0,14	0,14	0,12	0,10	0,29	0,18	0,51	—	0,47	2,46
Fe ₂ O ₃	Не обн.	—	0,74	0,74	1,18	0,38	0,68	—	3,02	1,57
FeO	8,25	1,11	7,79	1,07	9,78	1,90	11,89	—	1,10	2,72
MnO	0,11	0,03	0,10	0,03	0,14	0,04	0,22	—	0,86	2,44
MgO	48,95	1,19	48,56	1,32	45,79	3,15	44,38	—	0,78	2,43
CaO	0,07	0,05	0,03	0,03	1,66	1,51	1,35	—	2,84	3,20
Na ₂ O	0,04	0,03	0,04	0,03	0,09	0,07	0,08	—	0,00	1,96
K ₂ O	0,03	0,03	0,04	0,02	0,05	0,05	0,03	—	1,11	0,57
Cr ₂ O ₃	0,05	0,03	0,04	0,03	0,10	0,10	0,03	—	0,85	1,71
P ₂ O ₅	0,06	0,05	0,05	0,04	0,16	0,16	0,05	—	0,62	2,18
NiO	0,25	0,13	0,33	0,13	0,18	0,13	0,05	—	2,86	3,37
CoO	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	—	0,00	0,00
H ₂ O ⁻	0,36	0,27	0,33	0,31	0,35	0,30	0,12	—	0,26	0,14
П. п. п.	1,09	0,60	0,87	0,40	1,46	1,01	1,20	—	1,22	1,64
Fe										
$\frac{\text{Fe} + \text{Mg}}{\text{Ca} + \text{Mg}} \cdot 100\%$	8,68	1,12	8,65	0,75	12,04	3,66	13,25	—	0,10	2,73
Ca										
$\frac{\text{Ca} + \text{Mg}}{\text{Ca} + \text{Mg}} \cdot 100\%$	0,11	0,08	0,05	0,05	2,70	2,53	2,14	—	3,85	3,21

Примечание. Д — дуниты, Г — гарцбургиты, Л — лерцолиты, В — верлиты.

Таблица 14

Средние содержания элементов-примесей в оливинах (19 ан.), вес. %

Элемент	Частота встречаемости, %	Предел колебаний	Ср. содерж.	В ультраосновных породах, по А. П. Виноградову (1962)
B	10	0,0015—0,0042	$3 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-4}$
Sc	5	0,0001—0,0005	$3 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$
Ge	4	Сл.—0,003	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$
Zr	6	Сл.—0,003	$1,5 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-3}$
Pb	12	Сл.—0,002	$2,2 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-5}$
Cu	19	0,0003—0,002	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$
Zn	19	0,001—0,02	$7,4 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-3}$
Sn	12	Сл.—0,0003	$1,5 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-5}$
Mo	16	Сл.—0,0001	$5 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-5}$
V	18	0,0001—0,01	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-3}$
Ag	9	Сл.—0,02	$2,6 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-6}$

Примечание. Бор определялся количественным спектральным анализом, все остальные элементы — полуколичественным.

оливинах содержится на порядок больше бора, свинца, цинка, на три порядка — серебра и на два меньше циркония. Остальные же элементы присутствуют в количествах, близких к кларковым.

Основные выводы, вытекающие из приведенного анализа.

1. Оливины в гипербазитах Камчатско-Корякской складчатой области образуют два генетических типа: а) первичные разновидности, представленные форстеритом, содержащим 6—9% фаялитового компонента, и б) вторичные (метасоматические), представленные хризолитами (нередко субкальцевыми) и высокомагнезиальными форстеритами с 3—4% молекул фаялита.

2. Субкальцевые хризолиты образовались в результате метасоматических процессов, связанных с воздействием на серпентинизированные разности гипербазитов высокотемпературных флюидов, генерируемых интрузиями габброидов. Растворы имели щелочной характер, и метасоматоз сопровождался привнесением главным образом кальция и железа и незначительных количеств алюминия, титана, фосфора и выносом магния и никеля. Пространственно породы, содержащие субкальцевые хризолиты, приурочены к экзоконтактам рвущих гипербазитов интрузивов габброидов, к тектоническим нарушениям, в зоне которых хорошо проявлены процессы кальциевого метасоматоза гипербазитов (хр. Пекульней), и на участках широкого развития среди дунитов и перидотитов метасоматических жил клинопироксенитов.

3. Высокомагнезиальные форстериты образуются за счет дегидратации серпентина. Приурочены они к контактам тел габброидов в гипербазитах, зальбандам пироксенитовых жил и иногда к зонам разрывных нарушений. Образование этих разновидностей оливина протекало в ходе испытанного гипербазитами термального воздействия и сопровождалось выносом из первичного субстрата (серпентина) железа.

Ромбические пироксены входят в состав гарцбургитов, лерцолитов, пироксенсодержащих дунитов и пироксенитов. По ряду признаков

Таблица 15

Оптические свойства и состав энстатитов в перидотитах

Массив	N_g	N_p	$N_g - N_p$	$+2V$, град.	Fs, %	Кол-во замеров	Fs _{ср} , %
Гарцбургиты							
Усть-Бельский . . .	1,671—1,674	1,660—1,663	0,009—0,011	73—75	5—8	6	7
Тамватнейский . . .	1,671—1,677	1,662—1,668	0,009—0,010	73—78	7—9	6	8
Горы Красной . . .	1,667—1,675	1,656—1,664	0,010—0,011	73—78	5—8	3	7
Чирынайский . . .	1,668—1,672	1,658—1,662	0,009—0,010	69—74	5—7	6	6
Бассейна р. Ягельной	1,673—1,675	1,664—1,665	0,009—0,010	73—75	6—7	2	7
Бассейна р. Хатырки	1,671—1,673	1,661—1,664	0,009—0,010	73—75	5—8	3	7
Мыса Валижген . .	1,668—1,675	1,659—1,666	0,009—0,010	69—78	3—8	5	6
Куольский	1,674—1,676	1,664—1,666	0,009—0,010	74—76	7—8	3	8
О. Карагинского (с учетом данных Н. В. Луцкиной)	1,671—1,677	1,662—1,668	0,009—0,010	73—78	7—9	8	8
Лерцолиты							
Усть-Бельский . . .	1,672—1,676	1,663—1,666	0,009—0,010	73—75	7—9	4	8
Тамватнейский . . .	1,674—1,676	1,663—1,665	0,009—0,011	74—76	7—9	6	8
Чирынайский	1,672—1,676	1,663—1,666	0,009—0,010	73—75	7—9	3	8
Бассейна р. Лозовки	1,676	1,666	0,010	74—75	9	3	9
Мыса Валижген . .	1,673—1,677	1,663—1,667	0,009—0,010	74—76	7—9	4	8
Куольский	1,673—1,675	1,662—1,664	0,009—0,010	73—75	6—8	5	7
О. Карагинского (с учетом данных Н. В. Луцкиной (1968))	1,671—1,677	1,662—1,668	0,009—0,010	73—78	7—9	6	8

среди них, так же как и для оливинов, выделяются первичные и вторичные их разновидности (Пинус и др., 1973).

Первичные ортопироксены входят в состав гарцбургитов и лерцолитов. Они характеризуются выдержанностью состава и представлены энстатитом с содержанием ферросилитового компонента от 3 до 9% (табл. 15).

Вторичные ромбические пироксены (метасоматические) в виде акцессорной примеси встречаются в дунитах и целиком слагают пироксеновую составляющую в ортопироксенитах, а также один из основных компонентов в вебстеритах. Из данных табл. 16 видно, что состав этих разновидностей ромбических пироксенов варьирует в широких пределах: от энстатитов с 5% Fs до бронзитов с 18% Fs, хотя в целом все же резко преобладают бронзиты со средним значением ферросилитовой молекулы около 12% (табл. 17). Следует обратить внимание на то, что и в пироксенитах, и в перидотитах состав вторичных ромбических пироксенов идентичен (различия носят незначительный характер), но отличается при 99,9%-ном пороге вероятности от первичных разновидностей. Эти данные хорошо подтверждаются и результатами химических анализов (табл. 18), которые показали, что энстатит от бронзитов отличается, кроме того, повышенным содержанием K_2O и MgO и пониженными Na_2O и значениями коэффициентов известковистости и железистости.

Таблица 16

Оптические свойства и состав бронзитов из перидотитов, пироксенсодержащих дунитов и пироксенитов

Массив	N_g	N_p	$N_g - N_p$	$+2V$, град.	Fs, %	Колич. замеров	Fs _{ср} , %
Гарцбургиты							
Тамватнейский . . .	1,680—1,682	1,670—1,672	0,010	88	12	2	12
Горы Красной . . .	1,677—1,684	1,666—1,672	0,010—0,011	78—88	10—14	6	12
Бассейна р. Ягельной	1,677—1,679	1,668—1,669	0,009—0,010	83—85	10—11	2	11
				86—			
Бассейна р. Лозовки	1,682—1,684	1,672—1,674	0,010	(—82)	13—17	2	15
Куюльский	1,679—1,680	1,669—1,670	0,010	85—86	10—12	2	11
О. Карагинского . . .	1,680—1,682	1,670—1,672	0,010	88	12	4	12
Лерцолиты							
Усть-Бельский . . .	1,680—1,682	1,670—1,672	0,009—0,010	88	12	2	12
Пекульнейский . . .	1,678—1,680	1,669—1,670	0,009—0,010	86—88	10—12	2	11
Тамватнейский . . .	1,678—1,680	1,668—1,670	0,009—0,011	84—88	11—13	5	12
Чирынайский	1,679—1,680	1,668—1,670	0,009—0,010	84—88	11—12	3	12
Пироксенсодержащие дуниты							
Горы Красной . . .	1,677—1,684	1,666—1,672	0,010—0,011	78—88	10—14	4	12
Горы 1064 м	1,680—1,684	1,670—1,673	0,010—0,011	88	11—13	4	12
Камчатского мыса .	1,675—1,684	1,666—1,673	0,010—0,011	83—88	8—13	6	11
Ортопироксениты							
Горы Красной . . .	1,679—1,686	1,667—1,674	0,010—0,012	—82— —88	12—18	4	15
Бассейна р. Лозовки	1,678—1,683	1,668—1,671	0,010—0,011	—86— +87	10—15	6	13
Чирынайский	1,670—1,685	1,660—1,673	0,010—0,012	+84 —83	5—17	6	11
Мыса Валижген . .	1,672—1,681	1,662—1,671	0,010	—	7—13	4	10
Вебстериты							
Бассейна р. Лозовки	1,677—1,686	1,667—1,674	0,010—0,012	—83 +90 —88	9—18	6	14
Усть-Бельский . . .	1,681	1,671	0,010	—88	13	3	13
Бассейна р. Хатырки	1,684	1,673	0,011	—	16	1	16
Чирынайский	1,672—1,676	1,662—1,665	0,010—0,011	—	6—8	3	7
Мыса Валижген . .	1,685	1,674	0,011	—82	17	3	17

Средние значения железистости ромбических пироксенов в гипербазитах, %

Порода	Первичные	Вторичные
Гарцбургиты	$7,6 \pm 1,4$ ($n=42$)	$12,8 \pm 1,5$ ($n=18$)
Лерцолиты	$8,0 \pm 2,0$ ($n=31$)	$12,2 \pm 0,8$ ($n=12$)
Пироксеносодержащие дуниты	—	$11,3 \pm 1,8$ ($n=14$)
Пироксениты	—	$11,8 \pm 3,8$ ($n=36$)

Таблица 18

Средний химический состав энстатитов и бронзитов, вес. %

Оксид	Энстатит ($n=13$)		Бронзит ($n=4$)		$t_{0,1}=2,13$
	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ	
SiO ₂	53,64	1,66	52,71	1,75	0,94
TiO ₂	0,04	0,06	0,05	0,05	0,33
Al ₂ O ₃	2,30	0,64	2,77	1,08	0,82
Fe ₂ O ₃	0,71	0,75	0,50	0,50	0,66
FeO	5,15	0,95	6,55	1,46	1,80
MnO	0,17	0,08	0,16	0,02	0,41
MgO	34,02	0,68	32,01	0,82	4,46
CaO	0,89	0,43	1,23	0,96	0,68
Na ₂ O	0,05	0,03	0,07	0,01	2,06
K ₂ O	0,05	0,03	0,02	0,02	2,36
Cr ₂ O ₃	0,55	0,13	0,56	0,16	0,11
P ₂ O ₅	0,08	0,04	0,05	0,03	1,61
NiO	0,03	0,02	0,01	0,01	2,67
CoO	0,13	0,14	0,09	0,08	0,71
П. п. п.	2,42	0,98	2,37	0,56	0,13
$\frac{\text{Fe}}{\text{Fe}+\text{Mg}} \cdot 100\%$	8,94	0,84	11,73	1,60	3,36
$\frac{\text{Ca}}{\text{Ca}+\text{Mg}} \cdot 100\%$	1,70	0,78	4,07	1,80	2,58

Помимо различий в химическом составе минералов, вторичные пироксены от первичных отличаются и морфологическими признаками. Так, в гарцбургитах и лерцолитах бронзиты образуют обычно ксеноморфные зерна, часто очень крупные (хорошо определяются в шлифах и отделяются от энстатитов, имеющих короткопризматический габитус). Под микроскопом нередко можно наблюдать, как новообразованный бронзит развивается по породе и содержит реликтовые включения серпентинизированного оливина или агрегатов оливиновых зерен (см. прилож., табл. XXII).

Помимо этого, бронзиты обычно более свежие и в отличие от энстатитов, нередко полностью замещенных баститом, лишь слабо хлоритизированы вдоль трещин спайности.

Как во вторичных, так и в первичных ортопироксенах наблюдается тонкопластинчатое строение, обусловленное наличием в их кристаллах субмикроскопических выделений, имеющих по сравнению с минералом-хозяином более высокие цвета интерференции (см. прилож., табл. XXIII). Обычно эти пластинчатые и линзовидные включения располагаются по спайности ортопироксенов в плоскости, параллельной (100)

или под углом к ней в 10—45°. Подобные структуры в кристаллах ромбических пироксенов связываются либо с трансляционным двойникованием минерала, либо с распадом твердых растворов. В последнем случае предполагается, что в минерале-хозяине образуются пластинки диопсида (Дир и др., 1965).

Для выяснения природы тонкопластинчатой структуры ортопироксенов на электронном микроанализаторе было исследовано 30 зерен минерала. Съемка проводилась в лучах кальция вкрест удлинения кристаллов. Установлена в большинстве случаев однородность содержания кальция в зернах. Лишь в четырех случаях обнаружены участки с повышенным содержанием в них СаО. Анализ этих участков показал, что они сложены тремолитом, имеющим состав $(\text{Mg}_{4,504} \text{Ca}_{1,891} \text{Mn}_{0,008} \text{Fe}_{0,454} \text{Al}_{0,210} \text{Cr}_{0,084})_{7,51} (\text{Si}_{7,479} \text{Ti}_{0,008} \text{Al}_{0,513})_8 \text{O}_{22} (\text{OH})_2$ (Пинус и др., 1973). Таким образом, в нашем случае пластинчатое строение ортопироксенов связано в основном с явлениями двойникования минералов и реже — с образованием по спайности вторичного амфибола.

Так как состав вторичных ромбических пироксенов в перидотитах колеблется в широких пределах и изменяется от энстатита до бронзита, перекрывая состав первичных энстатитов, были предприняты попытки найти критерии различия их от первичных разностей по структуре минерала. На то, что такие предпосылки существуют, указывал значительный разброс величин параметров элементарной ячейки решетки в ромбических пироксенах. Как показали исследования, вариации параметров ячейки связаны с вхождением в решетку алюминия в шестерной координации (Пинус и др., 1973). Присутствие в решетке алюминия в октаэдрической координации приводит к значимому (с 95%-ным порогом вероятности) снижению величин a , b и v элементарной ячейки, а значение c остается неизменным (табл. 19). Этот эффект связан с явлениями парного замещения в кристаллической решетке минералов атомов Mg—Si на Al—Al , что сопровождается вхождением в ее катионную часть алюминия, а последнее вызывает изменение параметров элементарной ячейки (Hess, 1952; Хауи, 1967; Бойд, Мак-Грегор, 1968). Очевидно, что при обратных корреляционных связях между SiO_2 и Al_2O_3 в ромбических пироксенах (Добрецов и др., 1971; Пинус и др., 1973) появление Al^{VI} отражает пересыщенность минерала глиноземом.

Таблица 19

Параметры ячейки ромбических пироксенов

Разновидность минерала	a	b	c	V
Пироксены с Al^{VI} ($n=9$) . . .	$18,269 \pm 0,012$	$8,818 \pm 0,015$	$5,205 \pm 0,008$	$836,56 \pm 2,46$
Пироксены без Al^{VI} ($n=6$) . . .	$18,286 \pm 0,009$	$8,836 \pm 0,007$	$5,203 \pm 0,008$	$840,65 \pm 0,77$

Примечание. Параметры вычислялись по рефлексам (120), (060), (104) (Ковалев и др., 1959).

Изучая влияние элементов группы R_2O_3 на структуру решетки ромбических пироксенов в габбро и базальтах, Х. Х. Хесс (Hess, 1952) показал, что вхождение их резко уменьшает значение параметра b , очень незначительно — величину a и не влияет на параметр c . В ромбических же пироксенах из пород метаморфического генезиса вхождение в решетку Al^{VI} (по данным того же автора) приводит к значимому снижению значений параметров a , b , а величина c при этом также не изменяется.

Сравнивая характер изменения параметров ячейки исследованных нами ромбических пироксенов (см. табл. 19) с данными Х. Хесса, видим, что он имеет ту же тенденцию, что и у метаморфических разностей ортопироксенов.

Таким образом, вхождение в химическую формулу минерала алюминия в шестерной координации является объективным признаком, позволяющим различать первичные и вторичные их разности. При этом необходимо учитывать, конечно, и другие факторы (морфологию, характер эпигенетических изменений и др.), а также особенности химического состава (см. табл. 18). Интересно отметить, что образование вторичных пироксенов, так же как и вторичных оливинов, связано с привнесением Al_2O_3 , CaO , FeO и Na_2O . Однако в первом случае растворы были более насыщены Al_2O_3 , а во втором — FeO (ср. табл. 9 и 18).

Наряду с отмеченными особенностями состава отдельных разновидностей ромбических пироксенов, интересно было проследить изменения средних составов их по различным типам пород. Такой анализ был проведен с помощью статистических методов, результаты которого на основе табл. 20 сведены в табл. 21—23.

Из приведенных данных следует, что в целом состав ромбических пироксенов в лерцолитах и гарцбургитах весьма близок, но в лерцолитах они содержат больше Al_2O_3 , Sr_2O_3 , P_2O_5 и CaO . Различия же вторичных ромбических пироксенов внутри метасоматитов более существенны. Так, в пироксенах пироксенитов по сравнению с ортопироксенами в пироксенсодержащих дунитах содержится больше MnO и заметно выше железистость минералов, но меньше TiO_2 , Na_2O , K_2O , Sr_2O_3 . Более полные представления о характере процесса пироксенизации можно составить при сравнении химизма ортопироксенов из группы метасоматитов и перидотитов, допуская, что в последних основная масса минерала представлена своими первичными разностями (см. табл. 23). Процесс проходил с привнесением железа, титана и выносом магния, хрома, никеля, кобальта. Растворы носили щелочной характер, определяемый наличием в них главным образом натрия.

Изучение геохимических особенностей ромбических пироксенов из различных типов пород показало, что составы элементов-примесей в них близки и относительно однообразны (табл. 24). Большинство малых элементов содержится в них в количествах, близких к кларковым для ультраосновных пород.

Вместе с тем устанавливается, что в перидотитах и пироксенитах ортопироксены содержат на порядок больше скандия, а в перидотитах — свинца, олова и серебра, которые в пироксенитах отсутствуют. Кроме того, в отдельных пробах отмечается повышенное содержание в минерале германия, меди и ванадия.

Моноклинные пироксены

Это — порообразующие минералы лерцолитов, верлитов и пироксенитов, в качестве второстепенных компонентов sporadически встречающиеся в дунитах и гарцбургитах. Количество их в породах колеблется в широких пределах. В диопсидитах и вебстеритах клинопироксен является основным минералом пород, в верлитах представляет целиком пироксеновую составляющую, а в лерцолитах количественно подчинен ромбическому пироксену. В дунитах и гарцбургитах содержание его не превышает 1—1,5%. Встречается он в этих породах в экзоконтактах интрузивов габбро, прорывающих гипербазиты.

Характерным для моноклинных пироксенов дунитов и перидотитов, особенно в верлитах, является резкий ксеноморфизм его кристаллов по отношению к другим порообразующим минералам. В этих породах клинопироксен неправильной формы со сложной конфигурацией, а распределение его очень неравномерное, за счет чего верлиты приобретают обычно такситовое строение. К тому же зерна пироксена

Химический состав ромбических пироксенов, вес. %

Окисел	128	104а	22	197а	168а	20а	183а	328а	1118-1	1150-1	1159	104	113	110	27	12а	621а
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	53,96	54,75	55,45	54,75	56,85	52,00	51,10	56,70	54,00	52,50	54,50	54,20	53,76	54,40	53,00	52,50	50,16
TiO ₂	He обн.	0,12	He обн.	He обн.	He обн.	0,11	0,06	He обн.	0,10	0,06	0,02	He обн.	He обн.	0,10	0,10	0,06	0,10
Al ₂ O ₃	1,95	2,66	1,03	1,74	1,74	2,16	2,13	0,88	1,58	2,08	1,03	2,79	3,86	2,80	3,48	4,36	3,60
Fe ₂ O ₃	0,07	1,81	2,22	He обн.	0,16	0,33	2,00	0,26	0,58	1,43	He обн.	He обн.	He обн.	1,27	1,85	0,68	He обн.
FeO	6,22	4,89	4,20	9,99	4,54	5,32	3,66	4,71	5,39	4,56	5,50	6,46	6,65	4,53	3,95	5,43	6,71
MnO	0,14	0,15—	0,15	0,18	0,06	0,17	0,38	0,10	0,14	0,11	0,09	0,11	0,14	0,24	0,15	0,13	0,13
MgO	34,95	33,94	34,02	30,40	33,89	34,52	33,52	34,90	34,12	35,53	35,54	33,89	32,62	34,36	32,08	32,68	32,69
CaO	0,72	0,78	0,24	0,91	0,69	1,40	2,22	0,82	1,64	1,64	1,41	0,18	0,71	0,61	1,99	1,68	2,13
Na ₂ O	0,05	0,01	0,08	0,09	0,09	0,08	He обн.	He обн.	0,22	0,06	0,02	He обн.	0,05	0,06	0,06	0,07	0,07
K ₂ O	0,08	He обн.	0,02	0,03	0,06	He обн.	0,03	0,10	0,07	He обн.	He обн.	0,07	0,10	He обн.	He обн.	He обн.	0,02
Cr ₂ O ₃	0,44	H. д.	H. д.	0,50	0,50	0,55	0,58	0,36	0,48	0,50	0,35	0,55	0,44	0,35	0,74	0,59	0,85
P ₂ O ₅	0,14	"	0,11	Сл.	Сл.	0,06	0,05	0,08	0,03	0,03	0,02	0,14	0,014	H. д.	0,07	0,03	0,25
NiO	0,08	"	H. д.	0,03	0,15	0,13	0,13	0,09	He обн.	He обн.	He обн.	0,04	0,08	"	0,10	0,11	0,01
CoO	0,05	"	"	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04	0,04	0,04	0,01	0,02	0,02	"	0,01	0,01	0,01
H ₂ O ⁻	0,04	"	"	0,20	0,35	0,60	0,90	0,30	0,50	0,80	0,60	0,08	0,12	"	0,50	0,40	0,20
П. п. п.	1,63	1,35	2,90	1,40	1,60	3,10	2,80	1,13	1,59	1,21	1,39	1,48	1,10	1,36	1,94	1,46	3,65
С у м м а . . .	99,91	100,47	100,42	100,22	100,68	100,53	99,57	100,30	100,38	100,51	100,47	99,98	99,79	100,07	100,01	100,66	100,49

Количество ионов в пересчете на 6 (Ω)

Si	1,912	1,912	1,958	1,954	1,972	1,874	1,860	1,968	1,910	1,860	1,922	1,912	1,894	1,904	1,888	1,858	1,829
Al ^{IV}	0,088	0,088	0,042	0,046	0,028	0,096	0,092	0,032	0,070	0,089	0,042	0,088	0,106	0,096	0,112	0,142	0,154
Cr ^{IV}	—	—	—	—	—	0,012	0,018	—	0,002	0,013	0,013	—	—	—	—	—	0,017
(Fe ⁺³) ^{IV}	—	—	—	—	—	0,008	0,030	—	0,002	0,038	—	—	—	—	—	—	—
Al ^{VI}	—	0,022	—	0,026	0,046	—	—	0,006	—	—	—	0,026	0,056	0,018	0,034	0,040	—
(Fe ⁺³) ^{VI}	—	0,046	0,058	—	0,004	—	0,026	0,008	—	—	—	—	—	0,034	0,046	0,016	—
Fe ⁺²	0,184	0,142	0,124	0,300	0,132	0,160	0,112	0,136	0,160	0,134	0,164	0,190	0,194	0,132	0,118	0,162	0,204
Mn	0,004	0,006	0,006	0,006	—	0,008	0,016	0,002	—	0,002	0,002	0,002	0,004	0,006	0,006	0,004	0,002
Mg	1,814	1,766	1,792	1,618	1,752	1,852	1,818	1,806	1,850	1,872	1,864	1,782	1,716	1,790	1,702	1,724	1,774
Ca	0,024	0,030	0,008	0,034	0,014	0,054	0,084	0,028	0,062	0,062	0,053	0,008	0,026	0,024	0,078	0,064	0,081
Cr	0,012	—	—	0,016	0,018	—	—	0,012	—	—	—	0,016	0,012	0,012	0,022	0,016	0,009

Соотношение атомов

$\frac{Fe}{Fe+Mg} \cdot 100\%$	9,17	9,66	9,25	15,56	7,17	7,56	8,45	7,38	8,05	8,41	8,04	9,67	9,54	8,48	10,98	9,36	10,31
$\frac{Ca}{Ca+Mg} \cdot 100\%$	1,31	1,67	0,44	2,06	0,79	2,83	4,42	1,53	3,24	3,21	2,76	0,45	1,49	1,32	4,38	3,59	4,37

Окисел	621	557-2	821-2	1129-1	1129	1000 г	1000ж	1007а	1012а	1106	321е	77 г	192	180а	319	80г	411в	1116
	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35
SiO ₂	50,52	54,20	52,88	55,10	53,50	54,60	54,00	52,90	53,30	50,94	53,30	56,05	56,15	53,80	54,90	55,70	56,00	54,50
TiO ₂	0,10	Сл.	Сл.	0,02	0,03	0,29	0,05	0,19	0,22	0,19	0,06	He обн.	He обн.	0,05	0,03	He обн.	He обн.	0,02
Al ₂ O ₃	3,30	0,67	2,16	1,00	1,36	2,20	2,20	2,78	1,39	7,62	1,18	0,87	0,65	0,66	0,58	0,40	1,40	1,00
Fe ₂ O ₃	He обн.	He обн.	He обн.	0,51	1,03	He обн.	0,23	0,31	0,43	2,05	0,35	0,30	1,05	2,30	2,01	He обн.	He обн.	1,47
FeO	6,33	7,50	6,20	5,39	4,58	5,60	5,24	5,57	5,46	6,53	12,11	11,37	7,38	4,02	9,42	12,20	8,98	6,79
MnO	0,10	0,19	0,13	0,06	0,07	0,08	0,07	0,05	0,07	0,16	0,29	0,21	0,15	0,16	0,26	0,28	0,20	0,04
MgO	32,80	31,30	35,10	33,82	34,84	33,65	34,54	34,03	35,00	30,03	29,23	28,51	31,72	31,58	30,41	30,20	31,90	31,58
CaO	0,83	4,37	0,35	1,48	1,36	1,41	1,88	1,88	1,36	1,02	1,40	1,37	1,68	2,80	1,05	0,96	0,74	1,88
Na ₂ O	0,04	0,08	0,03	0,02	0,03	0,42	0,13	0,23	0,10	0,10	0,09	0,09	0,08	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	0,88
K ₂ O	0,03	0,03	0,03	0,01	He обн.	0,25	0,08	0,16	0,06	0,02	0,10	0,03	0,08	0,03	"	"	"	0,03
Cr ₂ O ₃	0,83	0,22	0,55	0,36	0,51	0,55	0,60	0,40	0,44	0,09	0,21	0,38	0,42	0,39	0,13	0,20	0,40	0,29
P ₂ O ₅	0,52	0,11	0,36	0,04	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	Н. д.	0,05	Сл.	Сл.	0,07	0,01	He обн.	He обн.	0,02
NiO	0,08	0,01	0,04	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	"	0,08	0,02	0,03	0,08	0,08	"	"	He обн.
CoO	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,004	0,004	0,01	0,01	"	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	"	"	0,01
H ₂ O [—]	0,32	0,08	0,52	0,70	0,30	0,70	0,60	0,30	0,40	"	0,90	0,20	0,20	0,55	0,45	"	"	0,50
П. п. п.	3,33	1,80	2,35	2,10	2,81	0,62	0,68	1,72	2,01	1,48	0,35	0,95	1,22	3,90	1,35	Н. д.	"	2,26
С у м м а . . .	100,45	100,68	100,50	100,61	100,43	100,40	100,31	100,54	100,24	100,23	99,53	100,36	99,82	100,37	100,68	99,94	99,62	100,46

Количество ионов в пересчете на 6 (O)

Si	1,860	1,940	1,888	1,947	1,906	1,926	1,897	1,876	1,899	1,804	1,940	2,000	1,986	1,952	1,962	1,981	1,966	1,801
Al ^{IV}	0,140	0,030	0,094	0,042	0,060	0,074	0,093	0,115	0,060	0,196	0,052	—	0,014	0,030	0,026	0,017	0,034	0,199
Cr ^{IV}	—	0,004	0,013	0,011	0,013	—	0,010	0,009	0,013	—	—	—	—	—	—	—	—	—
(Fe ⁺³) ^{VI}	—	—	—	—	0,021	—	—	—	0,013	—	0,008	—	—	0,018	0,012	—	—	—
Al ^{VI}	0,002	—	—	—	—	0,019	—	—	—	0,124	—	0,036	0,014	—	—	—	0,025	0,120
(Fe ⁺³) ^{VI}	—	—	—	0,013	0,005	—	0,004	0,009	—	0,056	0,006	0,008	0,028	0,042	0,044	—	—	0,055
Fe ⁺²	0,195	0,222	0,184	0,159	0,137	0,165	0,152	0,166	0,163	0,198	0,368	0,338	0,218	0,122	0,282	0,363	0,264	0,197
Mn	0,002	0,006	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,006	0,008	0,006	0,004	0,006	0,008	0,008	0,007	0,006
Mg	1,809	1,650	1,869	1,779	1,848	1,767	1,806	1,797	1,858	1,582	1,584	1,516	1,672	1,710	1,618	1,600	1,669	1,582
Ca ^{VI}	0,031	0,168	0,013	0,057	0,051	0,053	0,072	0,070	0,051	0,038	0,054	0,052	0,026	0,110	0,040	0,036	0,027	0,038
Cr ^{VI}	0,022	—	—	0,002	—	0,017	0,007	0,004	—	—	0,004	0,010	0,012	0,008	0,004	0,004	0,013	0,004

Соотношение атомов

$\frac{\text{Fe}}{\text{Fe}+\text{Mg}} \cdot 100\%$	9,73	11,82	8,96	8,82	8,11	8,54	7,95	8,87	8,65	13,49	19,43	18,64	12,63	9,67	17,28	18,49	13,66	11,07
$\frac{\text{Ca}}{\text{Ca}+\text{Mg}} \cdot 100\%$	1,68	9,24	0,67	3,10	2,69	2,91	3,83	3,75	2,67	2,35	3,28	3,32	1,53	6,04	2,41	2,22	1,62	2,35

Примечание. Гарибургиты: 1—3 — Усть-Бельский массив (аналитики Е. Н. Жукова, П. А. Сердюкова); 4 — массив горы Красной; 5 — Четкинвильский; 6, 7 — Тамватнейский; 8 — Чирынайский (4—8 — анализ Э. С. Гулеца); 9 — Гальмоэнапский; 10, 11 — массив о. Карагинского (9—11 — Г. Г. Балакина); перидотиты: 12—14 — Усть-Бельский (Е. Н. Жукова, И. К. Кузнецова); 15, 16 — Тамватнейский (Э. С. Гулеца); 17, 18 — Кузольский; 19 — Чирнапский; 20 — массив мыса Валигген (17—19 — Л. С. Зоркина); 21, 22 — массив о. Карагинского (Г. Г. Балакина); 23—26 — пироксенсодержащие дуниты — массив Камчатского Мыса (Г. Г. Балакина); ироксениты: 27 — вебстерит, Усть-Бельский массив (И. К. Кузнецова); 28 — вебстерит, массив бассейна р. Лозовки (Э. С. Гулеца); 29 — вебстерит, массив горы Красной (Г. С. Гулеца); 30 — бронзитит, массив горы Красной (Г. С. Гулеца); 31 — энстатит, массив бассейна р. Хатырки (Э. С. Гулеца); 32—34 — бронзититы, массив бассейна р. Лозовки (Э. С. Гулеца); 35 — энстатит, энстатитит, массив Камчатского Мыса (Г. Г. Балакина).

Таблица 21

Средний химический состав ромбических пироксенов
в перидотитах, вес. %

Окисел	Гарцбургиты (n=11)		Лерцолиты (n=11)		$t_{95}=2,09$
	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ	
SiO ₂	54,60	1,80	53,27	1,50	1,87
TiO ₂	0,05	0,04	0,06	0,04	0,71
Al ₂ O ₃	1,75	0,50	2,72	1,08	2,69
Fe ₂ O ₃	0,91	0,79	0,60	0,54	1,11
FeO	5,44	1,71	5,79	1,04	0,58
MnO	0,16	0,08	0,14	0,05	0,70
MgO	34,17	1,34	33,34	1,08	1,63
CaO	1,12	0,48	1,50	1,12	1,04
Na ₂ O	0,07	0,05	0,05	0,02	1,23
K ₂ O	0,04	0,03	0,03	0,03	0,79
Cr ₂ O ₃	0,30	0,09	0,56	0,15	5,09
P ₂ O ₅	0,05	0,04	0,16	0,13	2,68
NiO	0,08	0,04	0,05	0,04	1,76
CoO	0,02	0,02	0,08	0,04	4,44
H ₂ O ⁻	0,45	0,26	0,31	0,25	1,28
П. п. п.	1,79	0,66	2,12	0,75	1,09
$\frac{\text{Fe}}{\text{Fe}+\text{Mg}} \cdot 100\%$	9,43	2,32	9,60	0,95	0,22
$\frac{\text{Ca}}{\text{Ca}+\text{Mg}} \cdot 100\%$	2,21	0,96	3,05	2,24	1,15

более крупные, чем оливина, и как бы обтекают их (см. прилож., табл. XXIV).

В лерцолитах моноклинный пироксен представлен двумя морфологическими разновидностями. Иногда он образует призматические кристаллы, степень идиоморфизма которых сопоставима с ромбическими пироксенами, в других же — это крупные зерна неправильной формы с «заливами» и отрезками, облекающими кристаллы как оливина, так и ромбического пироксена. В этих случаях породы нередко приобретают структуру, напоминающую пойкилитовую, когда в зернах клинопироксена содержатся реликты оливинов, ромбических пироксенов, акцессорных хромшпинелидов и целые участки серпентинизированных пород. Такие лерцолиты встречаются вблизи выходов габброидов совместно с верлитами и представляют собой продукты пироксенизации гарцбургитов. В пироксенитах моноклинный пироксен чаще всего образует крупные призматические кристаллы, размер которых в диопсидитах достигает нескольких сантиметров.

Другая характерная черта клинопироксенов — их свежесть. Вторичные продукты изменения встречаются в них редко и представлены обычно хлоритом и амфиболом (роговой обманкой). Показательно, что ни в одном из изученных нами массивов не отмечены случаи, чтобы по моноклинному пироксену в верлитах, вторичных лерцолитах и пироксенитах развивались минералы из группы серпентина. В то же время в первичных лерцолитах, где клинопироксен образует совместно с ортопироксеном призматические кристаллы, он серпентинизирован.

Таким образом, и среди моноклинных пироксенов намечается четкое разделение их на две группы: первичные и вторичные (метасома-

Средний химический состав ромбических пироксенов
в пироксеносодержащих дунитах и пироксенитах, вес. %

Окисел	Дуниты с пироксеном (n=4)		Пироксениты (n=9)		$t_{0.5}=2,20$
	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ	
SiO ₂	53,70	0,50	54,60	1,80	1,38
TiO ₂	0,21	0,09	0,06	0,06	3,06
Al ₂ O ₃	2,14	0,97	1,93	2,55	0,22
Fe ₂ O ₃	0,24	0,11	1,34	0,82	4,78
FeO	5,46	0,10	8,47	2,81	3,20
MnO	0,07	0,01	0,21	0,05	13,12
MgO	34,27	0,40	30,45	1,16	8,88
CaO	1,66	0,20	1,38	0,68	1,14
Na ₂ O	0,23	0,10	0,08	0,03	2,94
K ₂ O	0,13	0,08	0,04	0,03	2,20
Cr ₂ O ₃	0,50	0,07	0,27	0,13	4,11
P ₂ O ₅	0,02	0,02	0,02	0,03	0,00
NiO	Не обн.	—	0,06	0,03	6,00
CoO	0,01	0,01	0,01	0,002	0,00
H ₂ O ⁻	0,50	0,10	—	—	—
и. п. п.	1,37	0,50	—	—	—
Fe					
$\frac{\text{Fe}}{\text{Fe}+\text{Mg}} \cdot 100\%$	8,51	0,28	15,19	3,52	10,44
Ca					
$\frac{\text{Ca}}{\text{Ca}+\text{Mg}} \cdot 100\%$	3,27	0,40	3,16	1,43	0,22

тические). Это хорошо подтверждается и особенностями состава минерала (табл. 25, 26). Представлены они магнезиальными членами диопсид-геденбергитового ряда. Наибольшие колебания по оптическим данным наблюдаются в верлитах и пироксенитах, где состав моноклинного пироксена колеблется от чистых диопсидов до разностей, содержащих 20% геденбергитовой молекулы. В лерцолитах же состав их более стабилен и редко имеет железистость выше 10%. Эти данные находят отражение и в средних химических составах минерала (см. табл. 28). На диаграмме Полдерваарта — Хесса все они ложатся в поле эндиопсида и диопсида (рис. 25). При изучении данных химических анализов моноклинных пироксенов (табл. 27) намечается ряд интересных закономерностей.

В первую очередь здесь следует отметить, что по химизму моноклинные пироксены из верлитов и пироксенитов почти идентичны. Значимые различия в их составе лишь в более высоких содержаниях в минерале пироксенитов CaO и отсутствии в них никеля (табл. 28).

Другая важная закономерность, вытекающая при обобщении результатов химического анализа клинопироксенов, заключается в том, что состав их в большинстве лерцолитов и метасоматических породах (верлитах и пироксенитах) резко отличен. Различия устанавливаются с 99%-ной вероятностью (табл. 29).

Как видно, моноклинные пироксены метасоматических пород (верлитов и пироксенитов) характеризуются значительно более высоким содержанием в них TiO₂, FeO и CaO (и соответственно более высокими

Средний химический состав ромбических пироксенов
в перидотитах и метасоматитах, вес. %

Окисел	Метасоматиты (n=13)		Перидотиты (n=22)		$t_{0.5}=2,04$
	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ	
SiO ₂	54,32	1,40	53,93	1,65	0,74
TiO ₂	0,11	0,07	0,06	0,04	2,38
Al ₂ O ₃	1,99	2,06	2,24	0,79	0,42
Fe ₂ O ₃	1,00	0,60	0,76	0,67	1,09
FeO	7,54	1,98	5,62	0,89	3,31
MnO	0,16	0,04	0,15	0,06	0,58
MgO	31,63	0,93	33,76	1,21	5,91
CaO	1,47	0,53	1,31	0,80	0,71
Na ₂ O	0,13	0,05	0,06	0,03	4,58
K ₂ O	0,07	0,05	0,04	0,03	1,96
Cr ₂ O ₃	0,34	0,11	0,43	0,12	2,27
P ₂ O ₅	0,02	0,02	0,11	0,08	5,03
NiO	0,03	0,03	0,07	0,04	3,33
CoO	0,01	0,01	0,05	0,03	5,71
H ₂ O ⁻	0,25	0,05	0,43	0,25	3,09
П. п. п.	0,68	0,25	1,96	0,71	7,66
Fe					
$\frac{\text{Fe}+\text{Mg}}{\text{Ca}+\text{Mg}} \cdot 100\%$	13,13	2,52	9,52	1,64	4,62
Ca					
$\frac{\text{Ca}+\text{Mg}}{\text{Ca}+\text{Mg}} \cdot 100\%$	3,19	1,11	2,63	1,60	1,22

Примечание. В группу метасоматитов вошли анализы ромбических пироксенов, пироксеносодержащих дунитов и пироксенитов.

Таблица 24

Средние содержания элементов-примесей в ромбических пироксенах
перидотитов и пироксенитов, вес. %

Элемент	Перидотиты (n=12)	Пироксениты (n=6)	Ср. содерж.	В ультраосновных породах, по А. П. Виноградову (1962)
B	$4,0 \cdot 10^{-4}$	Не обн.	$2,0 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$
Sc	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$5,0 \cdot 10^{-4}$
Ge	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$2,6 \cdot 10^{-4}$	$2,0 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$
Zr	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$3,0 \cdot 10^{-4}$	$2,8 \cdot 10^{-4}$	$3,0 \cdot 10^{-4}$
Pb	$5,2 \cdot 10^{-4}$	Не обн.	—	$1,0 \cdot 10^{-5}$
Cu	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$8,0 \cdot 10^{-3}$	$4,8 \cdot 10^{-3}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$
Zn	$5,7 \cdot 10^{-3}$	$6,6 \cdot 10^{-3}$	$6,2 \cdot 10^{-3}$	$3,0 \cdot 10^{-3}$
Sn	$8,0 \cdot 10^{-4}$	Не обн.	—	$5,0 \cdot 10^{-5}$
V	$8,6 \cdot 10^{-3}$	$5,1 \cdot 10^{-3}$	$6,8 \cdot 10^{-3}$	$4,0 \cdot 10^{-3}$
Ag	$5,0 \cdot 10^{-4}$	Не обн.	—	$5,0 \cdot 10^{-6}$

Примечание. Данные полуколичественного анализа.

значениями коэффициентов железистости и известковистости) и пониженным — MgO, Cr₂O₃ и NiO, что позволяет уверенно отделять их от первичных разновидностей.

Оптические свойства и состав моноклинных пироксенов

Массив	Колич. замеров	N_g	N_p	$N_g - N_p$	$+2V$, град.	Hd, %	Hd _{ср} , %
Лерцолиты							
Усть-Бельский . .	5	1,696—1,703	1,670—1,673	0,026—0,028	58—60	2—10	6
Пекульнейский . .	2	1,695—1,698	1,667—1,671	0,026—0,028	60	1—4	3
Тамватнейский . .	7	1,695—1,705	1,668—1,680	0,025—0,028	56—60	1—12	7
Чирынайский . . .	7	1,695—1,700	1,668—1,670	0,025—0,029	55—57	1—5	3
Верховьев р. Лозовки	2	1,695—1,697	1,667—1,669	0,026—0,028	55—57	2	2
Кукульский	5	1,696—1,704	1,670—1,675	0,025—0,029	56—60	2—11	7
О. Карагинского и Камчатского Мыса*	10	1,704—1,706	1,672—1,675	0,032	54—58	10—13	12
О. Карагинского . .	5	1,698—1,706	1,670—1,674	0,028—0,032	55—58	3—13	10
Камчатского Мыса	6	1,698—1,704	1,670—1,674	0,028—0,030	55—58	3—12	10
Верлиты							
Усть-Бельский . .	4	1,701—1,703	1,673—1,678	0,025—0,030	56—58	6—10	8
Пекульнейский . .	7	1,696—1,704	1,670—1,678	0,025—0,030	56—60	2—10	7
Гальмознанский . .	6	1,704—1,706	1,675—1,678	0,029—0,032	55—57	10—14	12
Сейнавский	8	1,704—1,710	1,675—1,679	0,029—0,031	55—56	10—20	18
Бассейна р. Ватын**	8	1,703—1,707	1,678—1,680	0,025—0,027	55—57	10—15	13
Вебстериты							
Бассейна р. Лозовки	6	1,699—1,711	1,670—1,680	0,029—0,031	55—56	5—20	13
Усть-Бельский . .	2	1,704—1,706	1,678—1,681	0,026—0,028	55—56	11—16	13
Чирынайский . . .	4	1,700—1,710	1,671—1,682	0,029—0,032	55—56	5—20	10
Днопсидиты							
Бассейна р. Лозовки	5	1,694—1,703	1,664—1,675	0,028—0,030	54—56	0—8	7
Мало-Научирынайский	2	1,694—1,703	1,665—1,675	0,028—0,029	54—56	0—8	4
Пекульнейский . .	2	1,703—1,705	1,673—1,678	0,027—0,028	55—57	6—12	9
Янравайский . . .	2	1,694—1,705	1,666—1,678	0,027—0,028	55—57	0—12	6
Мыса Валижген . .	3	1,701—1,702	1,674—1,675	0,027—0,028	—	7—8	8

* Данные Н. В. Луцкиной (1968).

** Данные Л. Н. Аникеевой (1968), величина cN_g во всех замеренных кристаллах стабильна и колеблется в узком пределе: от 40 до 48°.

Особенности состава минералов находят отражение и в их структуре. Как показали рентгенометрические исследования (табл. 30 и 31), клинопироксены из лерцолитов имеют заметно меньшую величину ребра a , а параметры b , c и β почти не различаются. Увеличение значения a в клинопироксенах верлитов связано с повышенным содержанием в его составе железа и кальция, которые в структурной решетке минерала замещают катионы магния. Это хорошо согласуется с данными И. В. Се-

Средний химический состав моноклиновых пироксенов
в различных типах пород, вес. %

Оксид	Лерцолиты (n=9)		Верлиты (n=8)		Пироксеносодержащие дуниты (n=4)		Пироксениты (n=10)	
	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ
SiO ₂	50,70	1,32	50,53	0,92	51,16	0,45	51,40	2,05
TiO ₂	0,08	0,06	0,40	0,34	0,13	0,08	0,24	0,19
Al ₂ O ₃	2,40	1,24	2,37	0,89	2,54	0,50	3,53	2,63
Fe ₂ O ₃	1,17	1,05	0,86	0,43	0,38	0,25	1,14	0,77
FeO	1,95	1,11	3,75	0,97	2,86	0,52	2,89	0,81
MnO	0,09	0,01	0,11	0,04	0,05	0,04	0,10	0,03
MgO	19,72	0,88	18,92	1,38	19,69	1,04	17,22	1,23
CaO	19,93	1,32	21,52	0,67	20,92	0,08	22,45	0,54
Na ₂ O	0,39	0,13	0,35	0,10	0,35	0,12	0,41	0,23
K ₂ O	0,06	0,03	0,03	0,03	0,02	0,01	0,03	0,02
Cr ₂ O ₃	0,85	0,22	0,25	0,20	0,79	0,10	0,40	0,24
P ₂ O ₅	0,12	0,12	0,02	0,01	0,06	0,03	0,06	0,05
NiO	0,05	0,03	0,03	0,02	Не обн.	—	Не обн.	—
CoO	0,07	0,08	0,01	0,01	0,03	0,01	Сл.	—
П. п. п.	1,85	0,59	1,60	0,33	1,40	0,40	0,95	0,61
H ₂ O ⁻	0,24	0,15	0,35	0,14	0,60	0,20	0,30	0,18
$\frac{\text{Fe}}{\text{Fe}+\text{Mg}} \cdot 100\%$	7,85	0,88	12,63	3,50	8,31	1,68	11,17	3,35
$\frac{\text{Ca}}{\text{Ca}+\text{Mg}} \cdot 100\%$	42,66	2,40	43,55	3,27	43,39	0,92	49,23	2,03

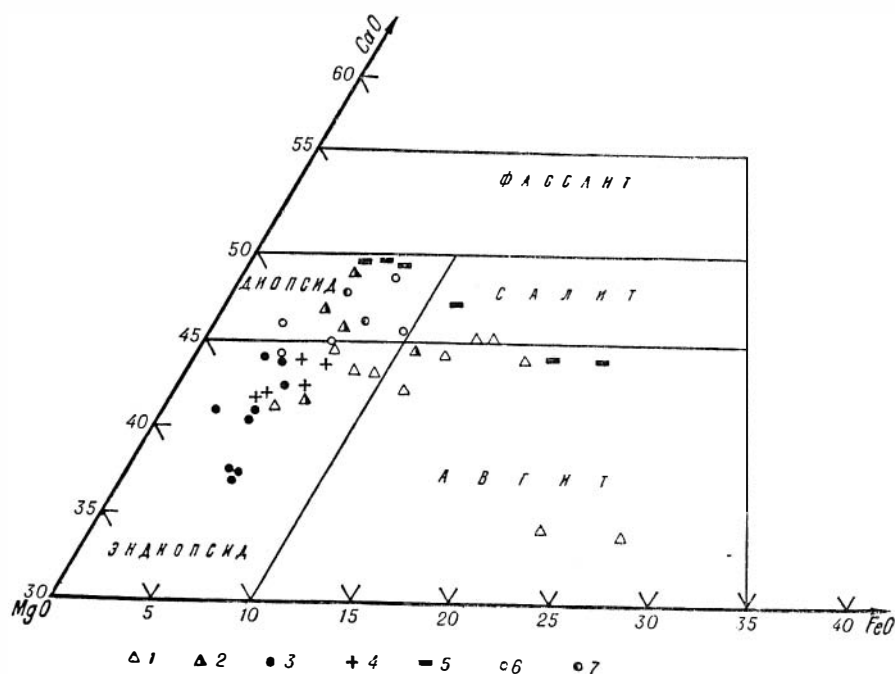


Рис. 25. Состав моноклиновых пироксенов.

1 — из габбро; 2 — из габбро-норитов; 3 — из лерцолитов; 4 — из верлитов; 5 — из гранатосодержащих пород; 6 — из диопсидов; 7 — из вебстеритов.

менова (1970 г.), который показал, что уменьшение параметра a в клинопироксенах происходит с уменьшением в их составе CaO и увеличением Al_2O_3 и Cr_2O_3 . Повышенные содержания Cr_2O_3 в клинопироксенах лерцолитов по сравнению с верлитами отмечаются и в нашем случае (см. табл. 30). О пересыщенности же их глиноземом свидетельствует тот факт, что в большинстве моноклинных пироксенов из лерцолитов алюминий в решетке занимает положение как в шестерной, так и в четверной координации (см. табл. 30).

Интересно и то, что в тех клинопироксенах, в составе которых отмечается Al^{VI} , вместе с уменьшением величины параметра a происходит и уменьшение величины параметра b . В магматических же породаххождение в состав моноклинных пироксенов Al^{VI} обычно сопровождается только уменьшением ребра a (Lefevre, 1969).

Различия условий образования клинопироксенов находят свое отражение и в составе малых элементов. Как показали геохимические исследования, моноклинные пироксены метасоматического генезиса в 3 раза больше содержат галлия и в 2 — ванадия, на порядок больше циркония и свинца (табл. 32). Наиболее же симптоматичным является наличие в них довольно высоких содержаний иттрия и иттербия, которые отсутствуют в клинопироксенах лерцолитов. Подчеркнем также, что в пироксенах лерцолитов содержится на 3 порядка выше по сравнению с кларком серебра, которое встречено главным образом в пробах из пород Чирынайского, Куюльского, Пекульнейского и Валижгенского массивов. Напомним, что повышенные содержания серебра фиксируются также в оливинах и ромбических пироксенах, в дунитах и гарцбургитах этих массивов (см. выше). Если же рассматривать геохимический спектр моноклинных пироксенов в целом, то по сравнению с кларковыми значениями в гипербазитах они содержат на порядок больше скандия, свинца, олова и ванадия.

Подводя итоги изучения пироксенов в целом из различных типов ультраосновных пород Корякско-Камчатской складчатой области, отметим следующее.

1. Пироксены, как ромбические, так и моноклинные, в изученных породах представлены двумя типами: первичными и вторичными (метасоматическими).

2. Первичные пироксены составляют основную часть пироксеновой составляющей гарцбургитов и лерцолитов и представлены энстатитом и диопсидом с низкой железистостью.

3. Вторичные пироксены являются главными породообразующими минералами пироксенитов, верлитов, вторичных гарцбургитов и частично присутствуют в лерцолитах. Они представлены обычно бронзитами и диопсидами с высокой железистостью.

4. Вторичные пироксены развиты в гипербазитах, тесно пространственно связанных с выходами интрузивов габброидов. Образование их происходило с привносом железа, кальция и титана и выносом магния, никеля и хрома.

5. Первичные и вторичные пироксены, помимо химического состава, отличаются между собой по величине параметров элементарной ячейки кристаллической решетки и составам элементов-примесей.

Хромшпинелиды являются постоянной аксессуарной примесью в составе дунитов и перидотитов. Однако количество их в породах непостоянно и колеблется в пределах 1—3%, редко достигая 5% общего объема. Форма зерен минерала самая разнообразная и изменяется от совершенно неправильной до прекрасно ограненных кристаллов в виде кубов и октаэдров размером до 0,3—0,5 мм в поперечнике. Установлено, что степень идиоморфизма аксессуариев снижается от дунитов к лерцолитам. В последних форма зерен хромшпинелидов часто очень причудливая: минерал выполняет промежутки между кристаллами оливи-

Химический состав моноклиновых пироксенов, вес. %

Оксид	104	113	110	27	12в	621	621в	557-2	821-2	242в	264	169в	267	327	1039б	836-1
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	50,88	51,56	50,36	49,20	49,70	48,96	48,90	53,40	51,68	50,60	51,05	50,40	50,06	52,25	50,30	49,60
TiO ₂	He обн.	0,08	0,07	0,10	0,10	Сл.	0,20	Сл.	Сл.	0,20	1,25	0,02	0,10	0,03	0,14	0,45
Al ₂ O ₃	2,90	4,51	2,37	4,14	5,08	4,50	4,00	0,67	2,16	3,28	1,22	1,36	2,58	1,66	1,22	3,64
Fe ₂ O ₃	0,67	0,62	1,52	3,52	2,61	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	1,00	0,68	0,06	1,28	1,35	0,23	1,11
FeO	2,33	2,53	1,05	0,20	0,72	3,41	3,30	3,00	2,27	3,30	3,12	2,75	2,00	3,05	5,84	4,51
MnO	0,10	0,08	0,13	0,09	0,09	0,07	0,07	0,07	0,08	0,15	0,15	He обн.	0,10	0,13	0,11	0,14
MgO	19,64	17,82	20,32	20,66	19,15	20,30	20,60	19,00	19,00	18,52	18,17	20,67	19,61	17,64	21,24	17,70
CaO	20,10	20,10	20,36	18,34	19,51	17,98	18,69	22,37	22,00	20,85	22,32	22,08	20,84	22,08	18,80	20,65
Na ₂ O	0,41	0,81	0,48	0,18	0,43	0,22	0,24	0,26	0,18	0,27	0,39	0,31	0,48	0,17	0,38	0,23
K ₂ O	0,08	0,10	0,05	0,10	He обн.	0,03	0,05	0,03	0,03	0,02	0,01	0,02	He обн.	He обн.	0,03	0,09
Cr ₂ O ₃	0,75	0,77	0,63	1,08	1,01	1,15	1,14	0,37	0,73	He обн.	He обн.	He обн.	0,76	0,22	0,12	0,33
P ₂ O ₃	0,11	0,11	He д.	0,11	0,07	0,01	0,15	0,47	0,06	"	0,03	"	He д.	0,05	0,02	0,03
NiO	0,04	0,05	"	0,08	0,08	0,02	0,04	0,02	0,03	He д.	He д.	He д.	"	0,08	He обн.	He обн.
CoO	0,01	0,02	"	Сл.	Сл.	0,31	0,01	0,01	0,02	"	"	He д.	"	0,05	0,01	0,01
H ₂ O ⁻	0,16	0,04	He обн.	0,11	0,50	0,28	0,32	0,16	0,28	0,20	0,20	0,60	He обн.	0,15	0,40	0,30
П. п. п.	1,81	1,04	2,44	2,22	1,58	2,78	2,63	0,82	1,41	1,29	1,02	1,68	2,30	1,39	1,85	1,40
Сумма . . .	99,99	100,24	99,78	100,13	100,66	100,02	100,34	100,65	99,93	99,68	99,61	99,95	100,11	100,32	100,67	100,18

Количество ионов в пересчете на 6 (O)

Si + Ti	1,890	1,890	1,877	1,831	1,828	1,831	1,833	1,941	1,911	1,885	1,935	1,850	1,873	1,933	1,892	1,854
Al ^{IV}	0,110	0,110	0,107	0,169	0,172	0,169	0,167	0,031	0,089	0,115	0,053	0,060	0,113	0,067	0,054	0,146
(Fe ⁺³) ^{IV}	—	—	0,016	—	—	—	—	—	—	—	0,012	0,002	0,014	—	0,004	—
Al ^{VI}	0,015	0,084	—	0,008	0,051	0,029	0,008	—	0,008	0,025	—	—	—	0,008	—	0,010
(Fe ⁺³) ^{VI}	0,018	0,018	0,024	0,098	0,071	—	—	—	—	0,030	0,007	—	0,022	0,040	—	0,131
Fe ⁺²	0,071	0,077	0,031	0,007	0,022	0,105	0,104	0,092	0,069	0,100	0,097	0,086	0,062	0,095	0,183	0,141
Mn	0,002	0,002	0,004	0,002	0,002	—	—	—	—	0,004	0,004	—	0,003	0,004	0,002	0,002
Mg	1,087	0,971	1,125	1,140	1,049	1,130	1,151	1,038	1,047	1,030	1,010	1,154	1,093	0,973	1,188	0,981
Ca	0,799	0,788	0,814	0,728	0,768	0,717	0,750	0,873	0,871	0,830	0,890	0,887	0,834	0,876	0,734	0,822
Cr	0,022	0,022	0,018	0,031	0,031	0,036	0,013	0,017	0,022	—	—	—	0,022	0,004	0,004	0,009
Na	0,027	0,057	0,036	0,013	0,011	0,013	0,017	0,013	0,013	0,020	0,030	0,024	0,014	0,013	0,006	0,027
P	—	—	—	—	—	0,009	—	0,013	—	—	—	—	—	—	—	—

Соотношение атомов

$\frac{\text{Fe}}{\text{Fe}+\text{Mg}} \cdot 100\%$	7,57	8,91	5,94	8,43	8,14	8,58	8,29	8,18	6,18	11,20	10,30	8,23	8,13	12,18	13,60	21,71
$\frac{\text{Ca}}{\text{Ca}+\text{Mg}} \cdot 100\%$	42,36	47,50	41,98	38,96	42,27	38,81	39,45	45,80	45,40	44,62	36,84	43,28	43,28	47,38	38,19	25,59

Окисел	896-1к	1126-2	1018ж	1007б	1012в	253	169б	165з	338в	1031	1039а	75с-3	1018	110б	32е
	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
SiO ₂	48,90	50,20	52,00	50,90	51,30	51,05	50,95	46,85	55,50	52,20	53,40	49,70	52,50	49,28	52,45
TiO ₂	0,38	0,19	0,02	0,020	0,03	0,12	0,02	0,30	He обн.	0,14	0,12	0,42	0,10	0,68	0,05
Al ₂ O ₃	3,42	3,12	2,15	3,23	1,49	1,85	0,78	6,73	0,82	1,17	1,28	5,32	1,32	9,07	1,49
Fe ₂ O ₃	1,11	0,36	He обн.	0,70	He обн.	2,38	0,73	2,02	He обн.	He обн.	He обн.	2,03	He обн.	1,43	1,77
FeO	4,20	3,95	2,71	2,46	2,26	2,20	2,15	4,40	2,01	3,25	3,25	4,02	2,69	1,82	2,98
MnO	0,09	0,08	0,08	0,07	0,02	0,11	0,11	0,15	He обн.	0,08	0,08	0,09	0,06	0,11	0,13
MgO	17,23	18,29	20,47	19,07	20,78	17,69	19,45	15,26	18,00	17,40	17,74	14,80	18,79	14,69	16,96
CaO	22,06	20,89	21,02	20,75	21,00	22,35	22,81	21,72	23,10	23,23	23,00	22,53	22,30	21,34	22,19
Na ₂ O	0,35	0,32	0,18	0,58	0,22	0,31	0,40	0,22	0,22	0,35	0,40	0,44	0,28	1,15	0,25
K ₂ O	0,03	0,01	0,03	0,03	0,03	0,02	0,05	0,05	0,00	He обн.	0,02	0,03	0,01	0,06	He обн.
Cr ₂ O ₃	0,24	0,58	0,86	0,96	0,64	0,65	0,45	He обн.	0,60	0,21	0,35	0,04	0,49	0,07	0,74
P ₂ O ₃	0,03	0,07	0,02	0,08	0,02	0,08	0,16	0,08	He обн.	0,03	0,03	0,02	0,03	He обн.	0,04
NiO	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	„	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	„	0,06
CoO	0,01	0,003	0,004	0,002	0,003	„	„	„	„	0,004	0,002	„	0,003	„	0,004
H ₃ O ⁺	0,40	0,90	0,50	0,40	0,40	0,35	0,30	0,05	„	0,20	0,40	0,30	0,60	„	0,30
П. п. п.	1,47	1,54	0,60	1,27	1,85	1,38	1,97	1,85	„	1,43	0,44	0,75	1,54	0,76	0,44
Сумма . . .	99,91	100,50	100,64	100,70	100,04	100,54	100,34	99,68	100,40	99,71	100,50	100,49	100,71	100,47	99,87

Количество ионов в пересчете на 6 (О)

Si+Ti	1,858	1,876	1,893	1,875	1,905	1,899	1,907	1,787	2,000	1,940	1,855	1,940	1,794	1,953
Al ^{IV}	0,142	0,124	0,096	0,125	0,067	0,081	0,034	0,221	—	0,051	0,145	0,058	0,206	0,047
(Fe ⁺³) ^{IV}	—	—	—	—	—	0,020	0,021	—	—	—	—	—	—	—
Al ^{VI}	0,008	0,010	—	0,012	—	—	—	0,080	0,035	0,003	0,087	—	0,183	0,020
(Fe ⁺³) ^{VI}	0,032	0,013	—	0,018	—	0,046	—	0,018	—	—	0,058	—	0,039	0,049
Fe ⁺²	0,132	0,123	0,083	0,075	0,071	0,068	0,067	0,139	0,061	0,103	0,125	0,084	0,055	0,094
Mn	0,002	0,002	0,002	0,002	—	0,003	0,003	0,005	—	0,002	0,002	0,002	0,003	0,004
Mg	0,969	1,016	1,112	1,048	1,151	0,979	1,085	0,863	0,965	0,968	0,818	1,033	0,799	0,899
Ca	0,869	0,835	0,827	0,818	0,834	0,890	0,914	0,884	0,892	0,928	0,894	0,882	0,834	0,886
Cr	0,005	0,018	0,026	0,027	0,017	0,019	0,013	—	0,017	0,004	0,013	0,013	—	0,022
Na	0,007	0,007	0,004	0,011	0,004	0,022	0,028	0,016	0,013	0,007	0,009	0,007	0,083	0,018
P	—	0,004	—	0,004	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Соотношение атомов

$\frac{Fe}{Fe+Mg} \cdot 100\%$	14,47	11,72	6,95	8,15	5,81	12,01	7,50	17,81	5,91	9,62	18,28	7,52	10,53	13,72
$\frac{Ca}{Ca+Mg} \cdot 100\%$	47,28	45,11	42,65	43,84	42,02	47,62	45,72	50,60	48,02	48,95	52,22	46,06	51,07	49,61

Примечание. Лециолиты: 1—3 — Усть-Бельский массив (анализы: Е. Н. Жукова), 4, 5 — Тамвагнейский (Э. С. Гулеца), 6, 7 — Кутольский (Л. С. Зоркина), 8 — Чирянейский (Л. С. Зоркина), 9 — массив мыса Валижен (Л. С. Зоркина), 10—13 — Пекудулейский (А. В. Сухаренко), 14 — Чирянейский (Э. С. Гулеца), 15 — Гальможанский (Г. Г. Балакина), 16, 17 — Сейнаский (Г. Г. Балакина), 18 — массив о. Карагинского (Г. Г. Балакина), 19—21 — массив Камчатского мыса (Г. Г. Балакина), 22—24 — Пекудулейский (А. В. Сухаренко), 25 — массив бассейна р. Лозовки (Л. Н. Поспелова), 26—28 — Гальможанский (Г. Г. Балакина), 29 — массив о. Карагинского (Г. Г. Балакина); вебстериты: 30 — Усть-Бельский массив, 31 — массив бассейна р. Лозовки (Н. К. Кузнецова).

Средний химический состав моноклинных пироксенов
из верлитов и пироксенитов, вес. %

Окисел	Верлиты (n=8)		Пироксениты (n=10)		$t_{01}=2,92$
	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ	
SiO ₂	50,53	0,92	51,40	2,05	1,19
TiO ₂	0,40	0,34	0,24	0,19	1,18
Al ₂ O ₃	2,37	0,89	3,53	2,63	1,31
Fe ₂ O ₃	0,86	0,43	1,14	0,77	1,00
FeO	3,75	0,97	2,89	0,81	2,00
MnO	0,11	0,04	0,10	0,03	0,71
MgO	18,92	1,38	17,22	1,23	2,72
CaO	21,52	0,27	22,45	0,54	3,26
Na ₂ O	0,35	0,10	0,41	0,23	0,74
K ₂ O	0,03	0,03	0,03	0,02	0,00
Cr ₂ O ₃	0,25	0,20	0,40	0,24	1,44
P ₂ O ₅	0,02	0,01	0,06	0,05	2,46
NiO	0,03	0,02	Не обн.	—	4,23
CoO	0,01	0,01	Сл.	—	2,86
H ₂ O ⁻	1,60	0,33	0,95	0,61	2,88
П. п. ц.	0,35	0,14	0,30	0,18	0,67
$\frac{Fe}{Fe+Mg} \cdot 100\%$	12,63	3,50	11,17	3,35	0,90
$\frac{Ca}{Ca+Mg} \cdot 100\%$	43,55	0,14	49,23	2,03	8,74

нов и пироксенов (см. прилож., табл. XXV). Часто в этих породах можно наблюдать каплевидные выделения хромшпинелидов.

Важной особенностью акцессориев, отражающей порядок минералообразования в породах, является наличие в них мелких включений оливина и пироксенов. Составы включений, так же как и их количества, в разных типах пород различны. Наибольшие их содержания отмечаются в хромшпинелидах лерцолитов и верлитов, где они представлены оливином и обоими пироксенами. В дунитах же и гарцбургитах эти включения наблюдаются реже и, как правило, состоят из оливина. Нередко можно наблюдать обратные взаимоотношения между хромшпинелидами и силикатами, когда ограниченные кристаллики и зерна хромшпинелидов располагаются внутри оливинов и пироксенов. Такие взаимоотношения породообразующих минералов с акцессориями свидетельствуют о длительности формирования последних и противоречат выводам некоторых исследователей о том, что образование акцессорных хромшпинелидов происходило только в начальные стадии становления гипербазитов (Зимин, 1968).

Состав хромшпинелидов, их структурные особенности, физические и оптические свойства в слабо серпентинизированных породах находятся в прямой зависимости от состава сосуществующих с ними породообразующих минералов. Эта закономерность установлена по результатам детальных исследований гипербазитов Усть-Бельского массива (Банников, 1969; Велинский, Банников, 1971) и подтверждена при изучении пород других массивов Корякско-Камчатской складчатой области.

Средний химический состав моноклинных пироксенов в лерцолитах и метасоматических породах (верлитах и пироксенитах), вес. %

Окисел	Лерцолиты (n=9)		Метасоматические породы (n=22)		t ₀₁ =2,76
	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ	
SiO ₂	50,70	1,32	51,04	1,34	0,63
TiO ₂	0,08	0,06	0,28	0,22	3,77
Al ₂ O ₃	2,40	1,24	2,93	1,61	0,93
Fe ₂ O ₃	1,17	1,05	0,90	0,55	0,69
FeO	1,95	1,11	3,20	0,82	2,90
MnO	0,09	0,01	0,09	0,04	0,00
MgO	19,72	0,88	18,29	1,25	3,48
CaO	19,93	1,32	21,83	0,50	3,49
Na ₂ O	0,39	0,13	0,38	0,16	0,17
K ₂ O	0,06	0,03	0,03	0,02	2,61
Cr ₂ O ₃	0,85	0,22	0,42	0,20	4,83
P ₂ O ₅	0,12	0,12	0,05	0,03	1,71
NiO ₂	0,05	0,03	0,01	0,01	3,70
CoO	0,07	0,08	0,02	0,02	1,75
H ₂ O ⁻	0,24	0,15	0,37	0,17	2,03
П. п. п.	1,85	0,59	1,27	0,47	2,52
$\frac{\text{Fe}}{\text{Fe}+\text{Mg}} \cdot 100\%$	7,85	0,88	11,18	3,10	4,56
$\frac{\text{Ca}}{\text{Ca}+\text{Mg}} \cdot 100\%$	42,66	2,40	46,10	2,28	3,51

Анализ полученных данных показал следующее.

1. В различных типах ультраосновных пород аксессуарные хромшпинелиды имеют разную окраску. Так, в лерцолитах они в шлифах прозрачны и окрашены в зелено-вато-желтые и светло-коричневые цвета. По мере увеличения в составе пород количества оливина интенсивность окраски их усиливается, и в сильно обогащенных оливинам лерцолитах аксессуарный минерал приобретает красноватый оттенок. В гарцбургитах хромшпинелиды окрашены в буровато-красные тона, густота которых также усиливается с ростом содержания в породах оливина. Наконец, в дунитах аксессуарии имеют темную красно-бурю окраску различных коричневых то-

Т а б л и ц а 30

Параметры элементарной ячейки (А) первичных (лерцолиты) и метасоматических (верлиты) моноклинных пироксенов

N обр.	a	b	c	β
Лерцолиты				
104*	9,726	8,888	5,240	105°49'
113*	9,715	8,887	5,236	105°59'
110	9,724	8,900	5,208	105°49'
27*	9,734	8,908	5,249	105°56'
12a*	9,737	8,908	5,247	106°07'
621*	9,731	8,916	5,249	105°56'
621a*	9,745	8,903	5,253	106°01'
557-2	9,759	8,932	5,257	105°55'
821-2*	9,751	8,914	5,254	106°05'
Верлиты				
242a*	9,739	8,899	5,246	105°53'
264	9,761	8,915	5,252	106°12'
169a	9,759	8,924	5,258	106°00'
327*	9,740	8,919	5,253	105°50'
267	9,767	8,950	5,257	106°06'

П р и м е ч а н и е. Звездочками отмечены анализы пироксенов, содержащих Al^{VI}.

Средние значения параметров элементарной ячейки (Å) метасоматических (верлиты) и первичных (лерцолиты) моноклинных пироксенов

Параметр	Верлиты (n=5)		Лерцолиты (n=9)		$t_m=3,06$	Клинопироксен с AlV ¹ (n=9)		Клинопироксен без AlV ¹ (n=5)		$t_0=2,18$	Диопсид	Геденбергит
	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ		$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ		по Диру и др. (1965)	
a	9,757	0,007	9,737	0,010	4,40	9,737	0,009	9,754	0,013	2,62	9,73	9,85
b	8,927	0,020	8,906	0,020	1,91	8,905	0,009	8,926	0,015	2,86	8,91	9,02
c	5,255	0,004	5,246	0,010	2,40	5,252	0,006	5,247	0,006	1,49	5,25	5,26
β	106°02'	0°05'	105°59'	0°06'	1,00	105°58'	0°04'	106°01'	0°07'	0,88	105°50'	104°20'

нов, которая иногда бывает столь темной, что минерал просвечивает по тонким срезам в краях зерен, что можно наблюдать только при включении линзы Лазо.

2. С вариациями в окраске хромшпинелидов тесно связаны изменения показателей преломления и удельного веса минерала. Наиболее окрашенные их разности обладают наибольшими показателями преломления (дуниты, гарцбургиты: $N=1,955-2,000$) и удельным весом ($d=4,16-4,43$ г/см³).

Таблица 32

Средние содержания примесей в моноклинных пироксенах лерцолитов и пироксенитах, вес. %

Элемент	Лерцолиты (n=14)	Пироксениты (n=8)	Наши данные	В ультраосновных породах, по К. П. Виноградову (1962)
B	Сл.	—	—	$1,0 \cdot 10^{-4}$
Sc	$2,7 \cdot 10^{-3}$	$2,5 \cdot 10^{-3}$	$2,6 \cdot 10^{-3}$	$5,0 \cdot 10^{-4}$
Ge	$4,0 \cdot 10^{-4}$	$5,0 \cdot 10^{-4}$	$4,5 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$
Ga	$1,6 \cdot 10^{-4}$	$5,6 \cdot 10^{-4}$	$3,6 \cdot 10^{-4}$	$2,0 \cdot 10^{-4}$
Zr	$1,8 \cdot 10^{-4}$	$2,7 \cdot 10^{-3}$	$1,4 \cdot 10^{-3}$	$3,0 \cdot 10^{-3}$
Pb	$9,0 \cdot 10^{-4}$	$7,7 \cdot 10^{-3}$	$4,3 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-5}$
Cu	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$5,6 \cdot 10^{-3}$	$3,4 \cdot 10^{-3}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$
Zn	$3,0 \cdot 10^{-3}$	$3,0 \cdot 10^{-3}$	$3,0 \cdot 10^{-3}$	$3,0 \cdot 10^{-3}$
Sn	$5,4 \cdot 10^{-4}$	$5,5 \cdot 10^{-4}$	$5,5 \cdot 10^{-4}$	$5,0 \cdot 10^{-5}$
V	$1,2 \cdot 10^{-2}$	$2,6 \cdot 10^{-2}$	$1,9 \cdot 10^{-2}$	$4,0 \cdot 10^{-3}$
Ag	$5,4 \cdot 10^{-3}$	—	$2,0 \cdot 10^{-4}$	$5,0 \cdot 10^{-6}$
Y	—	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$7,0 \cdot 10^{-5}$	$8 \cdot 10^{-5}$
Yb	—	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$7,0 \cdot 10^{-6}$	$2 \cdot 10^{-5}$

3. Величины показателей преломления и удельного веса связаны прямой зависимостью с величиной параметра элементарной ячейки минерала a , что хорошо видно из данных табл. 33 и рис. 26. Выявленные закономерности между физическими константами хромшпинелидов отмечаются и другими исследователями по разным регионам мира (Бетехтин, 1934; Соколов, 1940, 1948; Пономарева и др., 1964; Желязкова-Панайотова, 1963; Дир и др., 1966; и др.) и носят глобальный характер. Вместе с тем следует иметь в виду, что связи между окраской минерала и его свойствами выдерживаются только для не измененных вторичными процессами разновидностей. В случае проявления последних хромшпинелиды по краям или вдоль трещин начинают замещаться магнетитом, а остальные их части за счет окислов железа окрашиваются в красновато-буроватые тона, зависимость между N , d и a минерала нарушается.

4. Химический состав акцессорных хромшпинелидов имеет четкую корреляцию с составом сосуществующих с ними силикатов. Чем выше

в породах железистость оливинов и пироксенов, тем акцессории богаче магнием и беднее железом и хромом; с ростом в породе валового содержания железа и магния в хромшпинелидах повышается количество железа и хрома и уменьшается магния и алюминия. В результате в дунитах акцессории представлены наиболее железистыми и хромистыми разновидностями, а в лерцолитах — глинозем-магнезиальными; в гарцбургитах хромшпинелиды имеют промежуточный состав, ближе тяготеющий к составу акцессориев в дунитах (см. табл. 33). Установленная зависимость состава акцессорных хромшпинелей от состава материнских пород совпадает с выводами, сделанными Н. В. Павловым (1949) на примере уральских гипербазитов, и противоречит заключению С. С. Зимины (1963) о том, что состав акцессорных хромшпинелидов изменяется независимо от состава находящихся с ними в парагенезисе силикатов.

Исходя из свойств и составов изученных хромшпинелидов, некоторые исследователи (Дир и др., 1966) относят их к пикотиту и плеонасту. Пикотиты представляют акцессории в дунитах и гарцбургитах, а плеонаст — в лерцолитах. Для большинства проанализированных хромшпинелидов, кроме дунитов, характерно преобладание в их составе алюминия над хромом при отношении магния к двухвалентному железу от 1,2 до 2,2. В пикотитах дунитов количество алюминия либо меньше, либо равно содержанию хрома, а величина $Mg:Fe^{+2}$ меньше единицы (см. табл. 33).

Изменение химического состава минералов в ряду дунит — гарцбургит — лерцолит идет в направлении уменьшения коэффициентов железистости и хромистости и увеличения коэффициента глиноземистости. Эти изменения связаны с изоморфным замещением в структуре минерала хрома в шестерной координации (положение В) алюминием, а в четверной (положение А) — железа магнием (Брэгг, Кларингтон, 1967). Тенденции в изоморфизме подтверждаются сильными отрицательными корреляционными связями, которые устанавливаются между катионами в двух- и трехвалентной группах элементов (рис. 27, *д, е*), и отсутствием связей между двух- и трехвалентными катионами (рис. 27, *ж*).

Рядом исследователей показано (Дир и др., 1966), что по характеру распределения катионов между положениями А и В выделяются два типа шпинелей: нормальный и обратный. Для нормального характерно то, что в структуре минерала положение А занимают двухвалентные, а положение В — трехвалентные катионы. В обратных шпинелях в положении А находятся 8 катионов трехвалентных, а в положении В — 8 катионов двух- и 8 — трехвалентных. В последнем случае между двух- и трехвалентными катионами существует тесная взаимосвязь. В изученных нами шпинелях, как указывалось выше, во-первых, отсутствует корреляция между двух- и трехвалентными катионами, во-вторых, величина ребра элементарной ячейки минерала изменяется в зависимости главным образом от поведения в их составе трехвалентных компонентов (см. рис. 27, *а—г*). Приведенные данные указывают на то, что акцессорные хромшпинелиды в дунитах и перидотитах относятся к нормальному типу шпинелей.

Совершенно иной характер имеют шпинелиды из метасоматических пород (пироксенитов и верлитов):

Порода № обр.)	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MgO	MnO	CaO	TiO_2	Σ	N	$d, г/см^3$	$a, \text{Å}$
Диопсидит (255)	Н. д.	56,59	1,50	Не обн.	20,27	Н. д.	Н. д.	Н. д.	Н. д.	—	1,761	Н. д.	8,110
Диопсидит (165)	»	52,49	6,30	»	16,09	»	»	»	»	—	1,766	»	8,102
Вебстерит (110)	1,06	66,44	Не обн.	0,08	8,90	22,18	0,11	0,56	0,24	99,57	1,740	3,65	8,086

Химический состав и физические свойства хромшпинелидов, вес. %

Оксид	Дуниты				Гарцбургиты							Лерцолиты		
	25	15	21	24	128	128а	16	26	126	151	104	102	108	113
SiO ₂	1,15	0,45	2,03	2,20	2,36	2,27	2,10	1,30	3,40	3,10	2,05	2,95	5,70	3,40
TiO ₂	0,50	0,12	0,21	0,20	0,13	0,16	0,06	0,04	0,03	0,06	0,75	0,03	0,03	0,03
Al ₂ O ₃	20,88	24,89	29,23	29,28	28,65	32,25	27,04	29,00	36,16	32,84	40,15	40,88	43,33	49,52
Cr ₂ O ₃	39,92	37,71	38,95	34,94	35,26	32,06	35,39	32,93	28,50	27,94	24,55	20,00	18,85	12,87
Fe ₂ O ₃	7,88	3,41	4,22	2,66	3,46	2,06	1,89	3,38	2,22	2,52	1,52	3,41	Не обн.	0,82
FeO	19,70	20,47	16,85	17,66	15,85	15,73	19,38	16,66	15,08	18,68	14,33	16,16	16,79	13,72
MnO	0,57	0,40	0,26	0,31	0,38	0,22	0,07	0,14	0,08	0,07	Не обн.	0,07	0,03	0,08
MgO	9,91	11,68	12,96	12,70	13,65	14,07	13,23	16,26	13,57	14,55	16,86	15,94	15,14	18,60
CaO	Сл.	1,20	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	0,84	0,60	0,12	0,12	Сл.	0,12	0,12	0,12
Na ₂ O	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Н. д.	Н. д.	0,06	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,40
K ₂ O	"	"	"	"	"	"	"	"	"	0,26	"	"	"	Не обн.
V ₂ O ₅	0,06	Н. д.	0,13	0,14	0,12	0,18	Н. д.	"	"	Н. д.	"	"	"	"
NiO	0,08	"	Н. д.	Н. д.	Н. д.	Н. д.	"	"	"	"	Н. д.	Н. д.	Н. д.	Н. д.
CoO	0,03	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"
Сумма . . .	100,38	100,33	99,84	100,11	99,86	99,82	100,00	100,31	99,15	100,20	100,21	99,56	100,00	99,67

<i>N</i>	2,000	1,970	1,965	1,950	1,955	1,924	1,975	Н. д.	1,900	1,932	1,890	1,880	1,850	1,813
<i>d</i> , г/см ³	4,41	4,22	4,16	4,26	4,37	Н. д.	Н. д.	"	4,07	4,25	4,01	4,09	3,75	3,90
<i>a</i> , Å	8,242	8,211	8,203	8,203	8,211	8,916	8,211	8,203	8,180	8,183	8,165	8,165	8,142	8,126
Количество ионов в пересчете на 32 (О)														
Al	6,240	7,600	8,400	8,400	8,240	9,120	7,920	8,240	10,240	9,840	10,800	11,280	12,000	13,600
Cr	8,080	7,600	6,560	6,800	6,800	6,080	6,880	6,320	5,440	5,600	4,400	3,680	3,520	2,320
Fe ⁺³	1,520	0,640	0,800	0,480	0,640	0,560	1,200	1,200	0,400	0,480	0,240	0,560	0,480	0,160
Ti	0,080	0,032	0,040	0,040	0,016	0,040	0,016	—	—	0,016	0,160	—	—	—
V	0,032	—	0,032	0,032	0,032	0,032	—	—	—	—	—	—	—	—
Mg	3,680	3,680	4,720	4,640	4,960	5,040	4,880	5,680	4,880	5,520	5,760	5,520	5,280	5,040
Fe ⁺²	4,240	4,240	3,440	3,600	3,280	3,120	3,120	2,720	3,040	2,480	2,720	3,120	2,720	2,880
Mn	0,160	0,080	0,080	0,080	0,080	0,040	0,016	—	—	0,016	—	—	—	0,016

Соотношение атомов

<i>f</i>	60,87	59,27	47,37	47,30	44,03	42,33	46,85	40,20	41,33	44,72	34,31	40,32	37,56	34,77
<i>f</i> ¹	9,30	4,13	4,88	3,10	4,17	3,36	8,19	7,78	3,81	3,06	1,71	3,83	5,97	1,89
<i>φ</i>	50,28	48,38	41,41	42,81	43,19	38,41	42,78	39,96	33,91	35,18	28,03	23,69	21,29	14,65
<i>φ</i> ¹	39,10	47,47	52,98	53,37	52,27	57,52	48,84	52,26	64,19	61,57	68,55	72,47	72,74	84,41

Примечание. Анализы 25, 21, 128а, 104 выполнены И. К. Кузнецовой, ИГиГ СО АН СССР; 15, 16—151, 102—113 — А. В. Сухаренко.

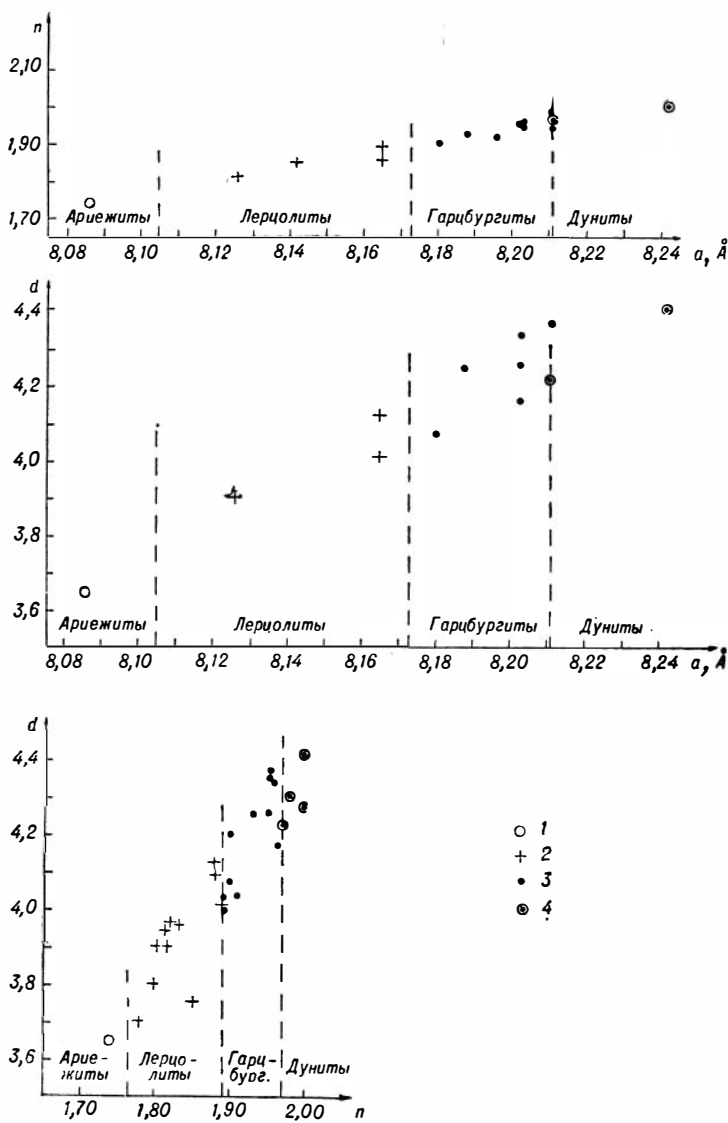


Рис. 26. Зависимость между показателями преломления, удельным весом и параметром элементарной ячейки в хромшпиннелидах из ариезитов (1), лерцолитов (2), гарцбургитов (3), дунитов (4).

В пироксенитах (диопсидитах и вебстеритах) шпинелиды обычно представлены разнообразной формы и размеров зернами, окрашенными в различные тона зеленого цвета и имеющими довольно низкие показатели преломления. В отличие от пикотита и плеонаста шпинелиды пироксенитов имеют очень высокие содержания алюминия и магния при достаточно больших количествах в них закисного железа. С другой стороны, в минерале практически отсутствует хром. По химическому составу, а также по данным оптического и рентгенометрического исследований описываемые шпинелиды относятся к минералам изоморфного ряда герцинит — шпинель (Дир и др., 1966).

В верлитах, как уже отмечалось, присутствуют обе разновидности шпинелидов — как зеленые герцинитового ряда, так и красновато-коричневые пикотиты. При этом характерно, что и в пироксенитах, и в верлитах в герцинитах часто наблюдается решетка, полосы которой

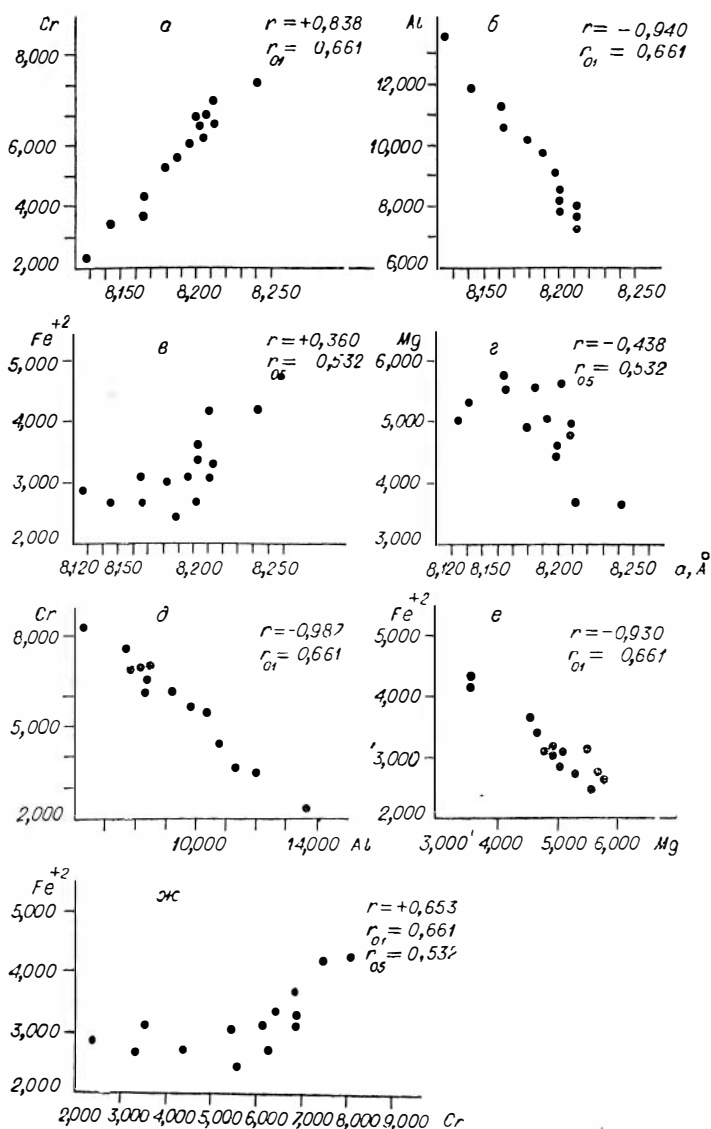


Рис. 27. Характер корреляционной зависимости в хромшпинелидах между величиной параметра элементарной ячейки с отдельными элементами (в форм. ед.) (а—г), между отдельными элементами, входящими в состав хромшпинелей (д—ж); r — коэффициент корреляции вычисленный, r_{01} — табличный.

выполнены магнетитом и пересекаются под углом 60° (табл. XXVI).

Различия в составах аксессуаров собственно гипербазитов и образованных по ним метасоматитов очень показательны и являются свидетельством разной природы этих пород.

Интересные данные получены при изучении геохимических особенностей аксессуаров. К сожалению, такие исследования возможно было провести только для хромшпинелидов из дунитов, гарцбургитов и лерцолитов. Для других типов пород из-за очень малого содержания в них аксессуарных компонентов подобных сведений мы не имеем, хотя они, безусловно, расширили бы круг доказательств гетерогенности первичных и вторичных разновидностей гипербазитов. Тем не менее приводимый ниже материал (табл. 34) очень важен, так как позволяет осветить

некоторые стороны геохимии гипербазитов в целом. В частности, первое, что обращает на себя внимание при анализе данных табл. 34,— это очень скудный набор элементов-примесей в составе хромшпинелидов,

Таблица 34

Средние содержания элементов-примесей
в акцессорных хромшпинелидах из дунитов
и перидотитов, вес. %

Эле- мент	Предел колебаний	Ср. содерж.	В ультраоснов- ных породах, по А. П. Виноградову (1962)
Pb	0,0001—0,003	$5,6 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-5}$
Cu	0,007—0,02	$1,3 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-3}$
Zn	0,05—0,1	$7,8 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-3}$
Sn	Не обн.	—	$5 \cdot 10^{-5}$
Mo	Сл.	—	$2 \cdot 10^{-5}$
V	0,07—0,1	$7,0 \cdot 10^{-2}$	$4 \cdot 10^{-3}$
Ga	0,000—0,001	$8,2 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$

Примечание. Частота встречаемости 15.

последние отличаются от акцессорных как по химическому составу, так и по характеру геохимического спектра. Детально этот вопрос рассматривается в главе «Полезные ископаемые».

Основные породы

Оливин — один из породообразующих минералов габброидов — встречается как в орто-, так и в парамагматических их разновидностях. Вместе с тем характер распределения и состав его в разных типах пород различны.

В ортомагматических габброидах оливин встречается сравнительно редко, образуя небольшие по размерам субидiomорфные кристаллы, количество которых резко подчинено содержанию в породе пироксенов.

В парамагматических же разновидностях габбро оливин является одним из основных породообразующих компонентов, содержание его или сопоставимо с пироксенами, или же резко преобладает над ними вплоть до возникновения беспироксеновых габброидов типа троктолитов. Здесь оливин образует чаще всего крупные неправильной формы зерна, резорбированные плагиоклазом и пироксенами. При этом на контакте плагиоклаза и оливина, как правило, появляется реакционная кайма (корона), состоящая из амфибола и моноклинного пироксена.

Значительно разнятся оливины и по составу. В ортомагматических габброидах железистость минерала варьирует от 15 до 24% ($Ng = 1,699 - 1,720$; $Np = 1,664 - 1,680$; $-2V = 83 - 87^\circ$), в среднем составляя 18%. В парагабброидах оливин значительно менее железистый. Содержание в нем фаялитового компонента колеблется от 9 до 17%, составляя в среднем 13% ($Ng = 1,691 - 1,704$; $Np = 1,656 - 1,666$; $2V =$ от -87 до $+86^\circ$). Приведенные данные подтверждаются результатами химических анализов и рентгенометрических исследований и показывают, что оливин из этих пород не отличается по своему составу от железистых оливинов во вторичных разностях гипербазитов (метасоматических) (ср. табл. 9, 11 и 35).

Ромбический пироксен — главный породообразующий минерал габбро-норитов. В их составе содержание ортопироксена доходит до 30%. Характерно, что в породах из группы парамагматических габбро он в

в геохимическом спектре которых отсутствуют многие элементы, характерные для сосуществующих с ними силикатов. Другая геохимическая особенность этого минерала — он является концентратором главным образом рудных элементов, таких как свинец, цинк, медь и ванадий. Содержание их в отдельных пробах превышает кларковые в гипербазитах на один-два порядка и достигает 0,1% (цинк, ванадий).

Наряду с акцессорными хромшпинелидами во многих массивах встречаются рудные их разновидности, представленные хромитами. По-

Состав и свойства оливинов из парамагматических габброидов, вес. %

Окисел	47	560	Константа	47	560
SiO ₂	39,60	39,40	<i>Ng</i>	1,692	1,694
TiO ₂	0,04	0,17	<i>Np</i>	1,656	1,659
Fe ₂ O ₃	1,24	0,88	2 <i>V</i>	—	+86°
FeO	He обн.	1,61	<i>a</i> , Å	4,77	4,78
MnO	11,89	11,46	<i>b</i> , Å	10,24	10,26
MgO	0,17	0,31	<i>c</i> , Å	6,00	6,00
CaO	45,87	45,55	Fe Fe+Mg · 100%	12	12
Na ₂ O	0,07	0,12	Количество ионов в пересчете на 4 (O)		
K ₂ O	0,03	0,14	Si	0,989	0,981
P ₂ O ₅	0,01	0,02	Al	0,036	0,029
NiO	He обн.	He обн.	Ti	0,001	0,005
CoO	0,32	0,25	Fe ⁺³	—	0,30
Cr ₂ O ₃	0,06	0,02	Mg	1,709	1,691
V ₂ O ₅	0,12	He обн.	Fe ⁺²	0,249	0,239
H ₂ O ⁺	0,06	"	Mn	0,005	0,006
П. п. п.	0,10	"	Ca	0,003	0,003
Сумма ...	99,58	99,93			

большинстве случаев отсутствует, а если иногда и встречается, то в очень незначительных количествах.

В габбро-норитах минерал образует удлиненные призматические кристаллы, имеющие обычно тонкопластинчатое строение, обусловленное структурами распада твердых растворов с выделением в ортопироксене диоксида. Состав последнего, по данным неполного химического анализа, выполненного на микрозонде «Сомеса» М-46 (аналитик Л. Пономарева), следующий (вес. %): SiO₂ = 52,50; Al₂O₃ = 0,90; FeO = 5,80; CaO = 24,40.

Состав ортопироксена, определенный по оптическим константам (*Ng* = 1,689 — 1,706; *Np* = 1,677 — 1,696; — 2*V* = 58 — 77°), колеблется по содержанию ферросилитового компонента от бронзита (19% Fs) до гиперстена (34% Fs) и в среднем отвечает высокожелезистому бронзиту (27% Fs). Параметры элементарной ячейки минерала (по 11 анализам) изменяются в пределах (Å): *a* = 18,276 — 18,336; *b* = 8,844 — 8,898; *c* = 5,209 — 5,229.

По сравнению с ромбическими пироксенами в гипербазитах (ср. с табл. 17 и 20) ортопироксен значительно более железистый, что сказывается и на продуктах вторичного изменения минерала, которые представлены амфиболом и хлоритами. Различия в химизме между ромбическими пироксенами в габбро-норитах и гипербазитах отражаются и в составе элементов-примесей (табл. 36). По данным этой таблицы видно, что при общем сходстве в наборе малых элементов геохимический спектр ортопироксенов габброидов характеризуется целым рядом особенностей. В частности, наиболее симптоматично появление в них таких элементов, как стронций, лантан и иттрий, которые специфичны для плагиоклазов габброидов. Кроме того, они содержат в повышенных

количествах цинк, а также свинец и молибден, которых нет в ромбических пироксенах гипербазитов.

Моноклинные пироксены являются неременной составной частью всех разновидностей габброидов и представляют собой главный компонент среди темноцветных породообразующих минералов, что позволяет привлекать его в качестве репера, по которому можно устанавливать различия, существующие между отдельными типами габброидов, а также между ними и гипербазитами.

В ортомагматических габброидах (габбро и габбро-нориты) моноклинные пироксены представлены авгитом со средним составом $\text{En} = 43\%$, $\text{Fs} = 12\%$, $\text{Wo} = 45\%$ и железистостью 18% (колебания

Таблица 36

Средние содержания элементов-примесей в ромбических пироксенах габбро-норитов и гипербазитов, вес. %

Элемент	Габбро-нориты (n-10)	Гипербазиты (n-18)
B	$4 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$
Sc	$1,4 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$
Ge	Не обн.	$2 \cdot 10^{-4}$
Ga	$1 \cdot 10^{-4}$	$3,6 \cdot 10^{-4}$
Zr	$7 \cdot 10^{-4}$	$2,8 \cdot 10^{-4}$
Pb	$8 \cdot 10^{-4}$	Сл.
Cu	$3,3 \cdot 10^{-3}$	$4,8 \cdot 10^{-3}$
Zn	$3,7 \cdot 10^{-2}$	$6,2 \cdot 10^{-3}$
Sn	Не обн.	Сл.
Mo	$2 \cdot 10^{-4}$	Не обн.
V	$6 \cdot 10^{-3}$	$6,8 \cdot 10^{-3}$
Y	$0,7 \cdot 10^{-4}$	Не обн.
Yb	Не обн.	"
La	$5 \cdot 10^{-4}$	"
Sr	$5 \cdot 10^{-2}$	"

от 4 до 30%), определенной по содержанию геденбергитовой молекулы. Величины оптических констант варьируют в следующих пределах (по 27 замерам): $N_g = 1,698 - 1,716$; $N_p = 1,668 - 1,684$; $cN_g = 38 - 48^\circ$; $+2V = 50 - 58^\circ$. Параметры элементарной ячейки по 11 анализам (A): $a = 9,751 \pm 0,016$; $b = 8,927 \pm 0,008$; $c = 5,253 \pm 0,008$; $\beta = 105^\circ 59' \pm 0^\circ 04'$ (приведенные данные соответствуют характеристикам для авгита; Гинзбург, 1970 г.) (см. рис. 25). Средний химический состав минерала приведен в табл. 37.

Другой состав имеют моноклинные пироксены из парагабброидов (троктолиты, алливалиты, оливиновые габбро и т. д.). Они представлены в основном диопсидами или эндиопсидами (см. рис. 25) с содержанием компонентов: $\text{En} = 45\%$; $\text{Fs} = 9\%$; $\text{Wo} = 46\%$, со средней железистостью (9 анализов) около 11% ($N_g = 1,697 - 1,707$; $N_p = 1,673 - 1,681$; $cN_g = 40 - 42^\circ$; $+2V = 50 - 57^\circ$) и размерами параметров

элементарной ячейки по 3 анализам (A): $a = 9,756 \pm 0,004$; $b = 8,922 \pm 0,012$; $c = 5,259 \pm 0,001$; $\beta = 106^\circ 09' \pm 0^\circ 12'$. Различия в составе между этими двумя разновидностями клинопироксенов хорошо выявляются из данных химических анализов минералов (см. табл. 37). Они заключаются в повышенном содержании в моноклинных пироксенах ортогабброидов закисного железа и окиси калия и пониженном — алюминия, кальция и хрома. Отличаются минералы между собой и по особенностям геохимических спектров (табл. 38). В частности, при общем наборе элементов-примесей в пироксенах парагабброидов на порядок больше ванадия, но меньше стронция и лантана, и отсутствует галлий.

Интересные результаты дает сравнительный анализ состава моноклинных пироксенов из различных типов габброидов и гипербазитов (табл. 39). Установлено, что пироксен из ортогабброидов резко отличается от пироксена из лерцолитов высокими содержаниями TiO_2 , FeO , MnO и значениями коэффициентов железистости и известковистости. С другой стороны, клинопироксен из лерцолитов содержит значительно больше Cr_2O_3 и P_2O_5 . Состав же моноклинных пироксенов из парагабброидов занимает промежуточное положение между составами минерала в ортогабброидах и перидотитах. В то же время примечательно, что клинопироксен из парагабброидов по большинству окислов не отлича-

**Средний химический состав моноклиновых пироксенов
из орто- и парамагматических габброидов, вес. %**

Окисел	Ортогаббро (n-11)		Парагаббро (n-5)		$t_{03}=2,15$
	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ	
SiO ₂	50,52	1,97	51,34	1,00	1,09
TiO ₂	0,35	0,27	0,39	0,22	0,31
Al ₂ O ₃	2,97	0,78	3,99	0,41	3,42
Fe ₂ O ₃	1,22	0,86	1,43	0,40	0,67
FeO	7,18	3,79	3,13	0,84	3,38
MnO	0,22	0,08	0,11	0,13	2,00
MgO	15,49	1,85	16,22	1,43	0,86
CaO	19,92	2,09	12,76	0,83	2,52
Na ₂ O	0,41	0,14	0,65	0,48	1,09
K ₂ O	0,06	0,04	0,01	0,01	3,94
Cr ₂ O ₃	0,12	0,13	0,59	0,42	2,45
NiO	0,03	0,03	0,02	0,02	0,78
CoO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
P ₂ O ₅	0,03	0,03	0,03	0,03	0,00
$\frac{Fe}{Fe+Mg} \cdot 100\%$	22,47	12,61	12,57	3,80	2,36
$\frac{Ca}{Ca+Mg} \cdot 100\%$	48,21	3,02	48,93	3,60	0,38

ется от моноклинового пироксена из метасоматических гипербазитов. Незначительные различия между ними состоят в том, что пироксен парагабброидов содержит повышенные количества Al₂O₃ и Fe₂O₃ и меньше MgO и K₂O.

Приведенные данные по химизму моноклиновых пироксенов и характеристике геохимических особенностей из различных типов габбро-

Т а б л и ц а 38

**Средние содержания элементов-примесей в моноклиновых пироксенах
габброидов, вес. %**

Элемент	Ортомагматич. габброиды (n-11)	Парамагматич. габброиды (n-4)	В основных породах, по А. П. Виноградову (1962)	Гипербазиты (см. табл. 32)
Mn	$2 \cdot 10^{-1}$	$3 \cdot 10^{-1}$	$2 \cdot 10^{-1}$	—
Ti	$9,7 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-1}$	$9 \cdot 10^{-1}$	—
Cr	$1 \cdot 10^{-1}$	$4 \cdot 10^{-1}$	$2 \cdot 10^{-2}$	—
Ni	$2 \cdot 10^{-2}$	$5 \cdot 10^{-2}$	$1,6 \cdot 10^{-2}$	—
Co	$1,5 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$4,5 \cdot 10^{-3}$	—
V	$8,5 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$4 \cdot 10^{-3}$
Cu	$5 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-3}$
Ga	$1 \cdot 10^{-4}$	Сл.	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-4}$
Mo	$2 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1,4 \cdot 10^{-4}$	—
Sr	$3 \cdot 10^{-2}$	$7,5 \cdot 10^{-3}$	$4,4 \cdot 10^{-2}$	—
Sc	$4 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-2}$	$2,4 \cdot 10^{-3}$	$2,6 \cdot 10^{-3}$
Zr	$2 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-3}$
Pb	$3 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$8 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-5}$
Zn	$1,5 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$1,3 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-3}$
La	$2 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$2,7 \cdot 10^{-3}$	—
Y	$2 \cdot 10^{-4}$	$0,2 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-5}$

идов и гипербазитов позволяют сделать важные выводы по генезису этих минералов.

Во-первых, они указывают на то, что моноклинные пироксены в орто- и парагабброндах образовались в разных условиях, а в парагабброндах и метасоматических гипербазитах — в близких или идентичных. С другой стороны, эти данные позволяют предполагать, что моноклинный пироксен парагабброндов кристаллизовался из гибридной магмы, возникающей в результате ассимиляции габбронидной магмой ультраосновного материала гипербазитов, в которые она внедрялась. Наконец, на основании результатов проведенных исследований можно утвер-

Таблица 39

Сравнительный анализ состава
моноклинных пироксенов
из габбронидов и гипербазитов,
вес. %

Окисел	Ортогабброн- диды при $t_{\text{кр}}=2,10$	Парагабброн- диды при $t_{\text{кр}}=2,18$	Парагабброн- метасоматиз. гипербазит при $t_{\text{кр}}=2,06$
SiO ₂	1,11	0,54	0,56
TiO ₂	3,21	3,30	1,00
Al ₂ O ₃	1,20	3,53	2,73
Fe ₂ O ₃	0,11	0,67	2,49
FeO	3,38	2,27	0,17
MnO	5,35	0,34	0,34
MgO	6,71	4,93	2,97
CaO	0,01	3,16	0,18
Na ₂ O	0,33	1,18	1,25
K ₂ O	0,00	4,55	3,22
Cr ₂ O ₃	8,80	1,30	0,88
NiO	1,49	1,59	1,08
CoO	2,22	2,22	1,61
P ₂ O ₅	2,20	2,14	1,35
$\frac{\text{Fe}}{\text{Fe}+\text{Mg}} \cdot 100\%$	3,90	2,72	0,76
$\frac{\text{Ca}}{\text{Ca}+\text{Mg}} \cdot 100\%$	4,58	3,48	1,68

Примечание. Данные таблицы получены по результатам обработки данных табл. 29 и 37.

ждать, что моноклинный пироксен в верлитах и пироксенитах (метасоматические гипербазиты) образовался в гипербазитах под воздействием основной интрузии и сопровождался привнесом в гипербазиты глинозема, кальция и железа. Этот процесс протекал в щелочной среде, где существенную роль играл натрий.

Плагноклазы, являясь основной составной частью всех разновидностей габбронидов, представляют собой тот элемент породы, который несет наибольшую информацию о ее генезисе, позволяя наиболее четко и полно устанавливать как черты различия, так и сходства между выделяемыми типами габбро. Именно этим можно объяснить повышенный интерес к плагноклазам при изучении минералогии основных пород. Результаты исследований, полученных сначала автором, а впоследствии главным образом Ф. П. Лесновым (Пинус и др., 1973), показали, что такой подход к основному породообразующему минералу габбронидов был вполне оправданным.

Количество плагноклаза в породах, как уже указывалось, очень неравномерное. Для ортомагматических разновидностей габбро колебания в его содержании очень малы, минерал обычно образует хорошо оформленные призматические кристаллы, степень идиоморфизма которых выше относительно темноцветных минералов. В парагаб-

брондах же количество плагноклаза изменяется в очень широких пределах — от 90—95% в лейкократовых разновидностях пород до 10—15% в меланократовых. Характерным для этой группы габбронидов является и габбитус плагноклазов, которые в описываемых породах отличаются своим ксеноморфизмом по отношению к пироксену.

Однако наиболее примечательным в различии плагноклазов из выделяемых типов габбронидов является разный состав минерала. Как показали результаты оптических исследований и химических анализов (табл. 40), в парагабброндах плагноклазы представлены в основном битовнитом, а в ортогаббро — анортитом. Характерно при этом то, что в первых колебания в составе полевого шпата более широкие. Состав минералов, так же как и их вариации, обусловлен поведением натрия

Средний состав плагиоклазов и распространенность законов двойникования в них по оптическим данным и результатам химических анализов

Порода	Средний состав плагиоклазов, Ап %			Частота встречаемости законов двойникования, %						
	$\bar{x}$	σ	n	альби- тового	перик- лино- вого	акли- нового	альбит- карлс- батско- го	мане- бахско- го	карлс- балс- кого	колич. замер- ов
Ортогабброиды .	93,4	2,3	35	48	22	10	14	5	1	96
Парагабброиды .	87,4	5,5	19	32	34	6	12	16	0	50

(табл. 41). Калий же и кальций в них при равных средних содержаниях значительно отличаются по величине отношений дисперсий.

Для установления формы вхождения калия в минерале на дифрактометре УРС-50И на медном излучении было проанализировано 25 образцов плагиоклаза. Рентгенометрические исследования показали, что калий входит в состав криптоантипертитовых вростков калишпата, что было затем подтверждено съемкой в лучах калия на микроанализаторе «Сомеса» М-46 (Пинус и др., 1973). Установлено, что криптопертиты характерны главным образом для плагиоклазов из парагабброидов, в ортогаббро они встречаются чрезвычайно редко. По мнению Ф. П. Леснова (Пинус и др., 1973), наличие криптопертитовых вростков калишпата обуславливает и специфику ИК-спектров плагиоклазов разного типа. Так, для плагиоклазов из парагабброидов характерно, что полосы 930 и 1015 см⁻¹ имеют одинаковую интенсивность, либо полоса 1015 см⁻¹ более интенсивная. В ортомагматических же габброидах у плагиоклазов всегда более интенсивна полоса 930 см⁻¹, что связано прямо пропорционально с температурой отжига образцов.

Особенности состава плагиоклазов сказываются и на характере двойникования минерала (см. табл. 40). Данные этой таблицы находятся в хорошем согласии с закономерностью, установленной В. Н. Лодочниковым (1955), показавшим, что в более богатых кальцием плагиоклазах метасоматических пород преобладают периклиновый и аклиновый законы двойникования.

Предположив, что плагиоклазы парамагматических габброидов кристаллизуются из гибридизированной основной магмы, мы изучили термолюминесцентные их свойства, так как интенсивная стимулированная люминесценция связана со степенью насыщенности кристаллической решеткой минерала примесными и тепловыми микродефектами (Deroulede e. a., 1964). Оказалось, что в плагиоклазах из парагабброидов термолюминесценция гораздо интенсивнее, чем в плагиоклазах из ортогабброидов (Леснов, Серебрянников, 1972), что может служить косвенным указанием на то, что кристаллизация их происходила из расплава, загрязненного чужеродным материалом. Исходя из того, что по геологическим данным таким материалом могло быть только вещество гипербазитов, можно было ожидать, что влияние этого вещества скажется на геохимическом спектре плагиоклазов из различных типов пород.

Таблица 41

Средние содержания кальция и щелочей в плагиоклазах различных типов габброидов (по частным и полным химическим анализам), вес. %

Оксид	Ортогаббро (n=15)		Парагаббро (n=13)		t _{0,5} =2,06
	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ	
Na ₂ O	1,28	0,34	1,67	0,48	2,44
K ₂ O	0,15	0,10	0,24	0,56	0,56
CaO	17,95	0,71	17,30	1,30	1,63

Данное предположение подтвердилось. Действительно, плагиоклазы из парагабброндов обогащены такими характерными для исследованных гипербазитов элементами, как марганец, хром, свинец и бор, но содержат значительно меньше специфических для основных пород компонентов: ванадия, меди, скандия и в несколько пониженных количествах титана (табл. 42).

Обращают на себя внимание высокие содержания в плагиоклазах парагабброндов стронция по сравнению с плагиоклазами ортогабброндов. Последнее указывает на то, что кристаллизация полевого шпата в парагабброндах происходила из расплава, обогащенного Na_2O , так как известно, что стронций подвижен в щелочной среде в присутствии натрия (Ферсман, 1953 г.). Это не противоречит фактическим данным (см. табл. 43).

Таким образом, вся сумма приведенных фактов показывает, что кристаллизация плагиоклазов в пара- и ортомагматических габброндах

Таблица 42
Средние содержания элементов-примесей
из плагиоклазов пара- и ортомагматических
габброндов, вес. %

Элемент	Парагаббронды (n=13)		Ортогаббронды (n=16)	
	частота встречаемости, %	ср. содерж.	частота встречаемости, %	ср. содерж.
Mn	10	$1,3 \cdot 10^{-2}$	16	$9,2 \cdot 10^{-3}$
Ti	10	$2,9 \cdot 10^{-2}$	16	$3,1 \cdot 10^{-2}$
Cr	5	$1,8 \cdot 10^{-3}$	9	$1,2 \cdot 10^{-3}$
Ni	10	$1,7 \cdot 10^{-3}$	16	$1,9 \cdot 10^{-3}$
Co	5	$0,4 \cdot 10^{-4}$	8	$3 \cdot 10^{-4}$
V	10	$1,5 \cdot 10^{-3}$	16	$2 \cdot 10^{-3}$
Cu	10	$2,1 \cdot 10^{-3}$	16	$3 \cdot 10^{-3}$
Sr	13	$1,1 \cdot 10^{-1}$	16	$6 \cdot 10^{-2}$
Pb	2	$2,4 \cdot 10^{-4}$	2	$0,1 \cdot 10^{-4}$
Mo	3	$1 \cdot 10^{-4}$	4	$1 \cdot 10^{-4}$
Sn	1	$0,3 \cdot 10^{-4}$	—	—
Zn	13	$2 \cdot 10^{-4}$	12	$1 \cdot 10^{-4}$
Sc	1	$1 \cdot 10^{-4}$	3	$2 \cdot 10^{-4}$
Ba	10	$3 \cdot 10^{-4}$	16	$2 \cdot 10^{-4}$
La	13	$2,8 \cdot 10^{-3}$	15	$2,5 \cdot 10^{-3}$

Примечание. Mn, Ti, Cr, Ni, Co, V, Cu, Pb, Sn, В определены количественным анализом, остальные — полуколичественным спектральным.

позволяют рассматривать эти породы как контактовоизмененные, перенесшие процессы полевошпатизации под воздействием на них магмы основного состава.

Акцессорные минералы. В габброндах акцессории представлены магнетитом, шпинелидами и гранатом. В распределении их устанавливается четкая закономерность, которая выражается в том, что в ортогабброндах акцессорный минерал представлен только магнетитом, а в парагабброндах — магнетитом и шпинелидами.

В ортомагматических габброндах магнетит встречается постоянно и образует мелкие идиоморфные зерна, располагающиеся как внутри главных порообразующих минералов, так и в интерстициях между

происходила в различных условиях, но из единого родонального расплава основного состава. Специфическая обстановка образования плагиоклазов парагабброндов вызвана изменениями физико-химических параметров кристаллизации магмы в контактовых частях интрузивов. Эти изменения обусловлены процессами ассимиляции магмой основного состава ультраосновного вещества гипербазитов, которые предопределили специфику состава, структурных и геохимических особенностей не только плагиоклазов, но и других порообразующих минералов пара- и ортогабброндов, а также пород в целом.

С другой стороны, идентичность состава плагиоклазов из парагабброндов и полевошпатсодержащих гипербазитов (Пинус, Велинский и др., 1973), приуроченность последних к экзоконтактовым частям габбровых интрузий, а также формы выделения плагиоклазов в гипербазитах

ними. Количество его обычно невелико, редко достигает 1,0% от общего объема породы. Наряду с этим в отдельных случаях содержание его доходит до 10—15%, и тогда породы приобретают сидеронитовую структуру. Чаще всего это наблюдается в дайках, рвущих массивы гипербазитов, что характерно в основном для Камчатско-Вывенской зоны.

В составе описываемых магнетитов, как показали результаты химических анализов, всегда содержится повышенное количество титана, что позволяет относить их к титаномagnetитам (Пинус и др., 1973).

В парамагматических породах магнетит в составе аксессуариев встречается спорадически и наряду с индивидуализированными кристаллами в оливинсодержащих габброндах образует мелкую сыпь в результате серпентинизации оливина. Совместно с магнетитом или без него в парагаббро нередко присутствуют шпинелиды, причем характерно, что в одном и том же образце обнаружены как бурые хромистые, так и бесхромовые прозрачные голубоватые глинозем-магнезиальные их разновидности. При этом в отдельных образцах со шпинелями встречается гранат из группы пиральспитов (табл. 43).

Т а б л и ц а 43

Химический состав аксессуарных минералов (вес. %) из троктолита (обр. 47)

Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃
Голубая шпинель	0,37	Сл.	71,10	11,27	Сл.	19,91	0,01	Сл.	Не обн.	Не обн.
Хромшпинель . . .	0,31	"	50,90	14,43	"	16,18	0,03	"	Сл.	14,32
Гранат	43,97	"	23,06	11,25	0,06	14,53	9,60	"	Не обн.	Сл.

П р и м е ч а н и я: 1. Анализы выполнены на микроанализаторе «Сотеса» MS-46 (аналитик Л. Н. Поспелова, ИГиГ СО АН СССР). 2. Все железо дано в закисной форме.

Своеобразие в составе аксессуариев парагабброндов и их минералогия, по нашему мнению, являются убедительными факторами, подтверждающими высказанную точку зрения о кристаллизации пород группы парагабброндов из гибридного расплава, состав которого определился в результате взаимодействия основной магмы с ультраосновным веществом гипербазитов.

ВОПРОСЫ ПЕТРОЛОГИИ ГИПЕРБАЗИТОВ

В предыдущей главе были освещены петрографические и минералогические особенности гипербазитов и ассоциирующих с ними габброидов. Ниже будут показаны специфика химического состава отдельных типов пород, закономерности, которые удалось установить при анализе их химизма по отдельным поясам, зонам и складчатым системам, а также модельные построения автора, с помощью которых им объясняется весь комплекс наблюдаемых фактов.

Аналитический материал обрабатывался с помощью методов математической статистики. Вычисления были выполнены на ЭВМ М-20 и М-220 в ВЦ СО АН СССР. Полученные результаты базируются на основе 298 полных химических силикатных анализов, из которых 50 заимствованы из фондовых и опубликованных работ, а остальные были выполнены в химической лаборатории Института геологии и геофизики СО АН СССР (табл. 44). В лабораториях института выполнены и все геохимические (более 1000 полуколичественных и полных спектральных анализов) аналитические работы.

В связи с близостью химического состава различных петрографических разновидностей гипербазитов мы отказались от традиционной методики пересчета химических анализов на числовые характеристики по методу А. Н. Заварицкого и Н. Д. Соболева, поскольку фигуративные точки векторов в этом случае располагаются настолько кучно, что пользование диаграммами становится практически невозможным. Для изображения особенностей состава отдельных видов пород и изменения их химизма в зависимости от принадлежности к тому или иному поясу, зоне или складчатой системе привлекались гистограммы распределения отдельных пороодообразующих окислов. При этом, если содержания окислов в сравниваемых совокупностях не различались значимо, то на гистограммах величины их давались одним уровнем с абсолютной величиной, равной среднему из суммы двух значений.

Специфика химического состава отдельных разновидностей гипербазитов хорошо выявляется из данных табл. 45, 46 и рис. 28.

В общем для ультраосновных пород Корякско-Камчатской области присущи все те же признаки, которые отмечаются для гипербазитов и в других складчатых структурах Земли. Так, наиболее распространенные среди них дуниты, гарцбургиты и лерцолиты, представляющие в большинстве массивов основную часть пород (97—98%), характеризуются следующими особенностями химизма.

Все они являются образованиями, состоящими на 80—85% из кремнезема и окиси магния, которые находятся между собой в отношении, близком к единице (0,9—1,1). Третий главный компонент пород — железо, главным образом в закисной форме. Суммарное содержание его около 8%, иногда 11—12%, средняя железистость для всех разновидностей пород одинаковая, составляет ~ 10%.

Остальные компоненты в составе описываемых пород резко подчинены. На их долю в сумме приходится 6—7%, из которых главная роль принадлежит окиси кальция и глинозема. Количество последних

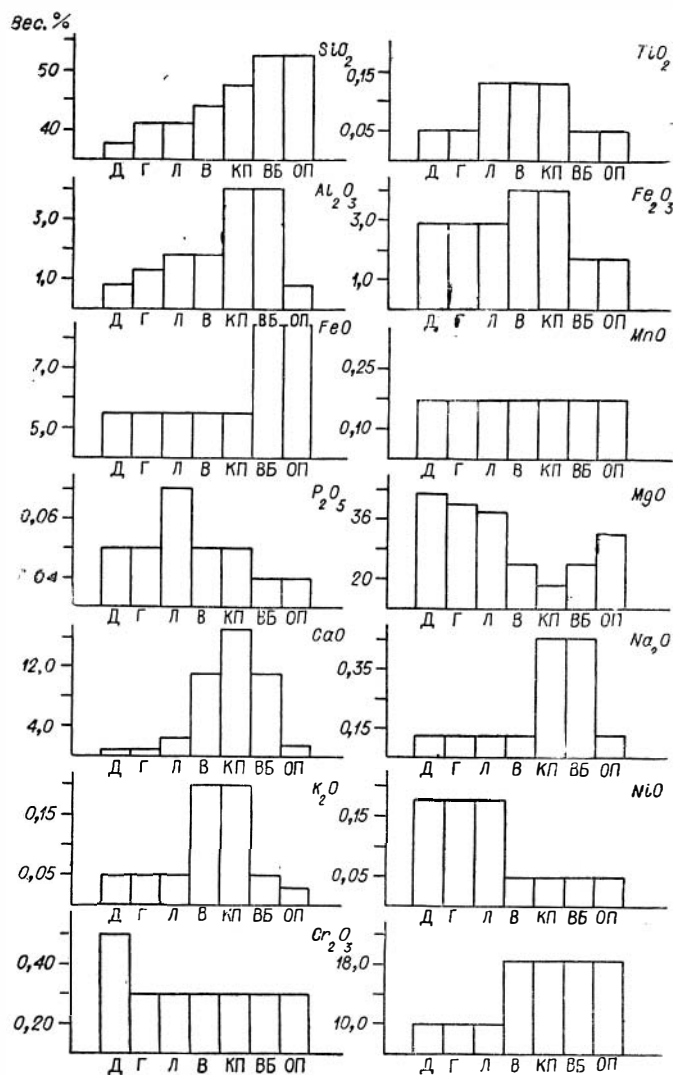


Рис. 28. Распределение породообразующих окислов в различных петрографических разновидностях гипербазитов.

возрастает от дунитов к лерцолитам и изменяется таким образом: CaO — от следов до 5,0%, Al_2O_3 — от 0,4 до 2,8%. Такие же окислы, как Cr_2O_3 ; NiO , MnO , TiO_2 , P_2O_5 , и щелочи встречаются в долях процента. Среди них в наибольшем количестве присутствует окись хрома, повышенные концентрации которой ($0,51 \pm 0,33\%$) приурочены к дунитам. Содержания NiO , MnO и Na_2O составляют в среднем соответственно 0,18; 0,16 и 0,12%, а окиси титана, фосфора и калия представлены исчезающе малыми количествами. Несколько повышенные концентрации окиси титана и фосфора фиксируются в лерцолитах.

По химизму от описанных пород заметно отличаются верлиты и пироксениты. Для них характерны значительно большие содержания кремнезема (от 42 до 56%) и меньшие — окиси магния (21—33%), находящиеся между собой в соотношениях 1,7—2,6.

Резко по отношению к дунитам, гарцбургитам и лерцолитам в верлитах и клинопироксенитах возрастает содержание окиси кальция (от 10 до 20%) и глинозема (до 7—8%), распределение которых в породах очень неравномерное. Кроме того, в них увеличивается количество сум-

Химические анализы ультраосновных и основных пород Корякско-Камчатской складчатой области, вес. %

Порода	№ п/п.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O—	П. п. п.	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	NiO	F	Сумма
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19

Ультраосновные породы

Западно-Чукотский гипербазитовый пояс

Дуниты	1	36,05	Н. д.	2,19	2,59	6,18	0,09	44,03	Н. д.	0,10	0,05	0,78	7,80	Н. д.	0,20	He обн.	9,7	100,06
	2*	34,55	"	1,93	5,85	5,22	0,28	38,95	0,30	0,16	0,11	0,95	10,74	"	0,40	0,07	13,0	99,51
	3	40,87	He обн.	0,93	He обн.	7,33	0,12	43,70	1,21	0,07	He обн.	Н. д.	5,59	0,03	0,32	0,27	8,6	100,44
	4*	34,85	"	2,39	3,15	5,78	0,12	41,78	0,24	0,04	0,02	Н. д.	10,51	0,06	0,33	0,25	10,5	99,92
	5	40,80	"	1,06	0,93	6,18	0,10	42,65	1,21	0,12	0,01	0,20	6,02	0,02	0,30	0,24	8,5	99,84
	6	41,39	"	3,05	0,25	6,98	0,10	38,30	2,42	0,30	He обн.	0,10	6,58	0,06	0,33	0,20	9,6	100,06
	7	40,40	"	0,53	0,44	6,82	0,12	44,74	0,24	0,05	"	He обн.	5,67	0,04	0,33	0,24	8,3	99,62
	8*	35,36	0,06	1,06	4,04	5,73	0,16	42,65	0,48	He обн.	"	Н. д.	8,93	0,06	0,64	0,38	11,0	100,28
	9*	40,60	He обн.	2,39	2,74	7,49	0,16	36,30	5,34	0,10	0,03	0,46	4,32	0,05	He обн.	0,12	13,3	101,16
	10	35,82	"	1,06	2,44	5,58	0,13	43,89	0,24	He обн.	He обн.	0,92	9,54	0,06	0,16	0,19	9,0	100,02
Гарибурги- ты	11	38,73	0,03	0,78	4,83	3,80	0,10	39,70	0,93	0,22	0,10	0,74	10,1	0,04	0,32	0,15	10,4	100,63
	12	41,91	0,04	2,11	3,02	4,09	0,14	36,90	0,54	0,51	Сл.	0,70	39,25	He обн.	0,52	0,28	9,4	100,02
	13	39,30	0,08	1,80	2,79	4,26	0,19	36,52	0,90	0,03	0,02	0,64	12,28	Н. д.	0,34	0,89	9,5	100,09
	14	39,14	0,05	1,22	5,84	2,27	0,08	36,70	0,83	0,34	0,14	0,82	11,94	0,06	0,48	0,16	10,3	100,07
	15	41,65	0,06	1,97	3,01	4,67	0,11	39,05	1,12	0,13	0,06	0,05	7,10	0,10	0,42	0,25	9,6	99,75
	16	39,30	0,05	1,42	5,11	2,58	0,12	37,75	0,60	0,14	Сл.	0,76	11,44	0,03	0,46	0,16	9,6	99,92
	17	39,83	0,01	0,64	4,06	3,91	0,09	41,51	0,60	0,13	0,12	1,20	6,98	Н. д.	0,44	0,39	9,2	99,91
	18	42,61	0,52	1,75	2,50	6,37	0,12	43,04	0,93	0,25	0,18	0,22	1,00	"	0,37	0,30	10,2	100,16
	19*	41,54	0,06	3,38	0,82	7,59	0,12	39,77	2,08	0,35	0,16	0,13	3,09	0,02	Н. д.	Н. д.	10,5	99,11
	20	42,79	Н. д.	1,26	1,78	6,18	0,14	43,72	0,11	0,03	0,30	0,43	3,00	Н. д.	0,12	0,27	9,1	100,13
	21	39,45	0,10	0,92	3,78	4,04	0,08	37,95	0,69	0,13	0,07	0,57	11,47	"	0,51	0,21	9,9	100,27
	22	42,81	He обн.	2,92	He обн.	7,54	0,12	39,52	2,66	0,29	0,03	He обн.	3,43	0,02	0,33	0,24	9,7	99,91
	23	42,70	"	1,06	0,14	7,16	0,08	44,48	0,36	0,06	He обн.	"	3,33	0,04	0,26	0,25	8,5	99,92
	24	42,50	"	0,93	0,74	6,32	0,11	45,48	0,26	0,10	0,04	"	3,12	0,05	0,14	0,27	7,8	100,06

Лерцолиты	25	41,62	0,05	1,10	1,10	6,28	0,11	40,30	1,42	0,06	0,01	0,20	7,35	0,15	0,39	0,30	9,3	100,44
	26*	35,10	0,04	4,11	1,55	6,20	0,21	36,16	0,51	0,05	0,05	0,72	14,94	He обн.	0,40	0,24	13,3	100,28
	27	39,76	0,04	3,34	1,53	4,13	0,13	39,80	1,55	0,34	0,07	0,66	9,59	0,06	0,36	He д.	9,3	100,59
	28	38,78	0,06	5,27	2,51	2,51	0,12	34,93	2,89	0,07		1,18	11,13	0,04	0,75	10,4	99,80	
	29	39,30	0,05	2,36	2,36	4,74	0,11	38,10	1,42	0,08	0,01	0,44	11,63	0,16	0,39	0,27	9,2	100,41
	30	37,76	Сл.	1,10	3,38	4,13	0,09	38,10	1,18	0,06	0,01	0,32	13,29	0,31	0,32	0,24	9,5	100,29
	31	39,30	0,12	5,80	3,14	3,59	0,08	37,80	2,00	0,14	0,09	0,20	6,45	0,02	He д.	He д.	8,5	99,63
	32*	42,82	0,08	3,70	2,58	5,00	0,10	39,34	2,82	0,26	0,16	0,48	2,27	He д.	0,39	0,32	10,7	100,41
	33	41,23	He обн.	1,86	1,75	5,60	0,12	41,26	1,21	0,20	0,05	0,18	5,62	0,04	0,20	0,24	8,9	99,56
	34	43,36	"	1,46	1,32	5,87	0,12	39,82	1,57	0,05	He обн.	0,28	5,47	0,04	0,20	0,25	9,0	99,81
	35	41,20	"	1,33	1,71	5,17	0,10	40,39	1,45	0,07	0,03	He обн.	7,97	0,03	0,33	0,27	8,6	100,05
	36	42,94	"	2,12	1,25	6,32	0,12	42,78	0,85	0,06	0,03	0,40	2,26	He обн.	He д.	He д.	8,9	99,13
	37	41,21	"	1,59	2,47	5,03	0,14	42,03	1,21	0,03	0,01	0,34	6,33	0,04	0,14	0,19	8,9	100,76
	38	43,67	"	2,12	He обн.	7,71	0,14	42,65	1,82	0,11	He обн.	He обн.	1,31	0,03	0,20	0,27	9,2	100,03
	39	35,86	0,03	1,33	2,91	5,14	0,15	41,39	0,73	He обн.	"	0,93	10,33	0,03	0,36	0,18	9,4	99,37
Верлиты	40	42,76	He обн.	1,33	0,53	6,80	0,13	35,25	8,26	0,25	0,04	0,50	3,82	0,06	0,32	0,15	10,2	100,08
	41	46,11	0,16	3,10	3,29	4,30	0,12	24,11	15,11	He д.	0,14	0,32	3,50	He обн.	He обн.	0,22	14,0	100,16
	42	44,00	0,23	2,90	2,36	4,85	0,13	26,87	12,14	0,16	0,01	0,50	5,20	0,06	0,40	0,07	13,5	99,70
	43	48,16	0,12	1,86	2,49	4,55	0,14	22,11	16,74	0,21	He обн.	0,26	3,06	0,03		0,07	13,7	100,20
Пироксени- ты	44	55,50	He обн.	4,61	1,11	3,16	0,17	32,99	1,46	0,08	—	0,22	0,67	He д.	0,40	He д.	11,20	100,37
	45	41,11	1,15	3,16	12,47	10,70	0,22	9,80	16,20	0,53	0,06	0,21	3,81	0,10	He д.	0,06	43,8	99,57
	46	52,27	0,07	0,97	3,10	4,20	0,11	20,12	17,64	0,11	0,11	0,03	1,36	He д.	0,32	0,06	12,3	100,52
	47	52,40	0,09	0,97	1,97	3,45	0,13	16,99	22,99	0,64	0,26	0,20	0,64	He д.	He д.	He д.	12,5	100,72
	48	49,06	0,16	2,44	1,96	2,13	0,11	20,07	19,18	0,27	He обн.	0,34	3,02	0,07	0,72	0,06	10,1	99,59
	49	48,24	0,16	2,23	3,57	2,35	0,12	17,45	21,56	0,20	0,05	0,22	2,50	0,05	0,72	0,04	12,4	99,45
	50	41,28	0,30	3,13	12,84	5,58	0,11	14,48	17,24	0,15	He обн.	0,34	3,74	0,05	0,19	0,04	24,3	99,57
	51	49,68	He обн.	2,09	2,12	1,54	0,12	19,20	21,36	0,25	"	0,14	2,74	0,06	0,40	0,04	9,0	99,75
Дуниты	52*	35,20	0,12	4,47	0,77	4,92	0,17	40,67	1,44	He обн.	He обн.	1,36	9,41	0,11	1,03	0,27	11,0	99,94
	53	41,15	Сл.	1,31	0,71	5,91	0,11	45,52	0,28	0,10	0,05	0,10	3,30	0,06	0,36	0,27	8,0	99,24
	54	39,42	0,20	0,17	He обн.	6,36	0,09	50,20	He обн.	0,04	0,01	0,08	1,22	Сл.	2,02	0,28	6,8	100,09
	55*	39,15	He обн.	2,64	0,37	7,71	0,14	45,83	0,28	0,05	0,07	0,10	1,35	0,02	1,79	0,21	11,2	99,89
	56	34,80	"	2,83	0,24	3,49	0,11	43,32	0,28	0,08	0,07	0,60	12,95	0,01	1,20	0,26	7,3	100,24
	57	39,65	0,03	3,27	0,35	4,23	0,11	44,93	0,14	0,13	0,06	0,15	7,00	0,06	0,44	0,26	8,2	100,81
	58*	36,05	He обн.	4,14	0,93	7,28	0,19	44,22	Сл.	0,07	0,08	0,20	1,35	0,01	5,00	0,29	12,3	99,81
	59	43,57	0,06	0,51	0,52	7,20	0,13	46,55	0,14	Сл.	0,01	0,20	0,44	He д.	0,46	0,30	8,4	100,14
60	43,16	0,06	0,37	0,67	7,42	0,13	47,00	0,14	0,01	0,01	0,15	0,87	"	0,44	0,30	8,7	100,74	

Корякский и Хатырский гипербазитовые пояса

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
Дуниты	61	39,50	He обн.	0,24	2,97	5,09	0,14	43,21	1,39	0,04	0,08	0,30	6,05	0,01	0,45	0,29	9,2	99,70
	62	37,70	0,03	0,35	2,63	6,57	0,11	46,55	0,14	0,11	0,06	0,45	4,50	0,11	0,56	0,27	9,6	99,69
	63	37,65	He обн.	0,15	1,20	5,53	0,09	46,83	Сл.	0,04	0,06	0,05	6,90	0,01	0,49	0,31	7,4	99,71
	64	37,78	0,03	0,90	2,60	4,26	0,14	45,81	0,14	0,06	0,06	0,05	8,06	0,03	0,32	0,36	6,2	100,60
	65	40,46	0,01	1,03	1,00	4,72	0,19	40,37	1,32	0,04	0,03	0,49	9,90	0,25	Н. д.	Н. д.	7,1	99,81
Гарцбургиты	66*	40,11	0,03	1,97	5,82	7,66	0,26	32,09	1,96	0,11	0,07	0,10	8,73	0,03	0,48	0,15	18,4	99,57
	67*	40,36	0,10	7,09	1,69	6,71	0,14	29,20	4,73	0,09	0,01	0,88	8,87	0,07	0,54	0,05	13,7	100,57
	68	38,86	He обн.	1,13	4,85	3,41	0,12	37,64	0,84	He обн.	He обн.	0,30	12,18	0,11	0,44	0,26	10,4	100,10
	69	40,26	0,03	1,07	4,19	3,41	0,12	36,86	0,96	"	"	0,22	11,84	0,07	0,39	0,25	9,8	99,67
	70*	47,48	0,07	1,39	0,78	11,42	0,24	34,09	1,26	"	"	0,14	2,17	0,13	0,36	0,08	16,7	99,61
	71*	46,42	0,02	1,13	2,20	9,12	0,21	36,08	0,84	"	"	0,18	2,82	0,02	0,60	0,14	14,8	99,78
	72*	45,66	0,05	1,39	2,00	12,79	0,26	31,93	0,66	"	"	0,40	4,10	0,04	0,39	0,14	20,5	99,59
	73	37,62	0,07	0,77	3,72	3,63	0,11	41,36	He обн.	"	0,12	0,24	3,32	0,07	0,36	0,25	8,6	99,52
	74*	44,46	0,11	1,39	2,11	10,99	0,16	35,39	0,84	"	"	0,30	8,75	0,01	0,54	0,14	16,9	99,88
	75*	35,95	0,13	4,55	9,99	6,89	0,21	30,46	1,87	0,19	0,08	Н. д.	8,63	0,02	Н. д.	Н. д.	22,7	98,97
	76	37,15	He обн.	0,14	2,01	5,53	0,14	44,88	0,28	0,04	0,07	0,30	8,75	0,01	0,09	0,30	8,5	99,69
	77	41,40	0,03	0,27	1,94	5,69	0,08	45,82	0,14	0,12	0,07	0,10	4,20	0,05	0,48	0,27	8,4	100,66
	78*	42,65	He обн.	1,17	1,51	9,60	0,14	42,62	0,28	0,04	0,06	0,15	1,61	Сл.	0,36	0,37	12,6	100,44
	79	41,05	0,03	1,07	1,93	6,13	0,11	42,75	0,28	0,15	0,08	0,05	5,05	0,09	0,40	0,34	9,3	99,41
	80	40,90	0,09	1,17	2,75	5,11	0,11	43,41	0,14	0,12	0,07	0,20	5,60	0,05	0,50	0,43	9,0	100,56
	81	42,00	He обн.	0,40	3,31	6,11	0,09	44,62	0,28	0,06	0,06	0,30	2,80	0,01	0,34	0,37	10,3	100,68
	82	40,80	0,09	0,27	2,75	5,40	0,14	45,66	0,14	0,12	0,06	He обн.	4,75	0,05	0,48	0,39	8,9	100,98
	83	41,90	0,03	1,79	1,13	6,42	0,11	45,23	0,28	0,15	0,07	"	2,30	0,05	0,40	0,39	8,4	100,15
	84	40,90	0,03	0,18	2,60	6,03	0,14	43,59	0,14	0,06	0,06	"	6,27	0,03	0,29	0,43	9,7	100,63
	85	42,00	0,03	0,90	1,73	6,53	0,18	41,17	0,14	0,11	0,06	"	6,15	0,05	0,40	0,37	8,5	99,72
	86	41,50	0,03	1,00	1,94	5,69	0,17	45,01	0,28	0,15	0,07	0,10	3,00	0,08	0,37	0,33	8,5	99,72
	87	41,00	0,09	0,53	1,48	6,42	0,14	44,32	0,14	0,13	0,08	0,10	4,20	0,05	0,26	0,26	8,9	99,20
	88	41,30	0,02	0,11	3,77	2,66	0,19	36,96	0,13	0,01	0,01	2,13	13,07	He обн.	0,91	Н. д.	8,5	100,07
	89	41,59	0,05	0,20	4,24	2,54	0,44	38,00	0,43	0,02	0,01	1,08	12,06	"	0,63	"	8,5	100,21
	90	39,09	Сл.	1,92	4,08	3,58	0,24	37,54	0,29	0,13	Сл.	1,01	12,32	0,03	1,41	"	9,9	100,63
Лерцолиты	91*	39,70	0,01	2,05	4,05	5,72	0,30	37,24	1,81	He обн.	0,02	0,69	8,28	0,06	Н. д.	Н. д.	12,3	99,93
	92	37,46	0,01	2,05	2,99	4,29	0,06	36,90	3,73	"	He обн.	0,89	11,52	0,05	"	"	9,7	99,95
	93	40,20	0,01	2,05	3,09	4,72	0,19	38,33	2,64	0,04	0,01	0,61	7,84	0,11	"	"	9,8	99,84

Верилгы	94*	38,66	0,30	2,04	5,00	3,26	0,13	37,80	1,09	0,08	Н. д.	Н. д.	12,34	Н. д.	0,17	"	10,3	100,87
	95*	36,74	0,29	3,66	9,21	10,66	0,28	29,80	2,60	0,19	0,02	0,02	7,10	"	0,06	"	26,4	100,63
	96*	40,00	0,97	0,38	1,42	7,52	0,20	43,93	0,14	0,07	0,06	0,06	0,10	0,31	0,48	0,31	10,10	100,24
	97	41,96	0,03	2,15	2,20	5,98	0,17	38,54	1,96	0,12	0,06	0,06	0,603	0,52	0,58	0,25	10,50	100,05
	98*	47,54	0,13	1,25	2,84	9,92	0,11	32,80	2,26	0,19	0,09	0,09	2,00	0,07	0,58	0,07	17,6	99,83
	99*	47,34	0,05	0,50	1,32	8,70	0,23	34,52	1,77	0,06	0,03	0,03	4,83	0,12	0,34	0,12	13,8	100,22
Бронзититы	100	39,05	0,31	7,17	6,10	5,29	0,17	23,73	9,72	0,10	Н. д.	Н. д.	8,72	Н. д.	0,17	Н. д.	20,3	100,39
	101	42,72	0,04	4,00	5,42	5,01	0,38	25,35	10,46	0,20	0,01	0,01	5,60	"	0,06	"	18,0	99,82
	102	43,86	0,05	4,00	6,58	6,57	0,41	20,51	14,08	0,15	0,02	0,02	3,39	0,46	0,22	"	25,4	99,99
	103	47,45	He обн.	1,25	4,14	4,51	0,14	23,65	12,95	0,15	0,07	0,05	4,55	0,55	0,22	0,05	16,4	99,69
	104	49,96	0,49	2,26	1,44	4,46	0,16	20,07	19,18	0,10	0,27	0,19	2,05	0,19	0,37	He обн.	13,8	100,45
	105	40,42	0,15	2,73	8,10	5,91	0,23	26,74	7,18	1,16	С.д.	0,16	8,80	0,16	0,72	"	21,7	100,43
Дноспидиты	106	53,12	0,20	0,30	He обн.	11,78	0,25	31,30	0,95	0,08	0,02	0,02	2,00	0,08	0,25	0,06	17,5	100,45
	107	54,40	He обн.	0,40	1,32	8,30	0,14	31,55	1,39	0,06	0,08	0,08	1,00	0,35	0,40	0,01	11,4	99,41
	108	54,78	0,03	0,72	0,94	12,20	0,20	28,86	0,70	0,09	0,07	0,07	1,39	0,10	0,22	0,03	20,3	100,36
	109	54,25	He обн.	0,93	1,14	10,33	0,14	29,75	1,39	0,21	0,08	0,05	1,74	0,05	0,32	С.д.	16,0	100,31
	110	55,30	"	1,30	0,52	8,73	0,11	30,75	1,85	0,09	0,08	0,08	0,97	0,05	0,37	He обн.	14,3	100,19
	111	54,00	0,09	1,97	1,83	10,37	0,06	30,03	1,20	0,17	0,08	0,08	0,50	"	0,50	0,11	18,2	100,96
Вебстериты	112	54,50	0,03	1,07	0,25	5,57	0,02	36,83	1,12	0,17	0,08	0,08	0,20	"	0,72	0,06	8,2	100,66
	113	45,54	0,04	4,00	5,23	3,57	0,30	21,03	15,04	He обн.	0,02	0,44	4,66	0,44	0,36	0,09	18,2	99,92
	114	49,44	0,10	2,36	1,90	5,32	0,15	21,63	14,08	0,22	He обн.	0,06	3,87	0,06	0,36	0,09	15,5	99,61
	115	43,76	0,04	2,97	6,85	6,01	0,38	20,42	13,47	0,40	0,03	0,62	5,29	0,03	0,24	0,09	25,2	99,93
	116	51,16	0,06	1,67	1,54	4,75	0,17	19,61	18,20	0,14	0,02	0,33	2,75	0,02	0,80	0,09	14,7	100,78
	117	46,30	0,13	7,50	1,74	2,92	0,11	26,72	7,88	0,58	0,08	0,10	4,20	0,08	0,80	0,09	8,6	99,25
Вебстериты	118	42,82	0,23	3,63	1,95	3,82	0,14	20,28	18,26	0,63	0,14	0,20	1,09	0,20	0,80	0,09	13,7	100,39
	119	54,25	He обн.	1,40	1,14	10,33	0,16	25,95	5,86	0,08	0,07	0,10	1,14	0,10	0,32	0,01	19,6	100,82
	120	52,60	0,03	0,54	1,77	10,22	0,08	27,52	5,76	0,12	0,08	0,05	0,50	0,05	0,39	0,02	19,4	99,72
	121	52,45	He обн.	0,72	3,17	7,71	0,11	21,00	13,41	0,15	0,07	0,10	0,85	0,01	0,30	0,01	22,0	100,06
	122	51,46	0,07	1,08	1,58	11,78	0,28	29,16	1,32	He обн.	He обн.	0,14	2,13	0,06	0,54	0,06	20,3	99,66
	123	46,11	0,35	11,30	0,27	4,41	0,15	19,24	14,28	1,15	0,15	0,10	2,81	0,02	0,04	0,06	12,0	99,83
Вебстериты	124	52,10	0,06	2,15	2,15	6,11	0,14	19,09	15,93	0,21	0,03	0,10	0,90	0,01	0,11	He обн.	19,3	99,14

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
Восточно-Камчатский гипербазитовый пояс																		
Дуниты	125*	43,28	0,08	0,69	0,34	8,75	0,25	44,84	0,12	0,01	0,01	0,10	0,45	0,06	0,47	0,29	10,19	99,74
	126	33,70	0,20	0,65	6,64	3,80	0,26	37,70	0,55	0,49	0,48	1,30	14,56	0,05	Н. д.	Н. д.	12,62	100,38
	127	32,82	0,15	1,13	6,38	1,40	0,12	40,42	Сл.	0,15	Сл.	Н. д.	16,06	0,14	0,77	"	8,83	99,56
	128	32,80	0,08	1,27	5,25	1,87	0,16	39,32	0,10	0,08	0,19	1,86	15,25	0,03	0,40	0,20	8,60	99,90
	129	35,80	0,05	0,62	4,26	2,32	0,07	41,57	0,04	0,18	Сл.	Н. д.	15,16	0,05	0,19	Н. д.	7,54	99,93
	130	34,58	0,06	0,62	4,74	2,58	0,08	41,35	0,11	0,20	"	"	15,24	0,05	0,45	"	8,40	99,82
	131	34,50	0,05	0,25	5,25	1,79	0,10	41,52	0,10	0,33	Н. д.	1,28	15,17	0,05	0,20	"	8,13	99,70
	132	34,01	0,04	0,39	3,22	3,32	0,23	40,57	0,12	0,30	0,10	Н. д.	16,27	0,05	0,28	0,32	7,88	100,09
	133	34,43	0,12	0,58	3,11	5,13	0,10	42,51	Н. д.	1,00	0,21	1,32	11,26	Н. д.	0,29	Н. д.	8,46	100,24
	134	35,54	0,04	0,39	3,11	5,13	0,10	42,51	Н. д.	Н. д.	0,02	0,96	5,86	Н. д.	0,32	0,30	8,43	100,28
	135	38,13	0,03	0,68	1,09	6,40	0,11	46,21	0,09	Н. д.	0,24	Н. д.	8,71	Н. д.	0,22	0,37	8,10	100,30
	136	38,24	Н. д.	0,89	2,85	5,38	0,11	42,43	0,09	0,16	0,09	Н. д.	8,71	Н. д.	0,36	0,26	9,54	100,01
Гарцбургиты	137	40,00	Н. д.	1,02	1,56	3,07	0,11	35,98	2,47	0,28	0,02	2,32	13,58	0,07	0,05	0,21	6,49	100,74
	138*	42,68	0,16	1,06	1,00	8,28	0,17	44,40	0,37	0,01	0,01	0,14	1,02	Н. д.	0,65	0,29	10,40	100,24
	139	42,44	0,16	0,83	0,88	7,43	Н. д.	43,95	0,62	0,01	0,02	0,20	2,25	0,04	0,89	0,29	9,54	100,01
	140	42,08	0,10	0,69	1,60	6,66	"	42,62	0,25	0,02	0,02	0,46	4,46	0,02	0,60	0,26	9,66	99,84
	141	42,68	0,12	0,65	Н. д.	8,98	0,05	45,73	Н. д.	0,01	0,02	0,14	0,28	0,02	1,25	0,29	9,94	100,22
	142	34,68	Н. д.	0,56	3,16	3,48	0,14	43,34	"	Сл.	0,04	0,94	13,11	Н. д.	0,32	0,30	7,65	100,11
	143	45,56	"	2,89	0,77	2,74	0,03	32,41	4,94	0,32	0,06	1,36	8,90	Н. д.	0,40	0,16	5,63	100,54
	144	41,10	0,07	0,95	1,95	6,85	0,13	43,10	0,29	0,09	Н. д.	0,45	4,96	0,07	0,32	0,01	10,2	99,87
	145	37,76	0,05	0,63	4,06	3,23	0,11	41,89	0,03	0,09	Н. д.	0,85	12,12	Н. д.	0,07	Н. д.	8,54	100,12
	146	43,76	0,08	1,04	1,72	6,70	0,14	44,66	0,85	0,41	"	0,15	0,76	"	0,22	"	9,40	100,38
	147	40,56	0,07	1,10	2,20	5,98	0,14	43,87	0,18	0,24	"	0,57	5,78	0,08	0,20	"	9,34	100,40
	148	41,70	0,07	1,10	2,90	6,34	0,13	46,33	0,03	0,26	"	0,24	2,30	Н. д.	0,22	"	9,18	100,37
	149	37,35	0,08	0,92	5,10	2,50	0,11	38,26	0,46	0,57	"	0,92	13,96	"	0,33	"	9,46	99,71
	150	43,34	0,07	0,75	1,78	6,29	0,08	41,35	0,11	0,20	"	Н. д.	15,01	0,05	0,45	"	9,68	100,10
	151	42,34	0,07	0,91	1,97	6,33	0,14	44,97	0,38	0,22	Н. д.	0,37	2,34	0,05	0,22	"	9,27	100,31
	152	37,24	Н. д.	0,72	4,53	2,97	0,10	36,16	0,46	0,04	0,06	1,08	13,29	0,16	Н. д.	Н. д.	9,84	100,45
	153	37,51	"	1,34	5,19	2,44	0,13	37,81	0,51	0,09	0,06	1,50	13,05	0,16	0,31	"	9,67	100,33
	154	37,23	"	0,44	3,58	3,52	0,10	39,83	0,86	0,04	0,06	1,14	13,13	0,16	0,30	"	8,78	100,63
	155	38,30	"	0,27	5,91	1,73	0,09	38,94	0,46	0,04	0,06	1,34	13,17	0,18	0,23	"	9,22	100,77
	156	36,90	"	1,24	4,40	3,37	0,11	37,93	0,69	0,09	0,08	1,60	13,39	0,16	Н. д.	"	9,88	100,74
	157*	39,15	0,13	2,63	5,10	3,75	0,14	34,60	2,05	0,09	0,06	0,96	11,32	0,18	0,35	"	11,91	100,16

Гардбургты	158	37,33	0,04	0,90	2,92	5,43	0,09	39,13	0,77	0,05	0,02	1,44	12,48	0,25	Н. д.	Н. д.	10,40	100,11
	159	38,57	0,06	1,20	4,77	2,97	0,11	38,52	0,70	Не обн.	Не обн.	Не обн.	13,11	0,32	0,08	Н. д.	9,65	100,43
	160	38,53	0,19	0,85	5,93	2,39	0,09	39,85	1,47	0,04	0,03	1,04	9,27	0,18	0,18	0,59	9,80	100,33
	161	39,62	0,12	0,89	2,98	4,74	0,09	39,80	0,54	0,08	0,19	0,82	9,05	0,25	0,02	0,20	9,45	100,05
	162	39,43	0,07	0,90	2,32	6,66	0,11	41,10	0,28	Не обн.	Не обн.	Не обн.	8,09	0,36	0,05	Сл.	10,60	99,38
	163	41,91	Не обн.	Не обн.	2,38	6,87	0,11	42,98	0,19	0,08	0,15	0,62	4,16	0,37	Н. д.	0,41	10,40	100,23
	164	37,48	0,10	0,48	3,51	3,28	0,13	36,74	0,80	0,08	0,19	1,17	13,15	0,46	"	0,19	9,00	100,21
	165	38,22	0,11	1,03	2,95	5,09	0,09	38,60	0,89	0,06	0,10	1,11	11,14	0,28	"	0,30	10,06	100,17
	166	39,08	Сл.	1,43	5,32	0,98	0,08	38,54	Не обн.	Не обн.	0,05	0,92	12,72	0,32	Сл.	0,28	7,72	99,72
	167*	34,14	Не обн.	2,73	7,47	3,02	Не обн.	38,32	0,72	"	0,40	0,53	12,69	Н. д.	Н. д.	Н. д.	11,38	100,02
Лерцолнты	168	36,96	0,08	0,51	4,23	3,41	0,25	39,73	0,49	0,01	0,01	1,04	13,08	0,47	Не обн.	Не обн.	6,90	100,28
	169	39,64	0,05	0,69	1,71	7,51	0,27	44,93	0,37	0,01	0,01	0,38	2,90	0,76	0,06	0,33	9,36	99,62
	170	43,20	0,10	0,79	0,41	7,67	0,14	44,22	0,25	0,01	0,01	0,14	2,07	0,67	Не обн.	0,34	9,35	100,02
	171	42,60	0,10	1,06	0,58	7,90	0,18	43,33	0,49	0,03	0,03	0,28	2,24	0,57	0,14	0,34	9,90	99,87
	172	49,80	Не обн.	3,90	0,64	3,41	0,13	31,27	7,66	0,17	0,04	0,38	5,76	0,10	Не обн.	0,18	6,61	100,28
Верлнты	173	39,80	0,35	3,90	5,57	4,26	0,15	28,78	5,52	0,16	0,36	1,34	9,31	Н. д.	Н. д.	Н. д.	15,40	99,81
	174	45,08	0,31	0,48	3,76	6,60	0,03	17,73	10,65	0,62	0,66	Не обн.	4,39	Н. д.	Н. д.	Н. д.	24,18	99,41
	175	45,04	0,20	2,08	3,60	5,81	0,22	24,95	11,98	0,09	0,01	0,52	4,95	0,91	Не обн.	0,02	14,38	100,38
	176	49,41	0,06	0,92	1,89	3,63	0,11	23,21	16,76	0,05	0,15	0,55	3,10	0,56	0,02	0,04	11,40	100,46
Дноислнты	177	44,68	0,52	12,79	4,44	6,90	Не обн.	10,51	10,60	2,43	1,75	0,66	5,28	Н. д.	Не обн.	Н. д.	36,89	99,58
	178	46,58	0,50	7,76	3,46	5,23	0,26	14,38	15,88	1,51	1,70	0,28	1,93	"	0,24	"	24,20	99,71
	179	49,68	0,20	1,53	1,39	3,56	0,11	21,13	17,41	0,20	0,01	0,20	3,80	0,79	0,14	"	11,51	100,15
	180	49,41	0,06	0,92	1,89	3,63	0,11	23,21	16,76	0,05	0,15	0,55	3,10	0,56	0,02	0,04	11,40	100,46
	181	48,52	0,32	1,83	1,26	2,38	0,07	22,51	18,32	0,08	0,19	0,28	3,69	0,49	0,04	0,05	8,07	100,21
	182	46,45	0,15	1,97	0,80	4,33	0,10	16,27	19,63	0,13	Не обн.	0,40	10,07	0,15	0,06	Н. д.	14,80	99,74
Энстатнтты	183	49,64	0,16	0,97	1,56	4,80	0,19	32,76	2,47	0,03	0,01	0,46	5,71	1,41	Не обн.	0,16	9,70	100,33
	184	54,28	0,10	0,79	0,63	8,36	0,38	30,90	0,86	0,02	0,02	0,34	2,51	0,43	0,02	0,07	14,02	99,71
	185	56,44	0,06	0,39	1,42	6,61	0,19	32,35	1,35	0,16	Сл.	0,42	1,55	0,20	0,06	Н. д.	12,05	100,37

Ватыно-Вугвейский гипербазитовый пояс

Дуннты	186	39,92	Не обн.	0,65	3,15	1,30	0,04	38,98	Не обн.	Не обн.	0,04	1,32	14,74	0,16	0,11	0,11	5,66	100,52
	187*	40,84	0,18	1,94	3,78	9,06	0,19	31,88	6,17	0,15	0,08	0,06	4,85	0,52	Не обн.	0,10	18,12	99,80
	188*	37,64	0,08	0,23	1,95	8,05	0,01	45,73	Не обн.	0,03	Сл.	0,26	4,86	0,67	0,04	0,10	10,93	99,65
	189*	37,80	Не обн.	0,23	2,22	9,14	0,35	44,60	"	Сл.	0,04	0,22	4,80	0,80	Не обн.	0,12	12,29	100,32

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
Дуниты	190*	40,64	0,30	1,20	3,63	9,14	0,35	35,34	4,82	0,09	0,06	0,26	3,74	"	0,43	0,12	16,50	100,12
	191*	38,20	0,10	0,23	2,08	9,14	0,27	45,10	He обн.	0,01	0,01	0,30	4,16	0,04	0,58	0,08	12,03	100,30
	192	36,92	0,10	0,51	2,15	7,12	0,33	44,49	"	0,65	0,25	0,26	5,67	0,07	1,58	0,19	10,30	100,29
	193*	38,41	0,10	0,69	3,33	10,51	0,24	41,68	0,96	0,15	0,10	0,25	3,99	Сл.	Н. д.	Н. д.	15,38	100,16
	194*	37,59	0,06	0,01	4,06	7,05	0,21	45,85	Сл.	0,06	0,08	0,19	5,15	"	"	"	12,66	100,12
	195*	39,40	0,07	0,23	2,60	8,63	0,19	48,06	0,23	0,08	0,15	0,08	0,88	Н. д.	Н. д.	Н. д.	11,30	100,52
	196*	37,63	0,08	0,04	3,58	8,95	0,23	43,89	0,46	0,08	0,11	Н. д.	5,38	"	"	"	13,43	100,43
	197*	37,56	Сл.	1,16	1,85	11,42	0,21	41,87	1,13	0,05	0,12	0,56	5,10	"	"	"	14,98	100,50
	198*	38,68	He обн.	0,37	0,83	8,75	0,43	46,62	He обн.	0,02	0,02	0,24	3,13	0,14	0,38	0,15	10,27	99,80
	199	43,56	0,10	0,79	0,09	8,52	0,07	45,55	"	0,01	0,02	0,06	0,41	0,05	0,76	0,37	9,55	100,36
	200	37,70	0,04	0,80	4,83	4,31	0,19	43,00	0,09	Сл.	Сл.	0,74	7,70	0,10	Н. д.	Н. д.	9,33	99,50
	201	37,44	He обн.	0,46	3,09	5,19	0,29	45,56	He обн.	0,03	0,03	0,58	6,90	0,02	0,47	0,24	8,86	100,29
	202	39,92	"	0,23	2,03	8,28	0,19	49,19	"	Сл.	0,06	0,02	0,92	He обн.	0,95	0,21	8,82	100,20
	203*	37,24	"	0,55	2,44	6,38	0,10	45,52	"	0,05	0,04	1,48	4,87	0,13	0,64	0,22	9,54	99,66
	204*	39,12	"	0,55	0,97	9,45	0,14	48,05	"	—	0,06	0,60	0,79	He обн.	0,52	0,14	10,77	100,93
	205*	39,32	0,12	0,18	0,58	9,60	0,22	47,68	He обн.	0,01	0,04	0,06	1,13	0,08	0,80	0,17	10,72	99,96
	206*	38,20	0,10	He обн.	0,27	7,43	0,24	46,26	0,18	0,01	0,10	0,12	4,91	0,11	0,41	0,17	10,26	100,21
	207	35,40	He обн.	0,27	3,02	4,74	0,07	43,52	0,18	He обн.	0,04	1,52	11,25	0,13	0,05	0,16	8,71	100,35
	208*	36,20	"	0,65	2,79	7,06	0,14	44,40	He обн.	"	0,02	1,40	7,39	He обн.	0,18	0,09	10,92	100,33
	209*	36,40	"	1,27	5,16	5,64	0,17	35,01	3,28	0,05	0,06	1,88	10,34	0,03	0,25	0,10	14,23	99,64
	210*	42,60	"	0,83	He обн.	8,52	0,12	45,20	0,12	0,01	0,04	0,14	1,67	He обн.	0,82	0,26	9,52	100,33
	211	37,70	0,04	0,80	4,83	4,31	0,19	43,00	0,09	Сл.	Сл.	Н. д.	8,75	0,10	Н. д.	Н. д.	10,12	99,81
Верлиты	212	46,84	0,16	0,83	3,65	4,88	0,16	24,51	13,21	0,01	0,08	0,36	5,02	0,04	0,30	0,03	15,79	100,08
	213	39,96	0,12	0,46	6,83	5,81	0,35	32,85	4,07	0,03	0,05	0,28	9,19	0,06	0,14	0,04	17,00	100,24
	214	42,12	0,32	1,62	3,83	4,20	0,10	21,78	13,34	0,19	0,04	1,32	11,39	0,09	0,11	0,04	16,38	100,49
Диопсидиты	215	49,44	0,22	2,75	2,88	3,62	0,11	18,93	19,80	0,23	0,10	Н. д.	1,74	0,05	Н. д.	Н. д.	15,50	100,37
	216	49,27	0,22	2,54	2,81	6,47	0,11	19,52	16,95	0,30	0,13	"	2,20	Сл.	"	"	20,66	100,52
	217	44,67	0,55	4,97	12,32	9,06	0,63	11,03	16,28	0,49	0,12	"	0,22	He обн.	"	"	50,72	100,52
	218	48,84	0,46	2,59	2,53	4,88	He обн.	18,69	19,82	0,22	0,02	0,16	1,76	"	0,17	He обн.	17,73	100,14
	219	47,40	0,45	4,56	6,77	7,68	0,16	16,80	14,03	0,42	0,26	0,24	1,57	0,05	Н. д.	Н. д.	35,74	100,49
	220	42,04	1,10	8,47	8,81	7,90	0,43	12,25	16,80	0,01	Сл.	0,14	1,70	0,16	0,09	0,01	41,90	99,91
	221	45,92	0,68	3,19	5,79	6,43	0,21	16,87	18,40	0,25	0,03	0,10	1,92	0,04	0,13	He обн.	27,76	99,96

222	52,12	0,26	0,93	1,63	6,19	0,21	17,25	20,13	0,32	0,03	0,18	0,69	0,04	0,10	Сл.	19,81	100,13
223	53,04	0,14	1,02	0,54	3,56	0,15	18,57	21,86	0,35	0,03	0,06	0,40	Не обн.	0,67	"	10,83	100,39
224	52,00	Не обн.	1,30	0,25	4,65	0,16	18,11	21,86	0,35	0,08	0,06	0,80	0,07	0,52	0,01	13,32	100,22
225	50,48	"	1,50	2,01	3,89	0,06	18,47	19,51	0,32	0,04	0,44	2,71	0,06	0,20	0,02	14,84	99,71
226	47,60	0,36	1,85	2,10	4,82	0,08	18,51	19,76	0,28	0,04	0,96	3,78	0,15	0,07	Н. д.	16,85	100,36
Индейский океан																	
227	37,00	0,20	0,92	6,11	0,70	0,08	39,42	1,30	Н. д.	Н. д.	Н. д.	15,25	Не обн.	Н. д.	Н. д.	8,09	100,98
228	38,20	0,13	1,03	5,76	1,00	0,10	38,00	0,80	Н. д.	Н. д.	0,80	13,60	Н. д.	Н. д.	Н. д.	8,37	99,42
229	38,26	0,08	0,10	6,50	1,43	0,21	38,61	0,50	0,22	0,01	1,61	11,49	"	"	"	9,55	100,08
230	38,04	0,08	1,21	4,80	1,82	0,14	38,07	0,98	0,24	0,06	1,99	12,76	Не обн.	"	"	8,25	100,19
231	38,47	0,15	1,22	5,88	2,16	0,08	38,43	0,42	0,09	0,02	0,68	12,14	0,05	"	"	9,93	99,79
232	38,21	0,08	2,15	4,86	1,78	0,14	38,11	0,82	0,20	0,08	1,62	12,29	Не обн.	"	"	8,43	100,34
233	39,22	0,08	2,36	4,95	1,43	0,21	37,88	0,63	0,14	0,04	1,16	12,36	"	"	"	7,93	100,36
234	39,20	0,10	2,53	4,85	1,45	0,18	37,81	0,58	0,14	0,04	1,11	12,46	"	"	"	8,13	100,49
235	39,10	0,15	1,86	5,34	1,87	0,10	37,15	0,35	0,12	0,02	1,74	13,18	0,05	"	"	9,06	100,03
236	37,84	0,12	1,43	6,12	2,42	0,13	37,96	1,50	0,12	0,04	0,76	12,25	0,02	"	"	10,37	99,71
237	39,26	0,15	1,44	5,40	2,48	0,13	37,40	1,12	0,13	0,02	0,81	11,41	0,05	"	"	9,99	99,80
238	39,74	0,20	1,86	5,15	2,55	0,12	37,35	0,58	0,06	0,02	0,81	11,35	0,05	"	"	9,90	99,84
239	38,52	0,54	1,02	5,47	2,18	0,16	36,70	0,60	0,18	1,00	0,81	12,51	0,05	"	"	9,81	99,74
240	41,90	0,15	1,18	3,37	2,85	0,13	37,35	1,40	0,11	0,02	0,81	10,31	0,05	"	"	8,12	99,66
241	39,82	0,58	2,62	2,69	2,62	0,17	36,10	2,60	Не обн.	Не обн.	Не обн.	12,35	Н. д.	"	"	7,25	99,56
242	39,94	0,17	2,48	4,26	2,15	0,27	36,38	2,04	0,17	0,05	1,04	11,36	0,04	"	"	8,60	100,35
243	39,65	0,17	2,78	4,68	2,10	0,29	35,08	2,53	0,24	0,06	2,02	9,76	0,01	Н. д.	Н. д.	9,08	99,37
244	40,42	0,17	1,80	5,63	2,51	0,14	35,36	2,33	0,27	0,05	0,95	10,34	0,04	"	"	10,68	100,01
245	40,34	0,17	1,62	5,16	2,67	0,11	35,19	2,88	0,13	0,03	0,93	11,08	0,04	"	"	10,64	100,35
246	39,62	0,20	2,81	4,67	2,11	0,29	35,06	2,55	0,24	0,06	2,01	9,74	Не обн.	"	"	9,08	99,40
247	39,60	0,19	2,87	4,27	3,32	0,14	35,19	3,26	0,19	0,03	0,94	10,36	0,03	"	"	10,28	100,39
248	40,90	0,17	2,48	3,23	4,32	0,14	36,31	4,42	0,12	0,05	0,61	7,16	0,02	"	"	10,00	100,20
249	40,00	0,29	3,90	2,66	2,41	0,18	34,00	3,30	Не обн.	Не обн.	Не обн.	12,82	Не обн.	"	"	7,36	99,56
250	40,22	0,18	3,52	6,62	1,48	0,39	33,75	0,44	0,31	0,13	1,53	11,75	"	"	"	10,95	100,32
251	40,52	0,20	3,64	6,63	1,43	0,48	33,68	0,45	0,38	0,12	1,49	11,41	"	"	"	10,78	100,43
252	40,00	0,60	5,27	3,00	2,56	0,12	32,95	3,50	Н. д.	Н. д.	Н. д.	12,15	"	"	"	8,30	99,88
253	40,00	0,60	5,27	3,00	2,56	0,12	32,95	3,50	Н. д.	Н. д.	Н. д.	12,15	"	"	"	8,30	99,88

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
Основные породы																		
Парамагматические габброиды																		
Оливиновые габбро	253	43,02	0,21	11,05	2,16	5,96	0,14	119,20	12,16	0,58	0,10	0,46	0,85	Не обн.	0,05	0,07	18,8	99,98
	254	41,90	0,08	29,07	2,51	2,43	0,08	4,33	15,16	1,03	0,03	0,37	2,90	0,03	Н. д.	Н. д.	37,9	99,95
	255	44,80	0,21	9,47	0,65	5,82	0,15	20,48	14,96	0,52	0,03	0,16	1,97	0,03	0,26	0,14	14,9	99,65
	256	42,68	0,12	20,40	1,79	2,24	0,10	7,02	18,83	0,56	0,42	0,52	5,18	0,01	0,02	0,04	23,4	99,93
Троктолиты	257	41,70	0,03	24,14	1,49	2,55	0,08	10,70	10,95	1,72	0,18	0,05	6,68	0,01	0,02	0,04	16,9	100,34
	258	42,48	0,12	20,96	2,61	3,30	0,06	12,66	11,33	1,20	0,11	0,56	4,52	Не обн.	0,04	0,03	19,9	99,99
	259	42,48	0,03	25,85	1,26	2,48	0,09	11,91	10,95	1,15	0,07	0,10	4,00	0,01	0,09	0,05	14,7	100,52
	260	43,44	0,05	28,90	0,79	1,56	0,11	9,96	10,95	1,40	1,43	0,10	4,60	0,01	0,12	0,01	11,5	100,43
	261	44,56	Н. д.	23,70	1,06	2,80	0,04	9,94	13,43	1,83	0,06	0,28	2,02	0,31	0,08	0,04	17,7	100,13
	262	42,54	"	23,61	—	3,02	0,05	13,06	11,86	1,35	0,01	Н. д.	4,03	Сл.	0,04	0,06	11,4	99,63
Ортомагматические габброиды																		
Габбро	263	44,74	0,03	28,72	0,79	2,96	0,08	4,04	12,91	1,50	1,11	Н. д.	2,60	0,01	0,01	Сл.	34	99,50
	264	47,00	0,20	19,10	2,40	4,60	0,08	6,70	11,02	2,82	0,88	0,46	4,16	0,06	0,06	0,01	36	99,65
	265	45,36	0,09	23,94	0,93	3,36	0,09	5,76	13,96	1,71	0,24	0,40	4,25	Сл.	0,04	0,02	29	100,18
	266	49,49	0,13	17,54	1,03	7,70	0,12	8,35	10,84	1,99	1,03	0,28	1,38	0,01	Н. д.	Н. д.	37	99,80
	267	49,38	0,11	20,72	2,40	4,84	0,08	6,65	9,97	2,22	0,99	0,35	1,86	0,05	"	"	37	99,62
	268	44,10	0,04	19,40	2,00	3,02	0,13	11,26	14,52	1,20	0,35	0,28	3,68	0,06	0,06	0,10	19	100,20
	269	45,70	0,17	22,85	1,25	2,51	0,06	10,32	13,18	1,30	0,10	0,15	2,34	0,02	Н. д.	Н. д.	17	99,95
	270	46,68	0,80	12,20	4,04	6,32	0,16	10,25	14,08	2,40	0,01	0,20	2,40	0,11	0,09	0,03	35	99,77
	271	50,56	1,48	15,02	5,08	5,07	0,15	6,28	6,32	5,46	1,73	0,32	1,54	0,37	0,05	0,03	46	99,62
	272	48,86	0,73	10,72	3,10	7,78	0,20	9,42	14,58	2,33	0,11	Н. д.	1,62	0,11	0,03	0,03	39	100,12
	273	46,04	0,65	15,60	2,17	8,00	0,17	9,95	12,14	2,45	0,45	0,09	2,60	0,10	0,08	0,03	36	100,12
	274	48,32	1,83	12,42	7,10	8,23	0,23	5,06	7,57	4,08	1,80	0,44	2,82	0,24	Не обн.	0,01	62	100,15
	275	46,22	0,31	23,66	0,86	4,26	0,16	5,92	13,80	2,16	0,41	0,17	2,46	0,01	"	0,03	32	100,43
	276	46,20	0,30	19,67	3,03	3,91	0,10	8,04	13,04	2,15	0,14	Н. д.	3,64	0,07	"	Н. д.	32	100,29
	277	43,28	0,13	26,30	0,85	3,01	0,10	6,56	15,44	0,92	0,13	"	3,26	0,01	Н. д.	"	25	99,99

278	46,92	0,28	20,85	0,94	5,46	0,08	9,51	13,77	1,24	0,13	0,14	0,30	0,01	0,03	0,02	33	99,68
279	45,36	0,21	19,31	0,50	3,88	0,04	12,20	15,25	0,80	0,12	0,20	2,20	0,01	0,15	0,03	18	100,26
280	47,54	0,25	17,08	1,25	7,18	0,18	10,63	13,91	1,01	0,14	0,08	0,87	0,13	He обн.	0,02	31	100,11
281	47,98	0,03	17,95	1,57	5,46	0,16	9,48	15,16	1,05	0,07	Сл.	0,92	0,01	0,10	0,02	32	99,96
282	45,46	0,03	20,82	1,89	1,91	0,08	9,48	14,04	1,37	0,03	0,10	4,88	0,06	0,04	Сл.	20	100,14
283	45,54	0,24	14,24	2,51	5,02	0,21	12,19	15,42	1,23	0,11	0,20	2,58	Н. д.	Н. д.	Н. д.	26	99,84
284	45,35	0,03	15,89	1,81	5,18	0,18	10,70	16,28	1,35	0,10	0,26	1,89	0,20	0,11	0,04	13	99,63
285	46,74	0,12	16,43	0,53	2,87	0,03	12,28	17,55	0,70	0,10	0,60	2,11	0,03	0,15	0,04	16	100,22
286	45,84	0,08	13,14	2,05	3,66	0,09	16,17	15,64	0,72	0,08	0,28	3,69	0,23	0,08	0,04	6	100,23
287	47,20	0,18	16,45	2,45	4,91	0,15	10,16	12,37	1,02	0,96	0,16	2,21	0,01	0,02	0,06	19	99,97
288	48,12	0,17	15,27	0,52	5,30	0,11	13,87	13,37	0,56	0,13	0,12	1,77	0,01	0,06	0,05	27	99,53
289	48,22	0,26	10,65	2,88	7,93	0,18	15,90	9,98	0,80	0,35	0,14	1,84	0,04	0,24	0,11	25	99,79
290	47,76	0,10	16,15	1,27	5,78	0,18	11,70	13,72	0,83	0,20	0,16	1,76	0,04	0,04	0,06	20	99,99
291	49,64	0,11	9,92	0,80	7,58	0,15	18,52	10,59	0,33	0,07	0,22	2,49	0,08	0,21	0,09	23	99,70
292	48,40	0,22	9,14	0,39	9,42	0,15	18,81	9,53	0,27	He обн.	0,24	5,26	0,03	0,17	0,14	20	99,95
293	44,60	0,03	14,07	1,41	4,53	0,09	12,72	16,73	0,22	0,03	0,22	5,26	0,05	0,05	Сл.	20	99,95
294	44,96	0,03	16,85	1,52	6,44	0,30	10,03	16,96	1,03	0,03	0,24	1,14	0,06	Н. д.	Н. д.	30	99,59
295	46,00	0,30	15,47	3,04	3,82	0,11	9,95	16,51	1,28	0,41	0,40	2,80	0,03	0,06	0,04	27	100,27
296	46,82	0,17	13,91	2,39	6,51	0,17	11,95	14,06	0,28	0,04	0,32	3,90	Н. д.	0,11	0,02	37	100,65
297	46,96	0,24	17,70	1,49	7,59	0,17	9,03	14,16	0,90	0,07	0,16	1,45	0,05	0,02	0,06	36	100,05
298	43,66	0,72	17,29	8,34	7,11	0,24	6,90	12,12	0,96	0,09	0,16	2,97	0,31	He обн.	0,02	54	100,90

Габбро-
нориты

Примечание. Номера, отмеченные звездочкой, — анализы пород метасоматического генезиса.

Анализы пород: № 1—7, 17, 24, 31—39, 261, 262, 269—Усть-Бельского массива; № 8—10, 41—43, 45, 48, 270, 275—Пекульнейского; № 40, 49—51—Яричайского; № 16, 27—30, 46, 47, 264—268, 284—286—Кузельского; № 45—Понтонейских гор; № 52, 70—78, 95, 108—110, 122, 123, 293—горы Красной; № 53—56—горы 1064 м; № 57—64, 76—87, 96—99, 103, 111, 112, 116—118, 255, 256, 295—297—Цырынсайского; № 65, 91—94, 100—102, 253, 276, 294—Тамватнейского; № 66, 67, 106, 107, 119—121, 277, 287—290—массива из бассейна р. Лозовки; № 68, 69, 113—115, 254, 291, 292—Мало-Научиринский; № 88—90, 104, 105, 124, 298—массивов правобережья р. Хатырки; № 166—бухты Раковой; № 125, 129—133, 137—151, 171, 172, 184, 185—п-ова Камчатский Мыс; № 152—157—п-ова Озерный; № 126—128, 134—136, 158—165, 168—170, 175, 176, 179—183—о. Карагинский; № 167, 177, 178—массива хр. Балагинского; № 186—191, 217—Сейнава; № 197, 214, 218—226—Гальмозанского; № 192—196, 215, 216—Эймнейского массива; № 227—252—анализы пород Индийского океана.

№ 1—3, 18, 31—данные Г. Г. Кайгородцева (1966а); № 11—14, 25, 44—47, 88—90—А. Ф. Михайлова (1962); № 126—136, 144—165, 175, 176, 180—182, 185—Н. В. Лункиной (1969); № 192—196, 211, 215, 216—Л. И. Анисеевой (1968); № 227—252—Л. В. Дмигирева (Удичев и др., 1969); № 100—102, 104, 105, 113—115—Г. А. Закужевского, В. Г. Силкина, И. М. Русакова, А. Ф. Михайлова; № 167, 177, 178—Э. Н. Эрлиха и др. (1971); № 166, 173, 174—«Геология СССР», т. XXX, 1970.

Средний химический состав ультраосновных пород Корякско-Камчатской складчатой области, вес. %

Оксид	Дуниты (n=62)		Гарцбургиты (n=71)		Лерцолиты (n=30)		Вермиты (n=16)		Клинопироксениты (n=32)		Ортопироксениты (n=11)		Вебстериты (n=6)	
	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ
SiO ₂	37,54	2,48	40,68	2,25	41,43	3,21	44,64	2,73	47,83	0,28	53,96	1,77	51,50	2,55
TiO ₂	0,05	0,05	0,04	0,07	0,13	0,12	0,18	0,11	0,28	0,25	0,03	0,05	0,09	0,12
Al ₂ O ₃	0,84	0,44	1,31	0,93	1,76	1,01	1,74	0,93	3,99	3,36	0,85	0,37	2,87	3,81
Fe ₂ O ₃	2,88	1,64	2,92	1,52	2,76	1,74	3,96	1,55	2,87	2,13	1,27	0,89	1,68	0,89
FeO	5,84	1,63	5,39	2,18	5,94	1,82	5,18	0,90	4,76	1,82	7,70	2,18	8,45	2,59
MnO	0,16	0,06	0,15	0,06	0,16	0,05	0,17	0,10	0,16	0,11	0,20	0,08	0,15	0,06
MgO	43,14	2,66	40,09	3,77	38,39	2,97	24,39	3,96	18,06	3,74	31,75	1,57	23,60	4,04
CaO	0,63	0,89	0,85	0,76	2,49	2,44	11,97	3,52	17,56	2,84	1,41	0,52	9,43	5,38
Na ₂ O	0,12	0,13	0,13	0,10	0,12	0,07	0,15	0,14	0,45	0,41	0,09	0,06	0,29	0,39
K ₂ O	0,06	0,06	0,07	0,06	0,05	0,06	0,13	0,13	0,25	0,30	0,04	0,03	0,08	0,04
P ₂ O ₅	0,05	0,03	0,05	0,05	0,07	0,07	0,04	0,03	0,06	0,05	0,03	0,03	0,03	0,02
NiO	0,18	0,09	0,18	0,10	0,18	0,09	0,03	0,03	0,02	0,02	0,05	0,05	0,02	0,02
CoO	Н. д.	—	Н. д.	—	Н. д.	—	Н. д.	—	Н. д.	—	Н. д.	—	Н. д.	—
Cr ₂ O ₃	0,51	0,33	0,38	0,21	0,34	0,25	0,26	0,19	0,26	0,25	0,53	0,52	0,28	0,24
H ₂ O	0,47	0,46	0,53	0,39	0,45	0,35	0,50	0,30	0,30	0,25	0,35	0,25	0,10	0,09
П. п. п.	7,91	3,52	7,68	4,18	6,52	3,55	5,95	1,70	3,21	2,02	2,60	1,20	1,40	0,80
Сумма	100,34	—	100,49	—	100,46	—	99,29	—	100,07	—	100,86	—	99,97	—
$\frac{Fe}{Fe+Mg} \cdot 100\%$	9,86	1,82	10,11	2,20	10,89	2,26	16,63	4,91	19,14	10,45	15,82	4,55	18,76	3,16

Критерии различия породообразующих окислов по типам ультраосновных пород
(к табл. 45)

Окисел	Дуниты — гарцбургиты	Гарцбургиты — лерцолиты	Лерцолиты — верлиты	Верлиты — клинопироксениты	Орто-клинопироксениты	Ортопироксениты — вебстериты	Клинопироксениты — вебстериты	Верлиты — вебстериты
	$t_{0,1}=1,98$	$t_{0,1}=1,98$	$t_{0,2}=2,01$	$t_{0,3}=2,01$	$t_{0,15}=2,02$	$t_{0,1}=2,12$	$t_{0,15}=2,03$	$t_{0,15}=2,09$
SiO ₂	7,56	1,17	3,02	4,62	11,57	2,08	3,53	5,53
TiO ₂	0,96	3,75	1,47	1,92	5,31	1,17	2,88	1,55
Al ₂ O ₃	3,79	2,09	0,07	3,53	5,15	2,29	0,66	0,72
Fe ₂ O ₃	0,14	0,43	2,40	2,01	3,47	0,91	2,25	4,30
FeO	1,36	1,31	1,90	1,07	3,97	0,60	3,35	3,05
MnO	0,96	0,11	0,37	0,31	1,33	1,47	0,32	0,57
MgO	5,35	2,39	12,36	5,28	16,69	4,76	3,14	0,41
CaO	1,52	3,57	9,67	5,53	31,05	3,64	3,61	1,05
Na ₂ O	0,50	0,58	0,82	3,70	4,80	1,25	0,90	0,60
K ₂ O	0,96	1,54	3,03	1,93	3,75	2,15	3,04	1,35
P ₂ O ₅	0,00	1,43	2,03	1,71	1,97	0,00	2,46	0,90
NiO	0,00	0,00	8,29	1,19	1,94	1,74	0,00	0,90
CoO	—	—	—	—	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	2,65	0,78	1,21	0,00	1,65	1,33	0,19	0,18
F	0,71	1,59	4,41	1,12	1,44	1,56	0,12	1,18

марного железа ($\sim 9\%$), что при уменьшении в составе пород MgO приводит к увеличению общей их железистости (18%).

Показательным для этой группы пород является поведение щелочей. Содержание в них окиси натрия и калия по сравнению с дунит-лерцолитами возрастает в 2—3 раза, в сумме достигая в среднем 0,7%. При этом в верлитах в составе щелочей доминирует калий, в вебстеритах — натрий, а в клинопироксенитах изменение щелочности происходит за счет увеличения в породах и натрия, и калия. Ортопироксениты по количеству щелочей близки к дунит-лерцолитам. По отношению к последним в сопоставимых количествах в верлитах и пироксенитах присутствуют MnO, TiO₂, P₂O₅ и Cr₂O₃. Обращает на себя внимание тот факт, что в составе всех разновидностей пород этой группы очень резко уменьшается содержание NiO, в том числе и в тех из них, в составе которых принимает участие оливин (см. табл. 9). В этой связи интересны результаты исследований И. И. Эдельштейна (1960), который на материале гипербазитов Урала убедительно показал, что при серпентинизации дунитов содержание закиси никеля в них уменьшается приблизительно на 25%. Мы же имеем случай, когда уменьшение количества NiO происходит в 2—3 и более раз и это тогда, когда степень серпентинизации дунитов, гарцбургитов и лерцолитов выше, чем в верлитах и пироксенитах. Этот факт наряду с другими особенностями химизма верлитов и пироксенитов красноречиво указывает на то, что образование их происходило в условиях, отличных от тех, в которых формировались дуниты, гарцбургиты и лерцолиты. В частности, как нам представляется, это свидетельствует о том, что верлиты и пироксениты образовались по значительно серпентинизированным разностям первичных гипербазитов или же по серпентинитам.

Для того чтобы понять, с чем связаны особенности химизма отдельных разновидностей гипербазитов или их групп, обратимся к результатам химических анализов породообразующих минералов (табл. 47).

Данные этой таблицы показывают, что специфика химического состава обусловлена в основном соотношением в породах оливина и пироксенов, которые определяют поведение и содержание в них главных окислов — магния, кремния, железа и кальция. Компоненты же, которые в гипербазитах встречаются в малых или примесных количествах, в минералах распределены следующим образом. Основным концентратором титана в породах являются, например, моноклинный пироксен и хромшпинелиды; натрий концентрируется в моноклинном пироксене, а никель — в оливине; калий, фосфор, кобальт, марганец являются сквоз-

Таблица 47
Средний химический состав породообразующих минералов в гипербазитах, вес. %

Окисел	Оливин (n=45)	Ромбич. пироксен (n=35)	Моноклин. пироксен (n=31)	Хромшпи- нелиды (n=14)
SiO ₂	40,82	54,12	50,87	2,46
TiO ₂	0,06	0,08	0,18	0,17
Al ₂ O ₃	0,18	2,12	2,67	33,15
Fe ₂ O ₃	0,41	0,88	1,04	2,86
FeO	8,63	6,58	2,58	16,93
MnO	0,12	0,16	0,09	0,24
MgO	48,02	32,70	19,01	14,22
CaO	0,44	1,40	20,88	0,23
Na ₂ O	0,06	0,10	0,39	0,03
K ₂ O	0,04	0,05	0,05	0,02
Cr ₂ O ₃	0,06	0,39	0,64	30,00
P ₂ O ₅	0,08	0,06	0,08	—
NiO	0,24	0,05	0,03	0,01
CoO	0,02	0,03	0,04	0,01
H ₂ O	0,34	0,34	0,31	—
П. п. п.	1,12	1,32	1,56	—
Fe $\frac{\text{Fe}+\text{Mg}}{\text{Fe}+\text{Mg}} \cdot 100\%$	9,65	11,33	9,52	44,37
Ca $\frac{\text{Ca}}{\text{Ca}+\text{Mg}} \cdot 100\%$	0,71	2,91	44,38	—

ными примесными элементами, которые приблизительно в равных количествах встречаются во всех породообразующих силикатах. Несколько повышенные содержания их приурочены к хромшпинелидам.

Подробнее остановимся на анализе распределения в породах глинозема и окиси хрома. Как известно, обычно повышенные содержания их в гипербазитах связывают с количеством в породах хромшпинелидов (Малахов, 1966). Безусловно, при высоком содержании в них Al₂O₃ и Cr₂O₃ они определяют глиноземистость и хромистость пород, но это справедливо в основном только для дунитов, в которых хромшпинелиды являются основными носителями этих элементов и где эти минералы образуют наиболее высокие скопления. В перидотитах же и особенно в пироксенитах, в которых хромшпинелиды часто отсутствуют, содержание алюминия и хрома связано с вхождением их в состав пироксенов, преимущественно в моноклинные их разновидности. В последних количество Al₂O₃ в среднем равно ~ 2,7 вес. %, а Cr₂O₃ — 0,64. Именно с этим связано то обстоятельство, что содержание окиси хрома остается на одном уровне в ряду пород от гарцбургитов до ортопироксенитов включительно (см. рис. 28), несмотря на различный их минеральный состав.

Таким образом, по особенностям химизма среди гипербазитов четко выделяются две группы пород. В одну входят дуниты, гарцбургиты и лерцолиты, а в другую — верлиты и пироксениты. Выше было показано, что и геологическое положение этих групп пород в массивах строго определенное. Это выражается в приуроченности верлитов и пироксенитов к контактам прорывающих дуниты, гарцбургиты и лерцолиты интрузивов габброидов.

Различия в химизме отдельных петрографических разновидностей гипербазитов подчеркиваются также и особенностями их геохимическо-

Средние содержания элементов-примесей в ультраосновных породах
Корякско-Камчатской складчатой области по данным
полуколичественного спектрального анализа, вес. %

Элемент	Дуниты (n=167)	Гарцбургиты (n=137)	Лерцолиты (n=153)	Верлиты (n=32)	Пироксениты (n=134)	В ультраоснов- ных породах, по А. П. Вино- градову (1962)
V	$2 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$4 \cdot 10^{-3}$
Co	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$8 \cdot 10^{-3}$	$9 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-2}$
Cu	$2 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$
Pb	$6 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-6}$	$4 \cdot 10^{-5}$	$4 \cdot 10^{-6}$	$2 \cdot 10^{-5}$
Zn	$7 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$
Sn	$2 \cdot 10^{-5}$	$7 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-5}$
Mo	$3 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-5}$
Sc	$2 \cdot 10^{-4}$	$4 \cdot 10^{-4}$	$6 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-4}$
Sr	$6 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$
Y	$2 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$8 \cdot 10^{-5}$
Yb	$2 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-6}$	$4 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-5}$
Zr	$3 \cdot 10^{-4}$	$9 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$7 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-3}$
Ga	$2 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$
Ge	$6 \cdot 10^{-5}$	$4 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$4 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$
U	$1 \cdot 10^{-6}$	$1,5 \cdot 10^{-5}$	$0,3 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-6}$	$3 \cdot 10^{-7}$

Таблица 49

Средние содержания элементов-примесей в породообразующих минералах
гипербазитов, вес. %

Эле- мент	Оливин (n=19)	Ромбич. пироксен (n=18)	Моноклин. пирок- сен (n=22)	Хромшпинели (n=15)	В ультраосновных породах, по А. П. Виноградову (1962)
B	$3 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-4}$	—	—	$1 \cdot 10^{-4}$
Sc	$3 \cdot 10^{-4}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$2,6 \cdot 10^{-3}$	—	$5 \cdot 10^{-4}$
Ge	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$4,5 \cdot 10^{-4}$	—	$1 \cdot 10^{-4}$
Zr	$1,5 \cdot 10^{-5}$	$2,8 \cdot 10^{-4}$	$1,4 \cdot 10^{-3}$	—	$3 \cdot 10^{-3}$
Pb	$2,2 \cdot 10^{-4}$	Сл.	$4,3 \cdot 10^{-4}$	$5,6 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-5}$
Cu	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$4,8 \cdot 10^{-3}$	$3,4 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-3}$
Zn	$7,4 \cdot 10^{-2}$	$6,2 \cdot 10^{-3}$	$3,0 \cdot 10^{-3}$	$7,8 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-3}$
Sn	$1,5 \cdot 10^{-5}$	Сл.	$5,5 \cdot 10^{-4}$	—	$5 \cdot 10^{-5}$
Mo	$5 \cdot 10^{-3}$	—	—	Сл.	$2 \cdot 10^{-5}$
V	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$6,8 \cdot 10^{-3}$	$1,9 \cdot 10^{-2}$	$7 \cdot 10^{-2}$	$4 \cdot 10^{-3}$
Ag	$2,6 \cdot 10^{-3}$	Сл.	—	—	$5 \cdot 10^{-6}$
Ga	—	—	$3,6 \cdot 10^{-4}$	$8,2 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$
Y	—	—	$1,5 \cdot 10^{-3}$	—	$8 \cdot 10^{-5}$
Yb	—	—	$1,5 \cdot 10^{-4}$	—	$2 \cdot 10^{-5}$

го состава (табл. 48). Видно, что при одном и том же наборе элементов-примесей в верлитах и пироксенитах на порядок больше содержится ванадия, скандия, иттрия, иттербия, галлия и германия по сравнению с количествами их в дунит-лерцолитах. Минералами-концентра-рами этих элементов являются пироксены, главным образом их моноклинные разновидности (табл. 49).

Средний химический состав первичных (I) и метасоматических (II) гипербазитов, вес. %

Окисел	Дуниты						Гарцбургиты						Лерцолиты					
	I (n=16)			II (n=7)			I (n=31)			II (n=9)			I (n=19)			II (n=5)		
	$\bar{x}$	σ		$\bar{x}$	σ	$t_{0,95}=2,08$	$\bar{x}$	σ		$\bar{x}$	σ	$t_{0,95}=2,03$	$\bar{x}$	σ		$\bar{x}$	σ	$t_{0,95}=2,07$
SiO ₂	39,36	2,77		36,54	2,86	2,20	40,72	2,29		42,73	2,36	2,26	40,37	3,05		41,28	3,11	0,58
TiO ₂	0,03	0,05		0,03	0,05	0,00	0,04	0,10		0,06	0,09	0,57	0,09	0,20		0,10	0,20	0,10
Al ₂ O ₃	0,79	1,01		1,41	1,18	1,22	1,08	1,65		2,60	2,28	1,86	1,90	1,05		1,80	1,09	0,18
Fe ₂ O ₃	2,97	2,02		4,40	3,00	1,15	2,81	1,87		2,99	1,95	0,25	2,54	2,08		4,31	2,63	1,36
FeO	5,93	1,16		6,30	1,19	0,70	4,90	2,89		9,20	3,86	3,09	5,11	2,19		8,24	2,77	2,37
MnO	0,11	0,04		0,17	0,05	2,27	0,13	0,08		0,20	0,09	2,12	0,13	0,07		0,23	0,09	2,33
MgO	44,82	3,13		44,49	3,25	0,23	41,21	4,60		34,62	5,08	3,47	39,69	3,33		34,10	3,65	3,10
CaO	0,50	1,62		1,16	1,90	0,80	0,53	1,27		1,61	1,79	1,69	1,66	0,83		1,79	0,86	0,30
Na ₂ O	0,07	0,07		0,08	0,07	0,32	0,12	0,12		0,09	0,13	0,63	0,14	0,24		0,10	0,31	0,33
K ₂ O	0,06	0,03		0,04	0,03	1,64	0,06	0,06		0,06	0,06	0,00	0,03	0,04		0,04	0,04	0,50
P ₂ O ₅	0,03	0,03		0,04	0,03	0,75	0,03	0,03		0,05	0,05	1,14	0,07	0,08		0,07	0,08	0,00
Cr ₂ O ₃	0,52	0,42		1,31	1,48	1,39	0,42	—		0,56	—	—	0,27	—		0,28	—	—
NiO	0,24	—		0,22	—	—	0,25	—		0,08	—	—	0,17	—		0,08	—	—
$\frac{\text{Fe}}{\text{Fe}+\text{Mg}} \cdot 100\%$	8,34	2,07		11,76	2,31	3,35	9,21	4,10		16,31	5,29	3,70	9,48	3,99		16,68	5,40	2,80

В главе III было обосновано выделение в группе дунит-лерцолитов двух типов пород — первичных и метасоматических. Различия в химизме их иллюстрируются данными табл. 50. Они выражаются в том, что метасоматические разности характеризуются значительно большей величиной коэффициента железистости, повышенными содержаниями MnO и пониженными MgO (в гарцбургитах и лерцолитах). Во вторичных дунитах и гарцбургитах, кроме того, наблюдаются относительно повышенные содержания Al_2O_3 и CaO . Незначительный характер различий между этими окислами в первичных и метасоматических породах вызван, по-видимому, резко неравномерным распределением этих компонентов. Обращают на себя внимание также повышенные содержания в метасоматических дунитах и гарцбургитах окиси хрома и резкое снижение во всех вторичных разностях ультраосновных пород закиси никеля.

Приведенные различия между описываемыми типами пород близки к тем, которые отличают верлит-пироксениты от дунит-лерцолитов, хотя и имеют свою специфику. Это дает возможность предполагать, что образование их причинно связано с теми же процессами, которые обусловили и возникновение группы пород верлит-пироксенитов.

Установить природу этих процессов позволяет анализ петро- и геохимических особенностей ассоциирующих с гипербазитами габброидов, который проведен на примере интрузивов Анадырско-Корякской складчатой системы (Пинус и др., 1973).

Все проанализированные габброиды относятся к породам нормального ряда с соотношением окислов $CaO + Na_2O + K_2O > Al_2O_3 > Na_2O + K_2O$ (в молекулярных количествах). При этом габбро и габбро-нориты являются слабо недосыщенными кремнеземом образованиями, а парагабброиды — недосыщенными, с величиной Q , меньшей 15,0. Характер различий между отдельными петрографическими разновидностями габброидов приведен в табл. 51. Габбро от габбро-норитов отличаются повышенными содержаниями глинозема, щелочей и высоким значением коэффициента общей железистости. В габбро-норитах, в свою очередь, больше окиси магния и кальция.

Своеобразный состав имеют парагабброиды. Они по ряду окислов резко отличаются от ортогабброидов, содержат меньше кремнезема, щелочей, титана и являются более магнезиальными породами. Вместе с тем по содержанию других компонентов (глинозем, марганец, кальций) парагабброиды от них значимо не отличаются. Отмеченные особенности химизма этих пород сближают их, с одной стороны, с ортогабброидами, а с другой — с метасоматическими гипербазитами (диопсидитами). Это хорошо иллюстрируется величиной доверительного эллипса по основным характеристикам a , b и c (рис. 29), который перекрывает эллипсы как ортогабброидов, так и пород из группы верлит-пироксенитов.

Таким образом, парагабброиды имеют промежуточный состав между собственно габброидами и гипербазитами, что подтверждает сделанный ранее вывод о гибридной их природе. Об этом же свидетельствует состав и содержание в парагаббро элементах-примесей (табл. 52). Здесь следует подчеркнуть, что такие элементы, как ванадий, скандий, стронций, иттрий, иттербий, галлий и германий, в верлитах и пироксенитах встречаются в тех же количествах, что и в габброидах, и на порядок ниже, чем в дунитах, гарцбургитах и лерцолитах. Последнее непосредственно указывает на то, что образование верлитов и пироксенитов связано с формированием габброидов.

Приведенные в главе III данные по петро- и геохимическим особенностям различных типов гипербазитов и габброидов с учетом специфики химического состава породообразующих их минералов дают основание связывать образование верлитов, пироксенитов, вторичных дунитов

Средний химический состав габброидов, вес. %

Окисел	Габбро (n=15)			Габбро-нориты (n=21)			Парагаббро (n=14)			t ₁₋₁₁ =2,03	t ₁₋₁₁ =2,03	t ₁₋₁₁ =2,05
	$\bar{x}$	σ	числ. х-ки	$\bar{x}$	σ	числ. х-ки	$\bar{x}$	σ	числ. х-ки			
SiO ₂	46,79	2,12	a = 6,26	46,59	1,43	a = 2,59	41,43	2,56	a = 2,24	0,32	6,88	6,09
TiO ₂	0,47	0,55	c = 10,55	0,33	0,61	c = 9,19	0,10	0,08	c = 10,64	0,72	1,76	2,55
Al ₂ O ₃	19,19	5,34	$\bar{c}$ —	15,70	3,16	$\bar{c}$ —	17,13	9,07	$\bar{c}$ —	2,27	0,57	0,74
Fe ₂ O ₃	2,47	2,21	b = 26,06	1,95	1,62	b = 35,11	2,43	1,85	b = 38,73	0,78	0,79	0,05
FeO	5,04	2,05	S = 57,13	5,56	1,80	S = 53,11	4,41	2,30	S = 48,39	0,80	1,58	0,75
MnO	0,13	0,05	a' —	0,15	0,06	a' —	0,12	0,06	a' —	1,09	1,43	0,50
MgO	7,30	2,44	f' = 29,05	11,89	3,16	f' = 20,16	17,48	9,66	f' = 16,64	4,93	2,07	3,77
CaO	12,22	2,63	m' = 50,56	14,15	2,22	m' = 57,17	10,06	5,17	m' = 78,48	2,29	2,78	1,40
Na ₂ O	2,31	1,15	c' = 20,39	0,85	0,35	c' = 22,67	0,85	0,59	c' = 4,88	4,70	0,00	4,29
K ₂ O	0,61	0,61	n = 86,05	0,17	0,14	n = 73,69	0,19	0,36	n = 87,60	2,75	0,19	2,28
Cr ₂ O ₃	0,03	—	s = 8,94	0,07	—	s = 3,08	0,20	—	s = 5,42	—	—	—
NiO	0,01	—	t = 0,76	0,03	—	t = 0,51	0,07	—	t = 0,14	—	—	—
P ₂ O ₅	0,08	0,13	Q = 8,81	0,11	0,21	Q = 8,15	0,05	0,08	Q = 18,34	—	—	—
H ₂ O [—]	4,18	5,55	a/c = 0,59	2,27	1,21	a/c = 0,28	5,49	2,53	a/c = 0,21	—	—	—
$\frac{\text{Fe}}{\text{Fe}+\text{Mg}} \cdot 100\%$	35,87	12,03	—	26,67	9,02	—	18,20	6,36	—	2,49	3,26	4,91

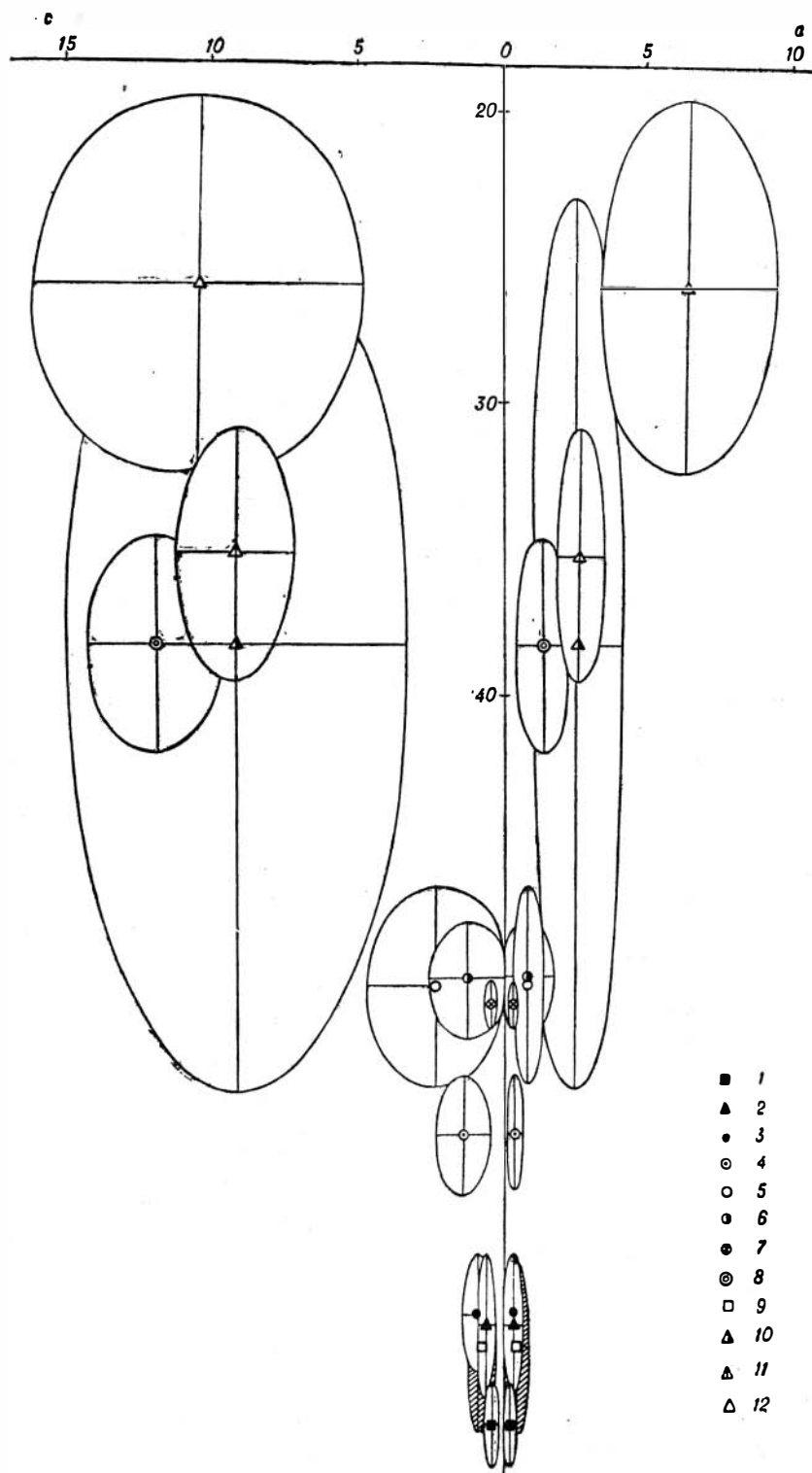


Рис. 29. Химический состав гипербазитов и габброидов Анадырско-Корякской системы:

1 — дуниты; 2 — гарцбургиты; 3 — лерполиты; 4 — верлиты; 5 — диопсидиты; 6 — вебстериты; 7 — бронзититы; 8 — гранатосодержащие породы; 9 — серпентиниты; 10 — парамагматические габброиды; 11 — габбро-нориты; 12 — габбро.

Средние содержания элементов-примесей в различных типах
габброидов, вес. %

Элемент	Габбро (n=79)	Габбро-нориты (n=19)	Парагаббро (n=19)	Среднее по верлитам и пироксенитам (см. табл. 48) (n=166)
V	$1,6 \cdot 10^{-2}$	$1,2 \cdot 10^{-2}$	$3,9 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-3}$
Co	$5,3 \cdot 10^{-3}$	$5,7 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-2}$	$8 \cdot 10^{-3}$
Cu	$8,0 \cdot 10^{-3}$	$2,3 \cdot 10^{-2}$	$6,6 \cdot 10^{-2}$	$4 \cdot 10^{-3}$
Pb	$5,3 \cdot 10^{-5}$	$1,7 \cdot 10^{-4}$	$4,2 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-5}$
Zn	$6,6 \cdot 10^{-3}$	$6,4 \cdot 10^{-3}$	$4,6 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-3}$
Sn	$4,9 \cdot 10^{-5}$	$7,9 \cdot 10^{-5}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$4 \cdot 10^{-5}$
Mo	—	—	$7,1 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-5}$
Sc	$2,6 \cdot 10^{-3}$	$4,9 \cdot 10^{-3}$	$8,0 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-3}$
Sr	$3,4 \cdot 10^{-2}$	$1,7 \cdot 10^{-2}$	$7,4 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$
Y	$8,5 \cdot 10^{-4}$	$2,7 \cdot 10^{-4}$	$1,6 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$
Yb	$6,2 \cdot 10^{-5}$	—	—	$1 \cdot 10^{-5}$
Zr	$3,2 \cdot 10^{-3}$	$3,1 \cdot 10^{-4}$	$5,6 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$
Ga	$5,0 \cdot 10^{-4}$	$7,6 \cdot 10^{-4}$	$8,9 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$
Ge	—	$2,5 \cdot 10^{-4}$	—	$3 \cdot 10^{-4}$

ч гарцбургитов (и, возможно, части лерцолитов) с воздействием на первичные в той или иной степени серпентинизированные гипербазиты габброидной магмы. Этот процесс сопровождается привносом в гипербазиты кремнезема, глинозема, окиси кальция, железа и в отдельных случаях титана (верлиты и клинопироксениты) и выносом в основном окиси магния.

Метасоматические растворы, судя по повышенным содержаниям во вторичных гипербазитах окиси натрия и калия, носили щелочной характер, связаны с ранней стадией послемагматического процесса и были достаточно высокотемпературными.

Учитывая, что концентрации щелочей в габброидах невысокие, допускаем, что повышению щелочности растворов способствовали два обстоятельства: 1) поток просачивающихся растворов был длительным и интенсивным, вследствие чего обеспечивался привнос необходимого для создания щелочной среды в растворах количества щелочных металлов и 2) они (растворы) попадали в среду (гипербазиты), которая практически была стерильна в отношении глинозема. Связь щелочности растворов с этими условиями для кислых магм теоретически обоснована Д. С. Коржинским (1955), а для растворов, генерируемых основными магмами, — А. Л. Павловым (1971 а, б). Последним на примере изучения физико-химических условий образования гидротермальных систем, связанных с деятельностью интрузивов основного состава, показано, что в щелочных восстановительных условиях такие элементы, как кремний, алюминий, железо, титан и кальций, в комплексных кислородных соединениях достаточно легко растворимы и подвижны.

Прежде чем перейти к изложению предлагаемой схемы метасоматических преобразований гипербазитов, вспомним о характере контактов между этими породами. На основе анализа геологического материала могут быть выделены три таких типа контактов. Первый характеризуется активным воздействием магмы основного состава, что сопровождается образованием гибридных пород ряда парагабброидов, в экзоконтакте которых появляются маломощные зоны полевошпатизи-

рованных дунитов и перидотитов. Подобные взаимоотношения между основными и ультраосновными породами наблюдаются на участках, наиболее глубоко подверженных эрозионным процессам.

Второй тип выражается только в серпентинизации гипербазитов и наблюдается в основном на контактах с дайками или со штокообразными выходами габброидов (когда основные породы имеют гипабиссальный облик), а также вдали от плоскости контакта крупных интрузивов габброидов.

Третий тип контактов сопровождается возникновением в гипербазитах пород типа верлитов и пироксенитов, в пространственном распределении которых намечается четкая закономерность. Она выражается в том, что верлиты всегда находятся в экзоконтактных частях габброидных интрузий, а также слагают полосы и отдельные участки между выходами габбро и дунит-гарцбургитами. Пироксениты образуют либо жилы, либо полосы, приуроченные к ослабленным зонам в экзоконтактных частях габбровых интрузий, но нередко и вдали от них. При этом в расположении пироксенитов относительно плоскости контакта можно наблюдать определенную зональность — непосредственно на контакте или вблизи его развиваются преимущественно клинопироксениты, далее, по мере удаления от контакта, среди них появляются вебстериты, а затем и ортопироксениты, которые постепенно вытесняют и диопсидиты, и вебстериты. Полностью такая зональность наблюдается редко, и чаще отдельные звенья ее выпадают. Это в первую очередь касается вебстеритов, которые среди пироксенитов встречаются относительно редко.

Основываясь на указанном фактическом материале, а также учитывая особенности химизма различных типов габброидов и гипербазитов, процесс взаимодействия между основными и ультраосновными породами можно представить в следующем виде.

При внедрении в серпентинизированные гипербазиты интрузива основного состава, апикальные части которого были относительно обогащены летучими (щелочами), магма активно воздействовала на ультраосновной материал (стадия магматического замещения), в дальнейшем расплавляя его и ассимилируя. Последующая кристаллизация этого гибридного расплава приводит к образованию пород группы парагабброидов. В силу высокой температуры ликвидуса гипербазитов в процесс расплавления вовлекались ограниченные их участки, о чем свидетельствуют малые мощности зон развития парагабброидов. Масштабы его проявления зависели от ряда обстоятельств. Среди них главными были следующие:

1) $P - T$ обстановка, обуславливающая течение этого процесса, т. е. глубина, на которой происходило внедрение интрузии основной магмы. При этом, чем на большей глубине осуществлялось взаимодействие, тем активнее протекала стадия магматического замещения и тем больше в расплавление вовлекалось материала гипербазитов. Прямая зависимость интенсивности обменных реакций между магмой основного состава и боковыми породами от температуры и давления убедительно показана Д. Грином и А. Рингвудом (1968).

В качестве доказательства возможности активного воздействия основного расплава на ультраосновные породы могут служить многочисленные факты, установленные за последнее время при изучении гипербазитовых включений в базальтах (Ковалев, Масуренков, 1969; Кутюлин, 1970, 1972; Кутюлин, Фролова, 1972; Масуренков, 1972; и др.);

2) процесс магматического замещения зависел от степени серпентинизации гипербазитов и их проницаемости для инъекции магматического расплава, т. е. от характера раздробленности массивов ультрабазитов. Первая обеспечивала, по-видимому, снижение температуры расплавления ультраосновного материала, а вторая играла определяющую

роль в увеличении площади соприкосновения магмы с породами, с которыми она приходила во взаимодействие;

3) характер и интенсивность взаимодействия основной магмы с гипербазитами определялись также составом внедряющегося расплава и зависели от содержания в нем щелочей. Влияние последних на снижение температуры расплавления ультраосновных пород, особенно окиси калия, даже в ничтожных количествах экспериментально доказано Ф. Зейфертом и В. Шрейером (Seifert, Schreyer, 1968).

Какова была температура, при которой происходил процесс магматического замещения, сказать трудно. Одно остается несомненным, что она была достаточно высокой, вероятно, не ниже 1200—1400°C, т. е. отвечала температуре основного расплава. Верхний температурный предел ориентировочно может быть определен, исходя из условий равновесия системы толеитовый базальт (габбро) — шпинелевый перидотит, т. е. по P — T параметрам, при которых возможно присутствие в габброидах ксенолитов гипербазитов. Как показали расчеты термодинамических констант породообразующих окислов (по активности кремнезема и глинозема), для этой системы равновесие наступает при 1074°C и давлении 1,8 кбар (около 7 км) (Nicholls, Carmichael, 1972). Значит, обломки ультрабазитов в габброидах, многократно наблюдаемые нами на контакте с гипербазитами, могли сохраниться только в случае, если температура основного расплава была «близкой» к указанной, так как при более высоких P и T происходит полное растворение базальтовой магмой материала ультраосновного состава. Это дает возможность оценить и минимальную глубину, на которой происходила стадия магматического замещения, — она была не менее 7 км. Приведенные данные хорошо согласуются с результатами работ А. А. Кадика (1970), показавшего, что явления контактового плавления на фронте внедряющейся основной магмы могут протекать при условии, если взаимодействие ее с окружающими породами будет проходить на глубинах порядка 10—20 км и если объем магматического расплава будет достаточно большим.

После стадии магматического замещения от вновь образованного гибридного расплава отделялись растворы, несущие кремнезем, глинозем, железо и кальций, которые, попадая в серпентинизированные разности гипербазитов, т. е. в среду с обильной водной фазой, изменяли свой окислительно-восстановительный потенциал и подкислялись (Павлов, 1971б). В этих условиях алюминий, как наименее подвижный и чутко реагирующий на изменение среды растворов элемент, связываясь с кальцием и щелочами, выпадал из них с образованием плагиоклазов (полевошпатизация гипербазитов). Этим, по-видимому, и можно объяснить тот факт, что зоны полевошпатизированных гипербазитов везде очень маломощны. Присутствие в растворах натрия и калия обусловило, с одной стороны, более кислый состав плагиоклазов в полевошпатовых разностях гипербазитов (битовнит) по сравнению с плагиоклазами в ортогабброидах (анортит), а с другой — образование криптоантитертитовых вростков калишпата в плагиоклазах парагабброидов и плагиоклазосодержащих дунитов и перидотитов. Последнее косвенным образом указывает на то, что источником растворов был в основном расплав гибридного состава.

По мере удаления от плоскости контакта интрузии габбро растворы еще более подкислялись, с ростом химического потенциала кремнезема и железа образовывались оливин-клинопироксеновые, а затем и ортопироксеновые парагенезисы минералов. Теоретическое обоснование такому направлению метасоматического процесса дается в работе А. А. Маракушева (1965). Вместе с тем следует подчеркнуть, что и на этой стадии метасоматических преобразований до определенного момента щелочи продолжали играть заметную роль. Как видно из анали-

за химического состава пород и минералов, при образовании клинопироксенитов и верлитов щелочность растворов определялась присутствием в них и натрия, и калия, а в вебстеритах натрия. В ортопироксенитах количество щелочей такое же, как и во вмещающих их гипербазитах, или даже меньше (см. табл. 45). Это позволяет проследить, во-первых, изменение щелочности-кислотности растворов по мере удаления их от очага генерации, а во-вторых, указывает на то, что ортопироксениты формировались в основном под воздействием на гипербазиты растворов, имеющих кислотный характер.

Изменением кислотно-щелочных свойств растворов и в связи с этим подвижности отдельных растворенных в них компонентов объясняются зональность в распределении относительно контакта интрузивов габбронидов различных типов метасоматических апогипербазитовых пород и особенности состава слагающих их минералов. Именно наиболее высокой щелочностью растворов вблизи габбровых интрузий вызвана вначале полевошпатизация гипербазитов, а затем и образование верлитов и клинопироксенитов. Подобный ход процесса связан с изменением во времени химического потенциала в инфильтрующихся гидротермальных системах кальция. На начальных этапах щелочной характер растворов обуславливал высокий химический потенциал кальция (Павлов, 1971б), что создавало условия для образования плагиоклаза и моноклинного пироксена, т. е. такую обстановку, при которой ромбические пироксены неустойчивы (Добрецов, 1964). Увеличение кислотности растворов и уменьшение в них химического потенциала кальция приводят к тому, что вначале становится возможным образование наряду с клинопироксенами и ромбических разностей пироксенов (образование вебстеритов), а затем только ортопироксенов. Одновременно решающую роль в поведении растворов начинают играть химические потенциалы кремния и железа, которые определяли железистость вновь образуемых пироксенов, а также создавали благоприятную обстановку для возникновения вторичного оливина (Маракушев, 1965).

С другой стороны, режимом щелочности-кислотности флюидов объясняется, по-видимому, присутствие и соотношение в составе большинства вторичных оливинов и пироксенов таких нехарактерных для них элементов, как алюминий, кальций, титан и щелочи. Возможность диффузии отдельных из этих компонентов в оливин показана при изучении их химического состава в ксенолитах базальтов. По данным микрозондирования установлено, например (Simkin, Smith, 1970), что в ксеногенных кристаллах оливина, в краевых их зонах, содержание CaO достигает 0,40% при почти полном отсутствии кальция во внутренних частях.

При значительном удалении гидротерм от генерирующей их интрузии из них не только последовательно высаживались отдельные растворенные компоненты, но и происходило заметное снижение температуры растворов. Она для конечной стадии деятельности гидротермальной системы может быть определена достаточно точно — 450—500°C, так как с ней связана повторная серпентинизация гипербазитов. Последняя выражается в образовании лизардита второй генерации и антигорита, содержащих обильную сыпь тонкодисперсного магнетита (Пинус и др., 1973), наличие которого также указывает на то, что растворы на этой стадии приобретали кислотный характер (Штейнберг, Малахов, 1964).

В целом же процесс метасоматического преобразования гипербазитов, судя по парагенезисам образующихся минералов, протекал при высоких температурах. Так, образование энстатита по серпентину, по экспериментальным данным (Кусков и др., 1970), происходит при температуре около 700°C, а нижний температурный предел образования диопсидов составляет не менее 860°C (Дир и др., 1965). Это хорошо

согласуется с приведенными ранее данными по температуре дегидратации серпентина, приводящей к образованию регенерированных оливинов, и расчетами А. А. Маракушева (1965), который показал, что парагенезис оливин—пироксен в метасоматическом процессе возникает в условиях низкого парциального давления кислорода при температурах около 750° С.

Исходя из приведенных фактов, представляется возможным ориентировочно оценить температуру стадии полевошпатизации. Она была наиболее высокой, возможно, не ниже 860° С. Об этом косвенно можно судить по двум фактам. Во-первых, зоны плагиоклазсодержащих гипербазитов всегда находятся непосредственно на контакте с габброидами, а во-вторых, в составе их очень часты полевошпатовые верлиты, перемежающиеся с клинопироксенитами.

На основании этого можно предполагать, что на самых ранних этапах флюиды, генерируемые интрузивами габброидов, были представлены главным образом в газовой фазе, а сам процесс имел диффузионный характер. Вероятно, с этим и связано то обстоятельство, что плагиоклаз в гипербазитах преимущественно выполняет промежутки между кристаллами оливина и пироксенов и реже образует жилки. В дальнейшем же, по мере удаления от контакта и падения температуры флюидов, они все более приобретали черты гидротермальных растворов (этому способствовало в значительной степени также и то, что они проникали в серпентинизированные разности пород), инфильтрация которых происходила прежде всего по трещинам различного масштаба. Видимо, это и обуславливает полосовидное проявление продуктов пироксенизации гипербазитов (вторичные перидотиты) и жильные формы пироксенитов.

Таким образом, базируясь на большом количестве данных по геологическому строению изученных нами массивов и наблюдаемым взаимоотношениям между гипербазитами и прорывающими их интрузивами габбро и учитывая особенность химизма этих пород и слагающих их минералов, можно сформулировать основной вывод, вытекающий из анализа этих фактов. *На современном эрозионном уровне массивы гипербазитов Корякско-Камчатской складчатой области представляют собой гетерогенные плутонические тела. Они состоят из пород, сформировавшихся из родоначального вещества мантии (первичные гипербазиты) и продуктов их метасоматической переработки (вторичные гипербазиты). Образование последних связано с воздействием на первичные гипербазиты прорывающих их интрузий габброидов.*

Идея о гетерогенности пород гипербазитовых массивов не нова. Так, уже давно для ряда уральских массивов Н. В. Высоцкий (1913 г.) и А. Н. Заварицкий (1928 г.; 1961) было высказано предположение, что пироксениты в них представляют собой реакционные образования, возникшие в результате взаимодействия магмы основного состава с твердыми дунитами. Впоследствии эта точка зрения на метасоматическую природу пироксенитов (как и верлитов) обсуждалась почти во всех работах, посвященных изучению гипербазитовых массивов, и в настоящее время и среди советских, и среди зарубежных ученых является господствующей. Убедительно гетерогенность пород гипербазитовых массивов на материале Урала и Кавказа в последнее время доказывается В. Ф. Морковкиной (1971). Однако, признавая, что породы имеют метасоматический генезис, многие исследователи не связывают их образование с воздействием на гипербазиты гидротермальных растворов, генерируемых интрузиями основного состава. Источником этих растворов они считают потоки, идущие из глубин верхней мантии (Ефимов, 1973; Москалева, 1968; и др.). Приведенный выше фактический материал, как нам представляется, однозначно указывает на взаимосвязь между формированием вторичных дунитов, гарцбургитов, пироксенитов

и верлитов с интрузиями габброидов. Привлечение же для объяснения процесса их образования основ теории метасоматоза показывает, что теоретические представления и фактический материал находятся в хорошем согласии.

Мы полностью отдаем отчет в том, что предлагаемая им модель метасоматических преобразований гипербазитов под влиянием интрузий габбро является рабочей гипотезой. С помощью ее автор пытается осмыслить и объяснить весь находящийся в его руках фактический материал с позиций, которые представлялись ему наиболее убедительными.

Безусловно, отдельные соображения излагаемой гипотезы дискуссионны. В то же время, имея в своем распоряжении многочисленные данные по петрологии и геологии гипербазитовых массивов других регионов Союза и Мира, автор, анализируя их, не находит явных противоречий высказанной точке зрения, хотя следует признать, что не все аспекты ее аргументированы с одинаковой полнотой. Совершенно ясно, что в этом направлении сделан лишь первый шаг и правильность высказанных положений может быть подтверждена на базе детального изучения вещества гипербазитов и сопряженных с ними габброидов в других складчатых областях. Хочется надеяться, что предлагаемая модель поможет расшифровать генетическую природу отдельных типов гипербазитов и слагающих их пороодообразующих минералов, особенности которых не находят своего объяснения с ортодоксальных позиций гипотез магматического или метаморфического происхождения этих образований.

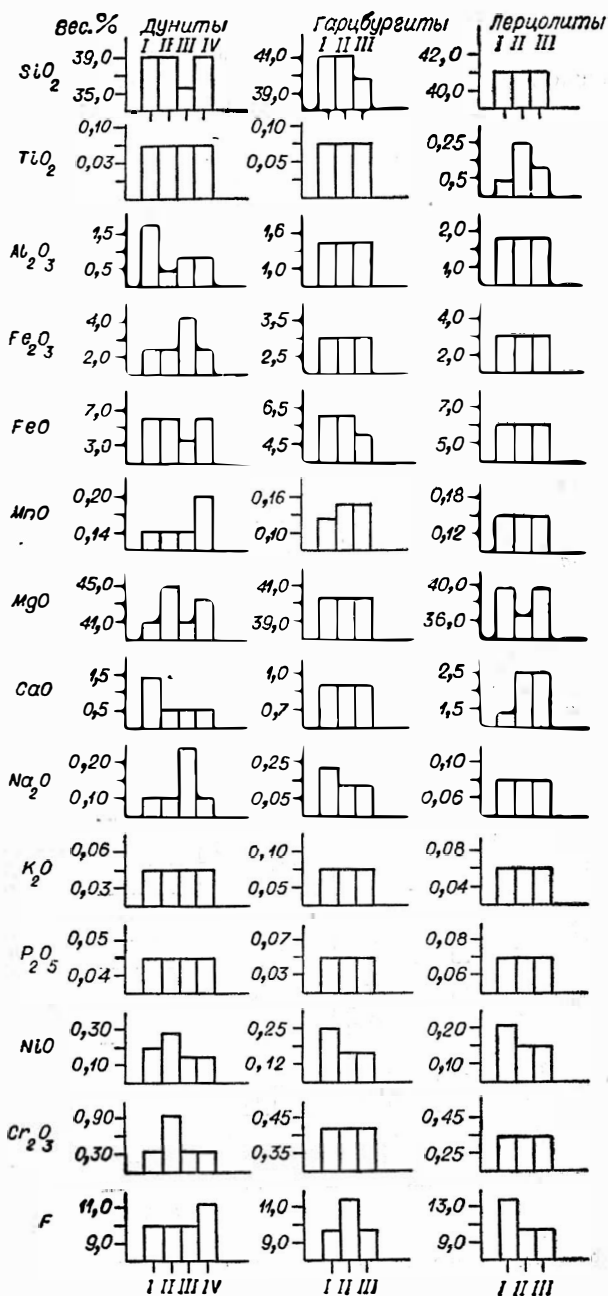


Рис. 30. Распределение содержаний окислов в гипербазитах (I, II, III—см. табл. 53, 54) по поясам.

Установленная гетерогенность пород изученных гипербазитовых массивов позволяет понять также причину специфики их состава, которая выявляется при сравнении химизма пород по отдельным поясам, зонам, складчатым системам и всей Корякско-Камчатской области в целом.

Такие исследования проведены нами впервые по данным статистической обработки химических анализов горных пород, большинство из которых являются оригинальными.

При анализе полученных результатов удается установить ряд закономерностей, в которых находят свое отражение как особенности состава пород, так и черты их генезиса.

Так, при сравнении распределения содержаний петрогенных окислов в различных типах пород обращает на себя внимание то, что наиболее изменчивый состав в массивах отдельных поясов и гипербазитовых зонах имеют дуниты. Значительно менее колеблется в массивах состав гарцбургитов, а лерцолиты повсеместно характеризуются практически одинаковым химизмом (рис. 30, 31, табл. 53—56). Эти особенности в химическом составе пород находят свое логическое объяснение, если иметь в виду, что среди вторичных дунитов, гарцбургитов и лерцолитов наибольшим развитием пользуются метасоматические разновидности дунитов. В лерцолитах же, как указывалось ранее, вторичные их разновидности представлены весьма ограниченно, к тому же выделение их весьма условно. Гарцбургиты по изменчивости состава занимают промежуточное положение. Особенно хорошо это видно на

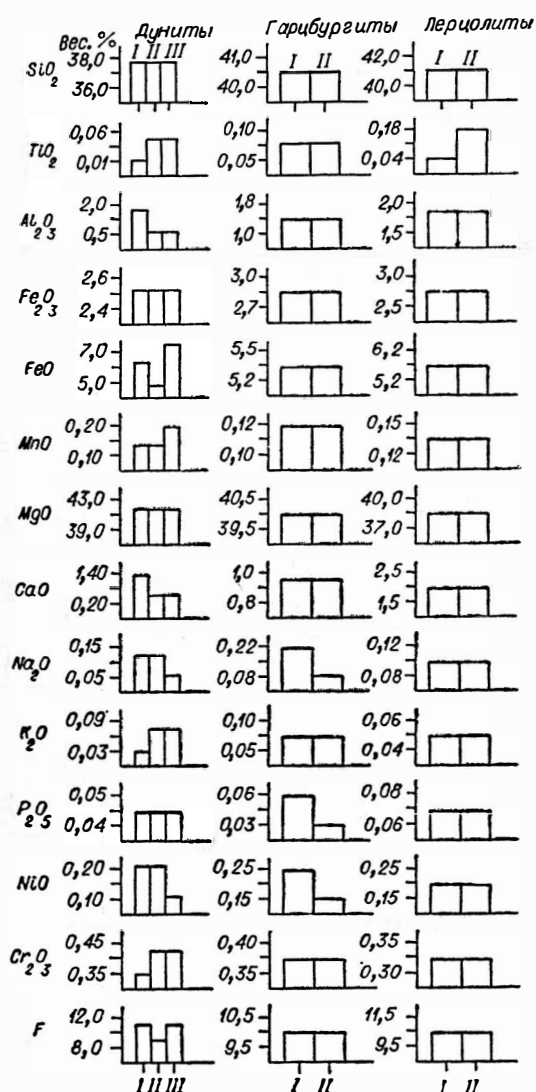


Рис. 31. Распределение содержаний окислов в отдельных разновидностях гипербазитов различных зон (I, II, III — см. табл. 54).

гистограммах рис. 31. Из-за того, что состав различного генезиса дунитов очень контрастен и колеблется от почти чистых форстеритов до хризолитов (среди последних к тому же встречаются кальцийсодержащие разновидности), они представляют собой те объекты, по которым наиболее уверенно можно проследить характер претерпеваемых гипербазитами изменений.

Средний химический состав ультраосновных пород по поясам, вес. %

Окисел	Западно-Чукотский						Корякский и Хатырский						Восточно-Камчатский						Ватно-Ват-вейский; дуниты (n=27)	
	дуниты (n=10)			гарбургиты (n=14)			дуниты (n=13)			гарбургиты (n=26)			дуниты (n=12)			гарбургиты (n=31)			дуниты (n=6)	
	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	$\bar{x}$	σ
	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	$\bar{x}$	σ
SiO ₂	37,86	2,60	40,99	1,65	40,56	2,47	38,18	2,64	41,36	2,57	41,74	3,12	35,65	2,85	39,70	2,52	42,00	4,05	38,48	1,82
TiO ₂	0,01	0,03	0,10	0,12	0,04	0,03	0,06	0,06	0,05	0,03	0,25	0,23	0,05	0,06	0,06	0,06	0,11	0,11	0,06	0,06
Al ₂ O ₃	1,76	0,77	1,62	0,78	2,01	1,06	0,32	0,24	1,26	1,36	1,98	0,81	0,71	0,32	1,04	0,65	1,28	1,18	0,58	0,43
Fe ₂ O ₃	2,40	1,86	2,78	1,33	2,49	1,33	2,36	1,20	2,78	1,47	3,60	1,90	4,17	2,01	3,21	1,76	2,19	1,99	2,60	1,47
FeO	6,35	0,74	5,20	1,70	5,25	1,10	5,92	1,22	6,30	2,70	6,86	2,36	3,60	2,30	4,68	2,14	5,70	2,02	7,48	2,26
MnO	0,14	0,05	0,12	0,03	0,12	0,03	0,14	0,03	0,17	0,07	0,13	0,08	0,14	0,07	0,15	0,07	0,18	0,05	0,20	0,10
MgO	41,90	2,40	40,44	2,66	39,74	2,05	45,44	2,00	39,39	5,00	36,53	2,95	41,54	2,21	40,45	3,65	38,90	3,90	43,66	4,04
CaO	1,40	1,44	0,96	0,66	1,48	0,60	0,34	0,43	0,86	0,69	2,64	0,94	0,11	0,14	0,74	0,94	2,46	2,98	0,65	1,53
Na ₂ O	0,10	0,09	0,22	0,12	0,11	0,09	0,06	0,04	0,06	0,04	0,09	0,06	0,24	0,26	0,11	0,14	0,07	0,07	0,06	0,12
K ₂ O	0,03	0,03	0,10	0,03	0,04	0,04	0,05	0,03	0,05	0,03	0,04	0,03	0,11	0,14	0,06	0,07	0,08	0,12	0,06	0,05
P ₂ O ₅	0,05	0,02	0,03	0,03	0,06	0,06	0,04	0,02	0,06	0,05	0,03	0,06	0,04	0,04	0,05	0,06	0,08	0,10	0,05	0,05
NiO	0,20	0,09	0,25	0,06	0,22	0,06	0,27	0,03	0,17	0,10	0,12	0,08	0,14	0,15	0,12	0,15	0,19	0,14	0,11	0,09
CoO	—	—	—	—	—	—	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,001	0,002	0,002	0,004	0,01	0,01	0,01	0,01
Cr ₂ O ₃	0,35	0,14	0,35	0,13	0,32	0,15	0,93	0,62	0,42	0,25	0,27	0,18	0,33	0,18	0,38	0,25	0,43	0,28	0,42	0,38
H ₂ O [—]	0,48	0,36	0,48	0,28	0,45	0,29	0,34	0,35	0,32	0,26	0,32	0,32	0,57	0,68	0,78	0,56	0,59	0,44	0,49	0,54
П. п. п.	7,87	2,32	7,24	4,00	7,96	3,72	6,24	3,60	6,78	3,60	5,70	2,85	12,46	4,79	9,02	4,94	5,89	4,08	5,05	3,35
Сумма . .	100,90	—	100,88	—	100,85	—	100,71	—	100,05	—	100,38	—	99,90	—	100,55	—	100,16	—	99,96	—
$\frac{\text{Fe}}{\text{Fe}+\text{Mg}} \cdot 100\%$	10,30	1,68	9,68	0,70	9,64	1,08	8,92	1,63	11,55	3,97	13,46	2,80	8,90	1,32	9,11	1,93	9,58	2,89	11,31	2,65

Сравнительный анализ химического состава ультраосновных пород по поясам (к табл. 52)

Окисел	Дуниты			Гарцбургиты		Лерцолиты	
	t_{I-II} ($t_{05}=2,08$)	t_{II-III} ($t_{05}=2,07$)	t_{III-IV} ($t_{05}=2,02$)	t_{I-II} ($t_{05}=2,02$)	t_{II-III} ($t_{05}=2,03$)	t_{I-II} ($t_{05}=2,07$)	t_{II-III} ($t_{05}=2,16$)
SiO ₂	0,29	2,30	3,14	0,55	2,44	0,97	0,13
TiO ₂	1,47	0,91	1,08	1,52	0,82	2,73	1,57
Al ₂ O ₃	5,76	3,48	1,06	1,05	0,78	0,08	1,27
Fe ₂ O ₃	0,06	2,70	2,45	0,00	1,00	1,56	1,36
FeO	1,04	3,09	4,85	1,57	2,49	1,93	1,02
MnO	0,00	0,00	2,14	3,12	1,08	0,36	1,51
MgO	3,76	4,60	2,09	0,86	0,90	2,89	1,26
CaO	2,25	1,82	1,80	0,45	0,56	3,31	0,14
Na ₂ O	1,29	2,36	2,28	4,84	1,85	0,65	0,57
K ₂ O	1,64	1,43	1,21	2,24	0,71	0,00	0,80
P ₂ O ₅	1,20	0,00	0,67	2,13	0,68	0,87	0,00
NiO	2,33	2,95	0,64	3,14	1,52	3,12	1,11
Cr ₂ O ₃	3,25	3,33	1,00	1,16	0,61	0,07	1,23
H ₂ O ⁻	0,93	1,05	0,36	1,77	4,07	1,00	1,29
П. п. п. Fe	1,31	3,66	4,87	0,36	1,89	1,06	0,10
$\frac{Fe+Mg}{Fe+Mg} \cdot 100\%$	1,97	0,03	3,76	2,34	2,87	3,93	3,37

В этой связи отметим, что дуниты Западно-Камчатско-Анадырской гипербазитовой зоны (внешней) характеризуются повышенными концентрациями в них глинозема, окиси кальция, натрия и никеля, а дуниты Восточно-Камчатско-Корякской и Камчатско-Вывенской зон (внутренние) содержат больше окиси титана, марганца, калия и хрома (см. рис. 31).

Вариации в составе отдельных типов пород в зависимости от их положения в тектонической структуре Корякско-Камчатской складчатой области находят свое выражение в общем виде и в химизме гипербазитов в целом, что отчетливо обнаруживается при сравнении состава пород по зонам и складчатым системам (рис. 32; табл. 57). Анализ гистограмм показывает, что гипербазитам внешней гипербазитовой зоны присуща также обогащенность их глиноземом, окисью натрия и никеля, а гипербазитам внутренней — титаном и марганцем. Кроме того, устанавливается, что гипербазиты Камчатско-Вывенской зоны в целом более железистые, содержат минимальное количество окиси никеля и больше окиси кальция, что отражает особенности их минералогического состава, выражающиеся в повышенном содержании в породах моноклинного пироксена. Наконец, четко проявляется приуроченность наиболее высоких концентраций окиси хрома к гипербазитам Восточно-Камчатско-Корякской зоны.

В свете изложенного следует особо акцентировать внимание на том факте, что в направлении от акватории Тихого океана в сторону континента в составе гипербазитов наблюдается увеличение окиси натрия и общей щелочности. Как известно, точно такая же тенденция в Тихоокеанском поясе характерна и для базальтоидов толеитового ряда (Горшков, 1964). С другой стороны, при сравнении химических составов толеитовых базальтов океанов и островных дуг отмечается, что в последних повышены содержания кремнезема, глинозема, щелочей и они являются

Средний химический состав дунитов, гарцбургитов и лерцолитов по зонам, вес. %

Оксид	Западно-Камчатско-Анадырская						Восточно-Камчатско-Корякская						Камчатско-Бывшей; дуниты (n=27)						
	дуниты (n=10)			гарцбургиты (n=14)			лерцолиты (n=15)			дуниты (n=25)			гарцбургиты (n=57)			лерцолиты (n=15)			
	$\bar{x}$	σ		$\bar{x}$	σ		$\bar{x}$	σ		$\bar{x}$	σ		$\bar{x}$	σ		$\bar{x}$	σ		
SiO ₂	37,86	2,60		40,99	1,65		40,56	2,47		36,91	2,75		40,53	2,55		41,87	3,58		1,82
TiO	0,01	0,03		0,10	0,12		0,04	0,03		0,07	0,05		0,06	0,05		0,18	0,17		0,06
Al ₂ O ₃	1,76	0,77		1,62	0,78		2,01	1,06		0,52	0,28		1,15	1,00		1,63	1,00		0,58
Fe ₂ O ₃	2,40	1,86		2,78	1,33		2,49	1,33		3,27	1,60		3,00	1,62		2,90	1,95		2,60
FeO	6,35	0,74		5,20	1,70		5,25	1,10		4,76	1,76		5,49	2,42		6,28	2,19		7,48
MnO	0,14	0,05		0,12	0,03		0,12	0,03		0,11	0,05		0,12	0,07		0,15	0,06		0,20
MgO	41,90	2,40		40,44	2,66		39,74	2,05		43,49	2,10		39,92	4,32		37,71	3,43		43,66
CaO	1,40	1,44		0,96	0,66		1,48	0,60		0,22	0,28		0,80	0,81		2,55	1,96		0,65
Na ₂ O	0,10	0,09		0,22	0,12		0,11	0,09		0,15	0,15		0,08	0,09		0,08	0,06		0,06
K ₂ O	0,03	0,03		0,10	0,08		0,04	0,04		0,08	0,08		0,06	0,05		0,06	0,07		0,05
P ₂ O ₅	0,05	0,02		0,03	0,03		0,06	0,06		0,04	0,03		0,06	0,06		0,08	0,08		0,05
NiO	0,20	0,09		0,25	0,06		0,22	0,06		0,21	0,09		0,15	0,13		0,15	0,12		0,11
CoO	Н. д.	—		Н. д.	—		Н. д.	—		0,01	0,01		0,01	0,01		0,01	0,01		0,01
Cr ₂ O ₃	0,35	0,14		0,35	0,13		0,32	0,15		0,63	0,40		0,40	0,25		0,35	0,23		0,42
H ₂ O ⁻	0,48	0,36		0,48	0,28		0,45	0,29		0,45	0,51		0,55	0,41		0,45	0,38		0,49
П. п. п.	7,87	2,32		7,24	4,00		7,96	3,72		9,35	4,20		7,90	4,27		5,80	3,47		5,05
Сумма . . .	100,90	—		100,88	—		100,85	—		100,39	—		100,36	—		100,27	—		99,96
$\frac{\text{Fe}}{\text{Fe}+\text{Mg}} \cdot 100\%$	10,30	1,68		9,68	0,70		9,64	1,08		8,91	1,48		10,33	2,95		11,52	2,85		11,31
																			2,65

более железистыми (Кутолин, 1972). Базальты же океанов более титанистые.

Как видно, изменения химизма базальтоидов и гипербазитов в направлении от океана к континенту удивительно сходны. Интересно в этой связи также вспомнить давно установленную для Северо-Востока СССР закономерность (Устиев, 1949) увеличения щелочности гранитоидов от внутренних областей региона к внешним, которая прослеживается во многих складчатых системах планеты.

Наряду с этим для целого ряда районов западной части Тихоокеанского кольца устанавливается зональность состава лав в продольном направлении (Эрлих, 1973). Она выражается, в частности, в увеличении щелочности состава продуктов вулканизма с севера на юг. Эта тенденция, например, хорошо прослеживается на лавах четвертичных вулканов Центральной Камчатки (Бабиц, 1973) и сопровождается одновременным уменьшением в составе излившихся пород глинозема. Примечательно, что и для гипербазитов Корякско-Камчатской складчатой области подобная закономерность выдерживается довольно четко (рис. 33, 34; табл. 58). Кроме того, в гипербазитах Анадырско-Корякской складчатой системы, являющейся внешней структурой по отношению к Олюторско-Камчатской системе, содержится больше кремнезема, закисного железа и окиси никеля при равных количествах в породах окиси магния. В свою очередь, гипербазиты Олюторско-Камчатской системы являются относительно более щелочными и титанистыми и, что очень важно, содержат при общей более высокой щелочности повышенные концентрации окиси калия. Изучение состава габброидов, пространственно связанных с гипербазитами этой системы, показывает, что они в целом являются более дифферен-

Таблица 56

Сравнительный анализ химического состава ультраосновных пород по зонам (к табл. 54)

Окисел	Дуниты		Гарцбургиты; $t_{I-II}=2,00$	Лерцолиты; $t_{I-II}=2,02$
	$t_{I-II}=2,03$	$t_{I-II}=2,01$		
SiO ₂	0,98	1,98	0,82	1,16
TiO ₂	4,35	0,65	1,21	4,38
Al ₂ O ₃	4,96	0,60	1,88	1,00
Fe ₂ O ₃	1,29	1,56	0,53	0,67
FeO	3,79	4,86	0,52	1,61
MnO	0,00	2,79	0,00	1,72
MgO	1,83	0,19	0,57	1,97
CaO	2,57	1,23	0,76	2,01
Na ₂ O	1,22	2,47	4,12	1,07
K ₂ O	2,68	1,08	1,77	0,95
P ₂ O ₅	1,15	0,88	2,63	0,77
NiO	0,30	4,00	4,26	2,00
Cr ₂ O ₃	3,08	1,94	1,04	0,42
H ₂ O ⁻	0,20	0,27	0,75	0,00
П. п. п.	1,32	4,06	0,54	1,65
Fe				
$\frac{Fe}{Fe+Mg} \cdot 100\%$	2,28	4,07	1,50	1,60

Примечание. Значения t даны для 95%-ного порога вероятности.

цированными и имеют более щелочной состав по сравнению с габброидами Анадырско-Корякской системы. Это выражается в появлении среди габброидов Олюторско-Камчатской складчатой системы таких разновидностей пород, как эссекситы и тешениты (Аникеева, 1968; Марковский и др., 1971; Эрлих и др., 1971). Повышенная калиеносность габброидов в этом районе очень четко фиксируется и при наших исследованиях гипербазитов, в которых среди вторичных продуктов наряду с серпентинами повсеместно отмечается тонкая сыпь флогопита. В составе же вторичных минералов гипербазитов Анадырско-Корякской системы, что подчеркивалось при общей характеристике ультраосновных пород массивов, флогопит обычно не фиксируется.

Таким образом, в составе гипербазитов Корякско-Камчатской складчатой области отчетливо намечается зональность как в поперечном,

так и в продольном направлении относительно простираения общей структуры. Приведенный выше материал показывает, что петрохимическая направленность этой зональности совпадает с изменением в тех же направлениях и химизма базальтоидов. Вместе с тем с востока на запад и с юга на север в пределах области в целом намечается увеличение мощности коры континентального типа (см. рис. 4). Очевидно, что все эти факты взаимосвязаны и требуют своего объяснения.

В решении этой проблемы возможны два альтернативных подхода. Первый заключается в том, что отмеченные различия в составе пород гипербазитовых массивов, занимающих различное тектоническое положение в структуре области, можно связывать с условиями образования ультраосновного вещества. В этом случае зафиксированные особенности химизма пород имеют первичный характер и отражают эволюцию вещества верхней мантии во времени и пространстве и неодинаковую степень его дифференциации под различными структурами тектоносферы. Так объясняет зональность в составе гипербазитов Сихотэ-Алиня С. С. Зимин (1969). В этом случае приходится допускать, что на сравнительно небольших расстояниях вещество верхней мантии имеет неоднородный состав. Учитывая, что Корякско-Камчатская область находится в зоне перехода от коры океанического типа к континентальному, возможность таких изменений состава мантии не исключается. На неоднородность же мантии под различными тектоническими областями указывают, как известно, и геофизические данные, и состав глубинных ксенолитов (Соболев и др., 1972). Однако с этих позиций не ясны связь изменения щелочности гипербазитов и гранитоидов в пространстве, увеличение в составе первых во внешних зонах глинозема и кремнезема. Непонятно при этом также увеличение в составе гипербазитов внутренних зон содержания титана при общей пониженной их щелочности, зависимость состава вторичных продуктов изменения гипербазитов от петрохимических особенностей прорывающих их габброидов и пр.

Все эти и другие факты легче объяснить, если зональность состава гипербазитов увязывать с тектоническим развитием региона и эволюцией в пределах его более позднего магматизма. Принимая гипербазиты за наиболее ранние продукты геосинклинального магматизма, мы можем их рассматривать как своеобразные фильтры, в которых оставляют следы все последующие проявления магматической деятельности в складчатой структуре. Тогда зональность в химизме гипербазитов есть результат вторичных их изменений, которые связаны с ростом осадочно-вулканогенной оболочки геосинклинали, с переходом коры океанического типа в континентальную и отражают процесс ее гранитации. В целом

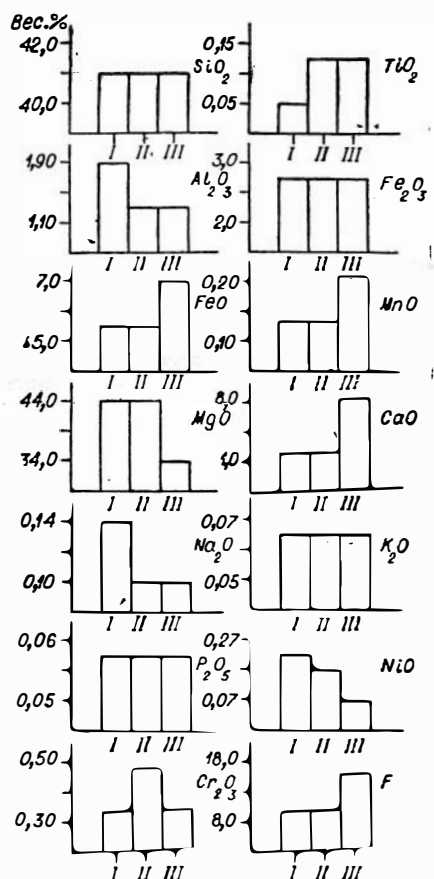


Рис. 32. Распределение содержания окислов в гипербазитах различных зон (I, II, III — см. табл. 56).

**Средневзвешенный химический состав гипербазитов
Корякско-Камчатской складчатой области по зонам, вес. %**

Окисел	Западно-Камчатско-Анадырская (n=39)		Восточно-Камчатско-Корякская (n=97)		Камчатско-Вывенская (n=43)		$t_I - II = 1,98$	$t_{II} - III = 1,97$	$t_I - III = 1,99$
	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ			
SiO ₂	39,80	2,24	39,77	2,96	41,91	5,22	—	—	—
TiO ₂	0,05	0,06	0,10	0,09	0,15	0,22	3,79	—	2,86
Al ₂ O ₃	1,80	0,87	1,10	0,76	1,29	1,56	4,43	—	—
Fe ₂ O ₃	2,56	1,51	3,06	1,72	3,11	2,37	—	—	—
FeO	5,60	1,18	5,51	2,12	6,73	2,26	—	2,98	2,97
MnO	0,13	0,03	0,14	0,06	0,20	0,12	—	3,09	3,68
MgO	40,69	2,37	40,37	3,28	34,43	12,75	—	3,00	3,13
CaO	1,28	0,90	1,19	1,02	6,89	8,60	—	4,32	4,28
Na ₂ O	0,14	0,10	0,10	0,10	0,13	0,15	2,11	—	—
K ₂ O	0,06	0,05	0,07	0,07	0,06	0,06	—	—	—
P ₂ O ₅	0,05	0,04	0,06	0,05	0,05	0,05	—	—	—
NiO	0,22	0,07	0,17	0,11	0,07	0,08	3,16	6,10	9,03
CoO	Н. д.	—	Н. д.	—	0,10	0,10	—	—	—
Cr ₂ O ₃	0,34	0,14	0,46	0,29	0,33	0,34	3,24	2,17	—
H ₂ O ⁺	0,47	0,31	0,48	0,43	0,41	0,48	—	—	—
П. п. п.	7,69	3,35	7,68	3,98	4,25	3,40	—	5,20	4,58
С у м м а . . .	100,88	—	100,24	—	100,01	—	—	—	—
$\frac{Fe}{Fe+Mg} \cdot 100\%$	9,87	1,05	10,25	2,43	15,10	8,72	—	3,57	3,90

Примечание. В расчетах использовались анализы дунитов, гарцбургитов, лерцолитов.

же при решении проблемы зональности состава гипербазитов, по-видимому, обе намеченные возможности следует иметь в виду.

В заключение остановимся на результатах сравнительного изучения состава гипербазитов Корякско-Камчатской складчатой области и гипербазитов других складчатых областей. Для этой цели были использованы химические анализы пород Урала (Малахов, 1966) и юга Сибири (Пинус, Колесник, 1966). Выбор этих объектов для сравнительного анализа не случаен. Он в первую очередь был обусловлен тем, что одной из задач, стоявших в начале исследований автора, было выяснение специфики состава гипербазитов молодой Корякско-Камчатской складчатой области в системе палеозойских складчатых структур Сибири. С другой стороны, привлечение для сравнения материалов по Уралу было вызвано чисто практическими целями. В данном случае петрохимические данные по Уралу использовались в качестве эталона для перспективной оценки массивов Корякско-Камчатской области на хромиты и платину. Последнему вопросу посвящен заключительный раздел работы. Ниже остановимся на чисто петрологических аспектах проблемы.

Результаты сравнительного анализа состава гипербазитов по отдельным областям приводятся в табл. 59. Определение нормативного состава пород производилось по системе американской количественной классификации после пересчета результатов анализов на «сухой» остаток.

Данные таблицы по Корякско-Камчатской области хорошо увязываются с наблюдаемыми фактами и отражают особенности состава массивов гипербазитов: преобладание в них перидотитов, среднее содержание в последних пироксенов и, наконец, большее количество в массивах Олюторско-Камчатской системы дунитов. В целом же валовой состав пород из массивов обеих складчатых систем весьма близок, что соответствует действительности. Вместе с тем он отличен от состава гипербазитов палеозойских геосинклиналей. Эти различия выражаются главным образом в уменьшении в породах последних пироксенов, идущем в основном за счет ромбических их разновидностей. Приведенные данные также хорошо согласуются с известными фактами о том, что в древних геосинклиналях типоморфными породами гипербазитовых массивов являются обогащенные оливином гарцбургиты, в них достаточно широко развиты дуниты и в очень незначительном количестве (или отсутствуют) лерцолиты (Пинус, Колесник, 1966; Малахов, 1966; Пинус, Велинский, 1970; Михайлов, 1960; и мн. др.). Любопытно, что составы гипербазитов в палеозойских складчатых структурах, так же как и в молодых складчатых системах Корякско-Камчатской области, между собой почти не отличаются. Эти закономерности подтверждают установленную ранее автором тенденцию увеличения в составе гипербазитовых массивов с омоложением их возраста пироксеновой составляющей (Велинский и др., 1968; Велинский, Пинус, 1969 а). В этой связи интересны результаты сравнения состава гипербазитов в ряду срединно-океанический хребет — переходная зона от океана к континенту — палеозойская геосинклиналь (табл. 60).

Различия в нормативном составе пород сравниваемых структур очень наглядны. Если связь состав — возраст нами установлена правильно, то гипербазиты срединных океанических хребтов, — несомненно, самые молодые образования среди подобного типа пород Земли. Последнее может косвенным путем подкреплять точку зрения тех исследователей, которые в современных срединных океанических хребтах видят участки зарождающихся геосинклиналей. О том же, что вычисленный нами нормативный состав гипербазитов срединных океанических хребтов близко отвечает истинному, свидетельствуют результаты исследований Л. В. Дмитриева (1973). Им на очень представительном материале показано, что океанические гипербазиты в основном представлены лерцолитами, а гарцбургиты и особенно дуниты в их составе подчинены.

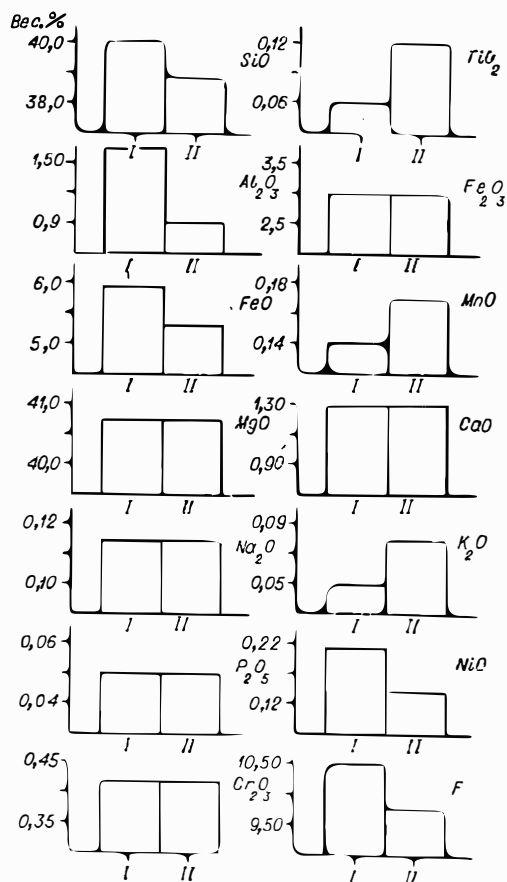


Рис. 33. Распределение содержания окислов в гипербазитах Анадырско-Корякской (I) и Олюторско-Камчатской (II) складчатых систем (к табл. 57).

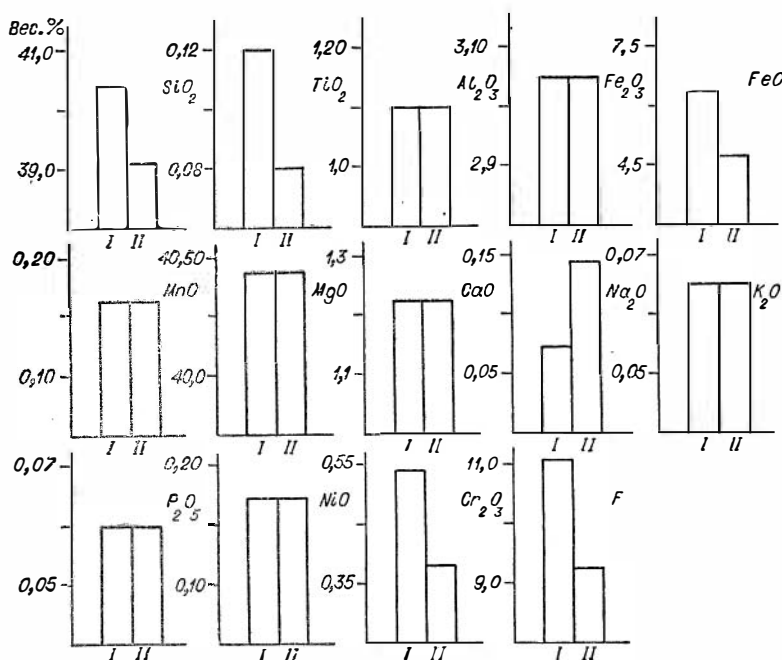


Рис. 34. Распределение окислов в гипербазитах Восточно-Камчатско-Корякской зоны с севера (Корякский и Хатырский пояса — I) на юг (Восточно-Камчатский пояс — II).

Таким образом, приведенные данные позволяют наметить закономерность изменения состава гипербазитов во времени. Это, в свою очередь, дало возможность автору (Велинский и др., 1968; Велинский, 1969а) для разделения разновозрастных альпинотипных гипербазитов применить метод дискриминантной функции для случая неравных матриц ковариации (Андерсон, 1963; Кутолин и др., 1966) и вывести уравнение гиперплоскости, надежно разделяющее по петрохимическим особенностям ультраосновные породы мезозойского и палеозойского возраста. Оно имеет вид:

$$0,605 \text{ SiO}_2 - 0,567 \text{ Al}_2\text{O}_3 - 0,893 \text{ FeO} - \\ - 0,970 \text{ MgO} - 0,13 \text{ CaO} - 6,969 \text{ Cr}_2\text{O}_3 + 23,06 = 0.$$

Уравнение применимо только для химических анализов перидотитов и используется следующим образом: при алгебраической сумме левой части, большей или равной нулю, порода имеет мезозойский возраст, а при меньшей нуля — палеозойский. Если подставить в это уравнение данные по перидотитам Корякско-Камчатской области, то все решения устойчиво дают положительную величину. Аналогичная картина имеет место и для гипербазитов океанов, а для Урала и юга Сибири решения уравнения имеют отрицательные значения. Весьма показательным является то, что выведенное уравнение для гипербазитов одной складчатой системы, если в ней имеются разновозрастные аналоги этих пород, также дает возможность их надежно разделять, что подтверждено на примере гипербазитовых массивов Урала И. А. Малаховым (1973).

Петрографическая сущность различия разновозрастных гипербазитов, как указывалось выше, заключается в колебании количества в них пироксенов. В петрохимическом составе это выражается в том, что в более молодых породах наблюдается увеличение содержаний кремне-

зема, глинозема и уменьшение — окиси магния (только по этим трем компонентам различия носят значимый характер: Велинский, Пинус, 1969а), а поэтому при польовании уравнением надо иметь в виду главным образом эти окислы.

Такая направленность изменения связывалась нами ранее (Велинский, Пинус, 1969а) с эволюцией вещества верхней мантии во времени, а также с глубиной зарождения ультраосновного материала и тектоническим положением массивов гипербазитов. В свете новых данных о гетерогенности гипербазитов надо думать, что колебания их состава в зависимости от возрастного фактора носят более сложный характер и отражают как первичные условия формирования ультрабазитов, так и степень их вторичных преобразований в процессе эволюции геосинклинальной структуры.

Резюмируя изложенный выше материал по петрологии гипербазитов Корьяско-Камчатской складчатой области, отметим следующее:

1. Ультраосновные породы, слагающие гипербазитовые массивы области, являются гетерогенными образованиями. Они имеют свои первичные и вторичные разности, соотношения между которыми в отдельных телах самые разнообразные.

2. Вторичные гипербазиты представлены дунитами, гарцбургитами (частично, возможно, лерцолитами), верлитами и пироксенитами. В пространстве обнаруживают обычно тесную связь с выходами прорывающих тела гипербазитов интрузивов габброидов.

3. Процесс преобразования гипербазитов происходит под воздействием на серпентиниты или серпентинизированные разности ультраосновных пород флюидов, генерируемых интрузиями габбро. Он связан с ранней послемагматической стадией жизнедеятельности этих интрузий, был высокотемпературным и носил метасоматический характер.

Состав и особенности вновь образующихся пород находятся в функциональной зависимости от смены режима щелочности-кислотности инфильтрующихся растворов и от химических потенциалов растворенных в них компонентов.

4. Интрузивы габброидов представлены габбро и габбро-норитами. В непосредственном контакте с гипербазитами наблюдаются отчетливые следы гибридизма и переработки основной магмой ультраосновного материала, сопровождающиеся образованием пород ряда парагабброидов.

Таблица 58

Средний химический состав гипербазитов
Анадырско-Корьяской (I) и Олюторско-
Камчатской (II) складчатых систем, вес. %

Окисел	I (n=87)		II (n=76)		$t_{0,1}^{1000} = 1,97$
	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ	
SiO ₂	40,12	2,51	38,96	2,81	2,76
TiO ₂	0,06	0,06	0,12	0,07	5,75
Al ₂ O ₃	1,49	0,84	0,90	0,65	5,17
Fe ₂ O ₃	2,74	1,52	3,04	1,81	1,13
FeO	5,98	1,64	5,36	2,18	2,03
MnO	0,14	0,05	0,17	0,07	3,13
MgO	40,57	2,84	41,14	3,45	1,14
CaO	1,28	0,79	0,99	1,39	1,61
Na ₂ O	0,11	0,07	0,12	0,15	0,53
K ₂ O	0,05	0,04	0,08	0,09	2,70
P ₂ O ₅	0,05	0,04	0,05	0,05	0,00
NiO	0,21	0,07	0,14	0,13	4,17
CoO	Н. д.	—	Н. д.	—	—
Cr ₂ O ₃	0,44	0,25	0,39	0,27	1,2
H ₂ O ⁻	0,40	0,31	0,61	0,56	2,92
П. п. п.	6,97	3,35	6,84	4,29	0,21
Сумма . . .	0 0,64	—	100,14	—	—
$\frac{Fe}{Fe+Mg} \cdot 100\%$	10,59	1,98	9,72	1,60	3,11

Примечание. В расчетах приняты анализы дунитов, гарцбургитов и лерцолитов.

**Средние нормативные составы гипербазитов Олюторско-Камчатской (I),
Анадырско-Корякской (II) складчатых систем,
Урала (III) и юга Сибири (IV)**

Минеральный состав	I (n=76)	II (n=87)	III (n=50)	IV (n=57)
Оливин	71,3	68,2	78,2	80,4
Моноклинный пироксен	4,4	5,2	2,2	1,2
Ромбический пироксен .	17,6	20,7	11,1	13,3
Хромшпинелиды	2,7	2,7	1,8	1,8
Магнетит	4,0	1,9	6,7	3,2
Оливин	71,3	68,2	78,2	80,4
Пироксены все	22,0	25,9	13,3	14,5

Примечание. III — рассчитаны по данным И. А. Малахова (1966), IV — по данным Г. В. Пинуса, Ю. Н. Колесника (1966). В расчетах использованы анализы дунитов, гарцбургитов и лерцолитов.

Таблица 60

**Средние нормативные составы гипербазитов срединного хребта
Индийского океана (I), Корякско-Камчатской складчатой
области (II), Урала и юга Сибири (III)**

Минеральный состав	I (n=26) (Дмитриев, 1972)	II (n=163)	III (n=107)
Оливин	46,5	69,8	79,3
Моноклинный пироксен	6,6	4,8	1,7
Ромбический пироксен	36,7	19,2	12,2
Хромшпинелиды	4,9	2,7	1,8
Магнетит	5,3	4,5	4,9
Оливин	46,5	69,8	79,3
Пироксены все	43,3	24,0	13,9

5. В химизме гипербазитов в зависимости от их тектонического положения в современной складчатой структуре наблюдается зональность, прослеживаемая в поперечном и продольном направлении относительно простираения геосинклинальной области. Она выражается в том, что в ультраосновных породах массивов внешних складчатых зон повышены содержания щелочей, кремнезема, глинозема, окиси никеля, во внутренних — титана и марганца.

6. Гипербазитам Корякско-Камчатской складчатой области, располагающимся в зоне перехода от континента к океану, свойственны свои специфические черты химического состава, по которым они занимают промежуточное положение между гипербазитами этих структур Земли. Петрографически это выражается в том, что по отношению к палеозойским гипербазитам материка в ультрабазитах области содержится значительно больше пироксенов, а по сравнению с гипербазитами океанов — оливинов. Различия в химизме пород в ряду океан — переходная зона — материк обусловлены тектоническим положением сравниваемых структур, а также носят возрастной характер и отражают эволюцию вещества верхней мантии и гипербазитов во времени и в пространстве.

Основываясь на геолого-тектонических данных и результатах петро- и геохимических исследований пород гипербазитовых массивов области, ниже остановимся на общих вопросах их генезиса и в целом на проблеме происхождения гипербазитов в складчатых структурах.

**АЛЬПИНОТИПНЫЕ ГИПЕРБАЗИТЫ
И ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ПРОЦЕСС**

Происхождение ультраосновных пород складчатых областей, объединенных в группу альпинотипных гипербазитов (гипербазитовая формация по Ю. А. Кузнецову, 1964), и все связанные с ним вопросы (возраст пород, механизм внедрения массивов, форма тел, место гипербазитов в геосинклинальном развитии складчатых структур и др.) являются одной из наиболее кардинальных сложных проблем современной петрологии и геологии в целом. Решение проблемы или отдельных ее сторон имеет большое значение для расшифровки ряда задач как прикладного, так и теоретического характера. Это особенно хорошо видно на данном этапе развития геологической науки в свете основных положений гипотезы глобальной тектоники плит, развиваемой и поддерживаемой в настоящее время многими исследователями различных геологических специальностей. Можно без преувеличения сказать, что для современной геологии проблема генезиса гипербазитов является стержневой, так как расшифровка ее поможет разрешить и снять многие вопросы в дискуссии, идущей между петрологами и тектонистами, об офилитовых сериях (формациях), об этапности и направленности магматических процессов в геосинклинальном цикле, о связи гипербазитов с глубинными разломами и пр.

Решение всех этих и других вопросов в значительной мере зависит от главного аспекта проблемы — как и в каком агрегатном состоянии гипербазиты проникают в земную кору. Поясним это положение некоторыми примерами.

Так, признание существования в недрах мантии ультраосновной магмы, внедряющейся затем в виде расплава в кору, влечет за собой специфический подход к генезису связанных с гипербазитами рудных полезных ископаемых, определению состава и состояния вещества верхней мантии, механизму образования магматических очагов и интрузий гипербазитов, связи гипербазитов с базальтоидами и габбро, развитию раннегеосинклинального магматизма и вопросу базификации континентальной коры, представлениям об образовании океанов и движениях континентальных плит и т. д. Соответственно отрицание существования ультраосновных магм в условиях земной коры приводит к совершенно другой трактовке перечисленных выше вопросов и, естественно, к иному решению всей проблемы гипербазитов.

В настоящее время, как известно, существует несколько гипотез о происхождении ультраосновных пород складчатых областей, большинство из которых, однако, сталкивается с определенными противоречиями, выявляющимися при приложении той или иной гипотезы к конкретным объектам в процессе анализа их геологического положения, особенностей состава и структуры гипербазитовых массивов, контактовых их соотношений с вмещающими породами и пр.

К разбору существующих концепций о происхождении альпинотипных гипербазитов в геологической литературе обращались уже неоднократно как в Советском Союзе, так и за рубежом. Анализ многочисленных публикаций по этому вопросу показывает, что на современном эта-

пе все обсуждаемые гипотезы генезиса гипербазитов могут быть объединены в следующие четыре группы:

1. Магматическая, связывающая образование гипербазитов или с кристаллизацией ультраосновного, перидотитового по составу, расплава, или с дифференциацией базальтоидной магмы.

2. Гипотеза кристаллической «каши», согласно которой образование гипербазитов обусловлено кристаллизацией внедряющегося в кору агрегата, состоящего в основном из кристаллов оливина и небольшого количества межзерновой жидкости.

3. Группа метасоматических гипотез, объясняющих все разнообразие пород альпинотипных гипербазитов или метасоматической переработкой вещества верхней мантии, представленного дунитами, перидотитами либо пироксенитами, или же метасоматозом основных эффузивов.

4. Гипотезы, рассматривающие альпинотипные гипербазиты в качестве отторженцев верхней мантии или ее выступов, обнажающихся в определенных структурах складчатых систем.

За исключением гипотезы образования гипербазитов за счет дифференциации базальтовой магмы, выдвинутой в начале XX в. Н. Л. Боуэном (от которой он в силу противоречий геологических и петрологических данных, как известно, в дальнейшем отказался), а ныне поддерживаемой лишь немногочисленной группой исследователей (Challis, 1965; Miyaschiro, 1967; Соболев, 1964; и др.), а также гипотез метасоматического происхождения ультрабазитов (Avias, 1949, 1955; Успенский, 1952; Москалева, 1960, 1962, 1964, 1968), имеющих также очень небольшой круг последователей, остальные концепции распространены довольно широко.

Наиболее популярными вплоть до последних лет являлись гипотеза образования гипербазитов в результате кристаллизации в условиях коры самостоятельной магмы перидотитового состава (Заварицкий, 1961; Кузнецов, 1955; Соболев, 1952; Пинус и др., 1958; Шейнманн, 1964; Тейлор и Нобл, 1963; Хесс, 1957; и др.) и успешно с ней соперничающая гипотеза о внедрении в земную кору кристаллической «каши» (Боуэн, Таттл, 1950; Тернер, Ферхуген, 1961; Кузнецов, 1964; Добрецов, 1964; Пинус, Колесник, 1966).

В последние годы широким признанием пользуется гипотеза, рассматривающая альпинотипные гипербазиты как тугоплавкий остаток вещества верхней мантии, образовавшийся в результате дифференциации субстрата мантии и внедрявшийся в земную кору в твердом или в частично расплавленном состоянии. Выдвинутая в связи с проблемой ультраосновных пород в срединных океанических хребтах Х. Хессом и Р. Дитцем (Hess, 1962; Dietz, 1963), эта идея в настоящее время в различных ее вариантах широко поддерживается многими советскими (Виноградов, 1962; Шейнманн, 1968; Удинцев, Чернышева, 1966; Книппер, 1968; Морковкина, 1968; Пейве, 1969; Дмитриев, 1966, 1973; и др.) и зарубежными учеными (Рингвуд и др., 1968; Бойд, Мак-Грегор, 1968; Roever, 1957; Ringwood, 1962; Thayer, 1967; Green, 1967; Rost, 1959; Wyllie, 1969 а, б, 1970; Cann, 1969; и мн. др.).

Согласно представлениям названных авторов, гипербазиты внедряются на различные стратиграфические уровни коры под воздействием тектонических сил или восходящих потоков в мантии. В свете этой гипотезы некоторые исследователи отдельные крупные гипербазитовые пояса в геосинклинальных структурах интерпретируют как обнаженные части подкорового слоя (Москалева, 1962, 1964).

Из приведенного краткого обзора существующих гипотез о происхождении альпинотипных гипербазитов видно, что, несмотря на различный подход к этой проблеме отдельных исследователей, все, кроме С. Авиаса, считают альпинотипные гипербазиты продуктами подкоро-

вого слоя, зарождающимися в условиях верхней мантии Земли. Это положение является совершенно очевидным и доказывается как геофизическими наблюдениями и экспериментальными данными современной петрологии, так и прямыми фактами — широким развитием гипербазитов в рифтовых зонах срединных океанических хребтов, в обстановке, где отсутствует кора континентального типа (Белоусов, 1968; Деменичкая, 1967; Дмитриев, 1973; и др.).

Какие же аспекты проблемы происхождения альпинотипных гипербазитов являются наиболее спорными? В первую очередь, как уже отмечалось, это относится к вопросу о том, в каком виде ультраосновной материал попадает из верхней мантии в земную кору. Решение его является наиболее важным, так как с ним связаны понимание и трактовка остальных сторон проблемы, а именно: механизма внедрения гипербазитов и взаимоотношений их с вмещающими породами; времени формирования гипербазитов и становления их в геосинклинальном цикле складчатой структуры; характера взаимоотношения гипербазитов с породами и других магматических формаций и др.

Как видно из вышеизложенного, с позиций различных гипотез внедрение ультраосновного вещества, формирующего в отложениях геосинклиналей отдельные массивы и пояса альпинотипных гипербазитов, предполагается или в виде магматического расплава ультраосновного состава, или в форме кашеобразного агрегата из кристаллов оливина и небольшого количества межзерновой жидкости, или, наконец, в твердом состоянии. Таким образом, решение поставленной задачи сводится фактически к ответу на вопрос — могут ли образовываться в условиях верхней мантии и интродировать в кору ультраосновные магмы, которые бы в ходе кристаллизации расплава, локализованного в виде отдельных камер в земной коре, дали весь набор пород, входящих в состав формаций альпинотипных гипербазитов?

Из приведенного выше обзора гипотез происхождения гипербазитов следует, что существование такой магмы допускается многими исследователями. Однако данные экспериментальной петрологии по плавлению гипербазитов и их ингредиентов, сведения о распределении температур и давлений в недрах планеты, а также современные представления о составе вещества верхней мантии и целый ряд других факторов заставляют осторожно и весьма критически относиться к этому положению. Рассмотрим этот вопрос более подробно.

Проблема образования и существования ультраосновной магмы является составной частью проблемы магмообразования вообще и образования магматических расплавов основного состава, в частности. Многочисленные исследования в области образования магм основного состава (Виноградов, 1959, 1961, 1962 а; Белоусов, 1966, 1968; Магницкий, 1965; Шейнманн, 1964, 1968, 1969, 1970; Горшков, 1958; Хитаров, 1953; Хитаров и др., 1968; Ярошевский, 1964; Виноградов и др., 1970; Кадик, Ступанов, 1970; Кудрявцев и др., 1967; Велинский и др., 1969; Велинский, 1970; Велинский и др., 1973; и мн. др.), основанные на экспериментальных, геофизических и расчетных данных, показывают, что магмы базальтового состава могут образовываться только в мантии на глубинах порядка 100 км. Именно на этом уровне зафиксированы очаги базальтовой магмы для ряда действующих вулканов (Горшков, 1958; Шейнманн, 1968).

По данным В. А. Магницкого (1965), на этих глубинах температура субстрата мантии определяется интервалом 1000—1400°С, что соответствует температуре расплава толентового базальта. Температура же полного плавления ультраосновных пород гораздо выше — не менее 1450°С (Базилевский, 1968; Геншафт и др., 1970) (табл. 61). В области «сухой» системы цифры удовлетворительно согласуются с результатами экспериментов по плавлению форстерита, ромбического и

Температуры кристаллизации ультраосновных расплавов, °С
(по А. Т. Базилевскому, 1967) в зависимости от давления

Состав расплавов	10 атм	10 кбар	$P_{H_2O}=5$ кбар	$P_{H_2O}=2$ кбар	$P_{H_2O}=10$ кбар
Начало кристаллизации					
Дунитовый	1650±50	1750±50	1550±50	1550±50	1450±50
Перидотитовый (гарцбургитовый)	1500±100	1600±100	1440±100	1350±100	1300±100
Пироксенитовый (диаллагитовый) . .	1325±25	1425±25	1225±25	1175±25	1125±25
Конец кристаллизации					
Дунитовый	1650±50	1750±50	1550±50	1550±50	1450±50
Перидотитовый (гарцбургитовый)	1300±50	1400±50	1200±50	1200±50	1100±50
Пироксенитовый . . .	1225±25	1325±25	1125±25	1125±25	1025±25

моноклинного пироксенов при давлениях 30—50 кбар (Boyd, England, 1963 a, b; Davis, England, 1964) (рис. 35). Температура плавления ультраосновных пород может быть определена также по температуре плавления двухкомпонентных систем форстерит — протозэнстатит ($1557 \pm 2^\circ \text{C}$) и форстерит — диопсид (1387°C) (Добрецов и др., 1970). Таким образом, исходя из приведенных данных, температура плавления ультраосновных пород в зависимости от их состава лежит в пределах 1380 — 1800°C при $P=1$ атм, а температура образования перидотитового расплава уже при давлении 10 кбар (около 37 км) должна быть не менее 1500°C , а дунитового — не менее 1750°C (см. табл. 61, рис. 35).

На глубинах же порядка 100 км, где, очевидно, существуют наиболее благоприятные условия для образования магм основного состава,

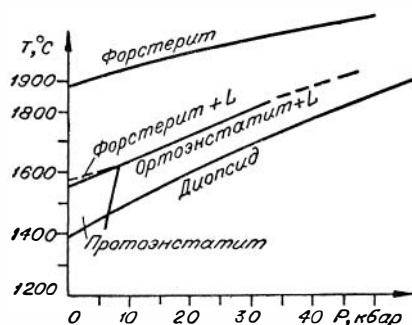


Рис. 35. P - T кривые плавления важнейших минералов гипербазитов (Boyd, England, 1963b; Davis, England, 1964).

давление литостатической нагрузки, составляет более 30 кбар. При такой величине P температура полного плавления системы оливин+пироксен резко повышается (см. рис. 35). Это значит, что в обстановке, где происходит генерация основных магм ($T_{\max} = 1400^\circ \text{C}$), «сухой» ультраосновной расплав образоваться не может. Последнее заставляет думать, что образование очагов зарождения магм ультраосновного состава происходит на большей глубине. Но на глубине свыше 100 км градиент температур очень незначительный и в интервале 100—200 км составляет ~ 1 град/км, а температура на уровне 200 км равна

1500°C (Macdonald, 1964). Общее же давление на этой глубине ~ 65 кбар (табл. 62), что влечет за собой дальнейшее увеличение температуры расплавления ультраосновного вещества. В этих условиях температура плавления диопсида должна быть около 1900°C , а форстерита значительно более 2000°C (см. рис. 35)*. Полученные цифры хорошо согласуются с расчетными данными Р. Аффена и А. Жессопа (Uffen, Jessop, 1963) для температур плавления дунита на различных уровнях мантии (см. табл. 62).

* P - T кривые плавления оливина и диопсида в области 40—50 кбар имеют приблизительно одинаковый наклон и составляют 6 град.

Приведенные данные однозначно указывают на то, что на уровнях образования магм основного состава и ниже, вплоть до 300—400 км (см. табл. 62), ультраосновной расплав в чистом виде только за счет изменения геотермического градиента без дополнительных источников тепла в условиях верхней мантии образоваться не может. Это позволяет полностью согласиться с мнением В. В. Белоусова, который указывает, что «полное плавление ультраосновного материала мантии может быть достигнуто лишь при условии, если радиоактивные элементы распределены на глубину более 200 км и если вынос тепла из мантии будет происходить за счет теплопроводности, а не путем конвекции» (Белоусов, 1968, с. 187). Однако в настоящее время оценка содержания долгоживущих радиоактивных изотопов в мантии, определяющих основной вклад в тепловой баланс Земли, очень неопределенна (Любимова, 1968). В то же время имеется большое количество фактов, указывающих на то, что радиоактивные элементы сосредоточены главным образом в земной коре (Деменицкая, 1967), а в выносе тепла из подкоровых областей наряду с теплопроводностью значительную роль играют конвективные газовые потоки (Кудрявцев и др., 1967; Велинский, 1970; Шейнманн, 1970).

Сторонники же конвективных движений в мантии (например, Менард, 1966) процессам конвективного теплопереноса отводят решающую роль. Следовательно, для образования ультраосновного расплава в мантии на определенных ее глубинах необходимы или дополнительные источники тепла, или специфические термодинамические условия и, в частности, снятие давления. Проявление же последнего эффекта на больших глубинах в силу пластического состояния тектоносферы на этих уровнях допустить трудно (Магницкий, 1965; Белоусов, 1966, 1968; и др.). В значительной степени указанные затруднения для возникновения ультраосновных магм снимаются, если в систему вводить летучие компоненты, и в первую очередь воду, наличие которых, как известно, значительно снижает температуру плавления пород. Это хорошо иллюстрируется данными табл. 61, но требует некоторых пояснений. Дело в том, что во всех экспериментальных работах, проводятся ли они с искусственными смесями или с природными объектами, всегда вводится реально существующая вода. Когда же мы говорим об образовании магм основного и ультраосновного состава, то не можем игнорировать, во-первых, высокую температуру, при которой протекает этот процесс, а во-вторых, тот факт, что на этих уровнях мантии характерна резко восстановительная среда (Виноградов, 1964; Соколов, 1966; и др.). Восстановительная обстановка на этих глубинах верхней мантии подтверждается, помимо общих теоретических предпосылок, отсутствием в

Таблица 62

Температура плавления пород и возможные колебания общего давления на различных глубинах (по Р. Аффену и А. Жессопу)

Глубина, км	T, °C	P, кбар	Базальт	Дунит
0	0	$0 \pm 2,7$	1000 ± 27	1890 ± 13
5	200	$1,3 \pm 10,7$	1013 ± 107	1896 ± 54
10	350	$2,7 \pm 12,2$	1027 ± 122	1903 ± 61
20	550	$5,5 \pm 13,5$	1055 ± 135	1917 ± 67
30	700	$8,4 \pm 14,1$	1084 ± 141	1932 ± 70
40	850	$11,5 \pm 13,5$	1115 ± 135	1947 ± 67
50	980	$15,0 \pm 13,2$	1150 ± 132	1965 ± 66
60	1100	$18,0 \pm 12,7$	1180 ± 128	1980 ± 64
80	1300	$25,0 \pm 10,9$	1250 ± 109	2015 ± 54
100	1500	$31,0 \pm 8,4$	1310 ± 84	2045 ± 42
200	1900	$65,0 \pm 0$	1650 ± 0	2215 ± 0
400	2400	$141,0 \pm 0$	2410 ± 0	2595 ± 0

Примечание. P — литостатическое давление и возможные максимальные отклонения от него при сжатии и растяжении.

составе гипербазитов водосодержащих породообразующих минералов, высоким значением в них величины отношений S^{32}/S^{34} (Виноградов, 1959) и O^{16}/O^{18} (Пинус, Донцова, 1972), находками в гипербазитах углерода и муассанита и, наконец, наличием алмазоносных кимберлитов (Соболев, 1960).

С другой стороны, изучение температурного воздействия на структуру и состояние чистой воды при различных давлениях показало, что уже при 650°C при любом давлении вода находится либо в молекулярном, либо в диссоциированном состоянии (Блох, 1969). В этом отношении весьма показательны исследования по состоянию воды в расплавах (Кадик, 1965; Кадик и др., 1971). Установлено, что в водно-гранитном расплаве вода полностью диссоциирована при 1000°C , а в базальтовом — при 1200°C . Исходя из положений А. П. Виноградова (1964) о том, что в мантии газовая составляющая растворена в силикатах и представлена главным образом водородом, инертными и другими газами, можно с уверенностью говорить, что на уровнях образования основных и тем более ультраосновных расплавов наличие воды в мантии маловероятно. Это положение хорошо согласуется с представлениями А. П. Виноградова (1964) об образовании паровой фазы воды лишь вблизи границы коры и мантии. Безусловно, как в мантии, так и в силикатных расплавах, образующихся на глубоких ее уровнях, совместно с водородом присутствует и кислород, необходимый для возникновения воды. Однако в восстановительной среде, которая там существует, форма нахождения его в виде оксид-иона (O^{2-}), устойчивого в этих условиях, не будет способствовать образованию водорода. Для того, чтобы в поле устойчивости молекулярного водорода могли возникнуть условия для синтеза водного флюида, необходимо в первую очередь возрастание окислительного потенциала системы, способствующего переходу H_2 в $2H^+$ (Павлов, 1971 а). Таких условий в мантии в силу резко восстановительного характера среды нет, а поэтому появление на глубоких ее горизонтах водного компонента весьма сомнительно.

Синтезу воды из водорода и кислорода при высоких значениях P и T будет препятствовать и следующее. До недавнего времени считалось, что газы независимо от величины давления могут смешиваться в любых соотношениях. Исследования последних лет газовых смесей при высоких температурах и давлениях показали, что с повышением этих параметров газы в многокомпонентной смеси, наоборот, распадаются на отдельные самостоятельно существующие фазы (Древинг, Калашников, 1964; Гоникберг, 1968). Так, например, система аммиак — азот — водород уже при 100°C и давлении 2150 атм распадается на три фазы, находящиеся между собой в равновесии. Наряду с этим, установлено также, что с ростом давления уменьшается растворимость газов в жидкостях и сильно, на несколько порядков, увеличивается степень ионизации воды (Гоникберг, 1968). Для нашего случая это означает, что если в газовой составляющей расплава присутствует водород и кислород, то до определенных условий они будут существовать как самостоятельные фазы, не соединяясь и не образуя водного флюида. Образование последнего окажется возможным только тогда, когда P — T условия станут такими, при которых начнется химическое взаимодействие водорода и кислорода. При этом, однако, надо иметь в виду, что парциальные давления кислорода в основных и ультраосновных расплавах, как показали термодинамические расчеты, очень малы и составляют соответственно 10^{-8} — 10^{-14} и 10^{-14} — 10^{-19} атм (Павлов, 1971а). Это, являясь дополнительным доказательством восстановительных условий, существующих в магмах основного и ультраосновного состава, указывает также на то, что они практически всегда должны быть «сухими». Предварительно границу образования воды в недрах Земли, исходя из температурных условий, при которых происходит полная ее

диссоциация, можно ограничить изотермой 650°C , т. е. глубинами 20—25 км, при условии равенства теплового потока в океанах и континентах. Поскольку в областях магматической деятельности тепловой поток в 3—4, а иногда и более раз выше, чем в областях амагматических (Менард, 1966; Смирнов, 1968; и др.), эта глубина для складчатых структур будет гораздо меньше. Поэтому мы считаем, что ультраосновная магма в природных условиях в местах своего образования будет всегда безводной и ее поведение должно аппроксимироваться закономерностями, определяющими плавление и кристаллизацию «сухих» силикатных систем. Другие же летучие, такие как H_2 , CO_2 , NH_3 и инертные газы, не являются плавнями (Йодер, Тилли, 1965; Хитаров, 1968 г.; Добрецов и др., 1970) и поэтому не могут быть привлечены в качестве агентов, снижающих температуру образования ультраосновных расплавов.

Однако для того, чтобы обсудить окончательно вопрос о влиянии летучих на снижение температуры ликвидуса ультраосновного расплава в условиях мантии, предположим, несмотря на всю необоснованность такого допущения, что вода все же будет участвовать в процессе расплавления вещества верхней мантии. Количество ее по самым оптимальным оценкам составляет около 0,2—0,4% (Martin, Donnay, 1972), а вероятнее всего — не более 0,1% (Рингвуд, 1972).

Возникающий в мантии очаг расплава по отношению к вмещающей среде представляет собой открытую систему, из которой летучие по закону Стокса должны уходить в окружающие магматическую камеру породы. При этом становится невозможным такое положение, чтобы давление воды в расплаве было бы равным общему литостатическому давлению. В этих условиях, как показали эксперименты Г. С. Йодера и К. Э. Тилли (1965), снижающее влияние парциального давления воды на температуру ликвидуса силикатных расплавов основного состава становится незначительным и тем слабее, чем меньше воды в расплаве (рис. 36). Из графика видно, что даже при очень высоком насыщении системы водой ($P_{\text{H}_2\text{O}} = 7$ кбар) при общем $P = 10$ кбар температура расплавления будет близкой к температуре ликвидуса при данном давлении для «сухого» расплава, а при $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1$ кбар основной расплав будет себя вести как «сухой» уже при $P = 3$ кбар. Следовательно, допуская наличие воды при формировании ультраосновных магм, учитывая высокие давления в области очага, мы не можем с помощью ее достичь необходимого снижения температуры плавления. К этому следует добавить, что в ультраосновных расплавах при одинаковых P — T условиях растворимость воды приблизительно в 2 раза меньше, чем в

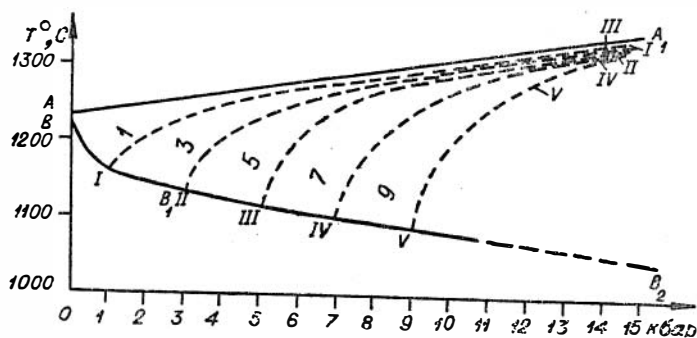


Рис. 36. Схема условий полного плавления оливнинового толента «сухого» и в присутствии воды.

AA_1 — сухое плавление, BB_1 — B_2 — плавление при $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{общ}}$; I — I , II — II ... V — V — плавление при $P_{\text{H}_2\text{O}} < P_{\text{общ}}$ (по Йодеру и Тилли, 1965). Шифр кривых давления воды, кбар.

основных магмах (Хитаров и др., 1968). Более того, исследуя термодинамические условия плавления силикатов при высоких давлениях, Кадик и др. (1971) показали, что в этом случае температура их ликвидуса в присутствии воды будет не только уменьшаться, но начнет возрастать (с. 131). Все это не позволяет нам согласиться с оптимистическими выводами А. Т. Базилевского (1968), оценивающего температуру образования ультраосновных расплавов в природе в 1100—1300°С. Ошибочность интерпретации полученных им экспериментальных данных заключается в том, что он, во-первых, допускает большое количество воды в ультраосновной магме, во-вторых, рассматривает магматический очаг как закрытую систему. С выводами этого автора не согласуются и результаты последних экспериментов Ю. С. Геншафта и других (1970) по плавлению перидотитовых включений в базальтовых лавах. Этими исследователями даже при содержании 3% воды при $P=10$ кбар удалось получить около 40% расплава только при 1550°С. С увеличением же давления, по данным указанных авторов, область плавления пород резко сдвигалась в сторону более высоких температур.

Таким образом, при объяснении возникновения магм ультраосновного состава в условиях верхней мантии на высоких ее горизонтах исследователи сталкиваются со многими труднопреодолимыми препятствиями. Вместе с тем, как это вытекает из анализа результатов табл. 62, образование подобных расплавов на глубинах порядка 300—400 км возможно. Возникнув, магма, представляя гравитационно-неустойчивую систему в условиях мантии (астенолит по В. В. Белоусову, 1966), начинает «всплывать», скорость подъема служит определяющим фактором в изменении агрегатного состояния расплава. При этом следует иметь в виду, что из-за очень небольшого температурного интервала солидус — ликвидус ультраосновной магмы (см. табл. 61) она уже при подъеме на несколько десятков километров (во всяком случае не более 200 км) должна закристаллизоваться вследствие существования адиабатического градиента.

Исследования верхней мантии океанов и материков показывают, что на глубине 50—400 км существует зона, где вещество мантии находится в пластическом состоянии с вычисленной плотностью 2,85 г/см³ (волновод; Белоусов, 1966). При плотности неизмененных гипербазитов 3,23—3,27 г/см³ закристаллизованный агрегат ультраосновного состава окажется намного тяжелее вещества волновода, и в этих условиях он неизбежно должен тонуть, снова опускаясь в нижние горизонты зоны волновода. Может быть, именно скоплением закристаллизованного ультраосновного материала, а не фазовыми переходами вещества мантии объясняются, с одной стороны, скачок скорости прохождения продольных волн (больше 8,9 км/с), а с другой — плотности ($>3,65$ г/см³) субстрата на глубине 400 км, являющейся границей оболочек В и С мантии в модели Земли Гутенберга — Буллена. Это предположение хорошо согласуется с данными по скорости прохождения продольных волн в оливине в различных кристаллографических направлениях минерала. Так, установлено, что в направлении, перпендикулярном (100), в оливине скорость продольных волн 9,87 км/с, а в направлении, перпендикулярном (001) и (010), соответственно 8,65 и 7,73 км/с (Hess, 1964).

Итак, проведенный анализ позволяет прийти к следующим выводам: 1) ультраосновные магмы, являясь высокотемпературными силикатными расплавами, могут образоваться только в пределах верхней мантии Земли; 2) исходя из распределения температур и давления в коре и мантии, образование магмы ультраосновного состава можно допускать только на очень больших глубинах мантии; 3) в силу незначительного температурного интервала ликвидус — солидус для ультраосновных расплавов они не могут в тепловом поле Земли в жидком виде удалиться на большие расстояния от места своего зарождения.

Следовательно, альпинотипные гипербазиты складчатых областей не могут быть продуктами внедрения в кору и кристаллизации самостоятельной ультраосновной магмы. Помимо изложенных выше соображений, этому противоречат также геологические факты, такие как отсутствие доказанных контактовых взаимодействий между гипербазитами и вмещающими их породами; отсутствие ксенолитов* вмещающих пород в массивах гипербазитов; пластинообразная форма гипербазитовых тел; отсутствие даек и жил ультраосновного состава (за исключением тех случаев, когда они образовались в результате метасоматических процессов) и др., т. е. все то, что характеризует тела пород, образовавшихся за счет кристаллизации из силикатного расплава.

Как известно, именно из-за этих противоречий с геологическими данными Н. Л. Боуэн и О. Ф. Таттл (1950) предложили гипотезу внедрения гипербазитов в виде кристаллической «каши». Однако межзерновой магматический расплав в таком кашеобразном агрегате должен иметь ультраосновной или близкий к нему пикритовый состав. Так как количество этого расплава невелико(?) и разница температур для интервала солидус—ликвидус его также мала, то, по соображениям, высказанным выше, нам представляется маловероятным, чтобы кашеобразное состояние подобный агрегат сохранил вплоть до своего внедрения не только в отложения коры, но и в верхние горизонты верхней мантии. Наличие в срединных океанических хребтах тел гипербазитов является прямым доказательством этому предположению.

Наконец, для полного обсуждения вопроса о возможности образования гипербазитов из силикатных расплавов нельзя обойти вниманием гипотезу, согласно которой они представляют собой результат гравитационно-кристаллизационной дифференциации базальтовых магм.

Сторонники этой гипотезы, правильно подчеркивая повсеместную связь альпинотипных гипербазитов с раннегеосинклинальными эффузивными образованиями, ошибочно рассматривают их в качестве продуктов дифференциации единой магмы. Обоснованная и серьезная критика этой точки зрения в свое время была дана В. Н. Лодочниковым (1936) и Х. Х. Хессом (Hess, 1938), которые на основе анализа удельных весов породообразующих минералов и петрохимических особенностей гипербазитов убедительно подтвердили несостоятельность ее. В частности, В. Н. Лодочников доказал, что гипербазиты по своему составу не могут являться комплементарной частью базальта. Это положение сейчас подтвердилось экспериментальными данными в системе форстерит—диопсид—кварц (Куширо, Шейрер, 1969). Эти исследователи показали, что из базальтового расплава толеитового состава при фракционировании в силу существования температурного порога не могут быть получены дифференциаты оливин-толеитовой, недосыщенной кремнекислотой, магмы. Очевидно, что из такого расплава тем более не смогут образоваться дифференциаты ультраосновного состава. А как известно, базальты, ассоциирующие с гипербазитами, относятся в основном именно к дериватам толеитовых магм (Дмитриев, 1973).

Таким образом, гипотезы образования альпинотипных гипербазитов за счет внедрения в кору и кристаллизации перидотитовой магмы, кристаллической «каши», а тем более в результате фракционной дифференциации базальтового расплава сталкиваются с целым рядом трудностей как физического, так и геологического характера.

Прежде чем перейти к изложению нашей точки зрения о происхождении вещества альпинотипных гипербазитов и механизме их внедрения, коротко остановимся на вопросах состава вещества верхней мантии

* Редкие описываемые случаи нахождения «ксенолитов» сомнительны, так как они, как показали, например, наши исследования, могут представлять собой участки кровли, оставшиеся в результате избирательного выветривания, либо тектонически затертые блоки.

и устойчивости парагенезиса минералов гипербазитов в $P-T$ координатах.

В настоящее время на основании анализа скоростей прохождения упругих волн в верхней мантии, гравиметрических и магнитных данных, результатов экспериментальных геофизических исследований гипербазитов большинство исследователей считает, что состав вещества верхней мантии ультраосновной. Прекрасный обзор существующих точек зрения по этому вопросу дается В. В. Белоусовым (1966, 1968). Мы во всех последующих рассуждениях исходим из пиролитовой модели верхней мантии (Green, Ringwood, 1963; Грин, Рингвуд, 1968). Согласно этой модели, вещество верхней мантии ближе всего отвечает перидотиту и представлено ассоциацией минералов: оливин+глиноземистый энстатит+глиноземистый диопсид+шпинель (пиролит). Грином и Рингвудом экспериментально было показано, что из этого парагенезиса минералов можно получить в зависимости от температуры и давления до 30% выплавки базальтового состава, а образующийся при этом тугоплавкий остаток отвечает по составу веществу альпинотипных гипербазитов.

Минеральный парагенезис пород альпинотипных гипербазитов магнезиальный оливин+магнезиальный ромбический пироксен+магнезиальный моноклинный пироксен+шпинель (железисто-хромистая), по экспериментальным данным (Green, Ringwood, 1963; Грин, Рингвуд, 1968; Бойд, Мак-Грегор, 1968; Куширо, Йодер, 1968; и др.), устойчив в диапазоне температур 1300—1400°С и давлений 18—30 кбар (60—100 км). Выше указывалось, что именно на такой глубине зафиксированы очаги расплавленных пород, а Н. И. Хитаровым и др. (1972) на анализе экспериментальных данных показаны пути выплавления из пиролита базальтоидов толентового состава и эволюция этого расплава до кварцевых толентов в зависимости от $P-T$ условий. Процесс выплавления по данным перечисленных исследователей сопровождается образованием твердого остатка перидотитового состава и возможен на глубинах 80—90 км. Сопоставляя эти факты, нам представляется, что гипотеза, рассматривающая альпинотипные гипербазиты как тугоплавкий остаток вещества верхней мантии после удаления из него легкоплавкой фракции базальтового состава (Грин, Рингвуд, 1968), наиболее полно и хорошо согласуется с современными геофизическими, экспериментальными, петрологическими и геологическими данными.

Для объяснения физической стороны процессов выплавления базальтовой магмы из вещества верхней мантии (пиролита) нами была предложена модель «газовых струй» (Велинский и др., 1969; Велинский, 1969 а, 1970). Согласно предлагаемой модели, образование базальтовых магм происходит в результате их выплавления из пиролита мантии. Этот процесс протекает под воздействием на пиролит «внешних» тепловых потоков, которыми являются «газовые струи», состоящие преимущественно из водорода и возникающие при дегазации вещества верхней мантии в областях ее повышенной проницаемости (глубинные разломы в понимании А. В. Пейве, 1960). Процесс дегазации вещества мантии является неизбежным, необратимым и отражает эволюцию Земли как космического тела (Виноградов, 1964). Геологические доказательства интрателлурических потоков тепла в складчатых областях подробно рассмотрены в работе Ю. А. Кузнецова и Э. П. Изоха (1969).

Физическая сущность модели «газовых струй» сводится к задаче Стефана с граничными условиями второго рода, рассматривающей теплоэффекты, возникающие при свободном истечении тепловых потоков заданной мощности на границе газовой струи с твердой фазой.

При этом величины тепловых потоков задавались из реальных величин теплового поля в областях современного вулканизма и тектонической активности (Менард, 1966; Смирнов, 1968), а ограничения по

времени, в течение которого может образоваться магматический очаг, были выбраны по величине максимально возможных на данном уровне температур магматического расплава (1400°C) (Магницкий, 1965). Исходя из этих условий, механизм магмообразования представляется в следующем виде. При возникновении зон повышенной проницаемости (зоны растяжения) глубинного заложения, в результате снятия некоторой части литостатической нагрузки в их области происходит интенсивная дегазация вещества верхней мантии. Этот процесс сопровождается выделением газовой составляющей

мантийного субстрата (в основном водорода), растворенного прежде в силикатной его части (Виноградов, 1964). В наиболее ослабленных частях зон проницаемости будет происходить концентрация газовой фазы, которая в силу того, что плотность газов намного меньше плотности вещества мантии, начнет подниматься вверх. Температура образующихся таким образом «газовых струй» должна отвечать тому уровню мантии, с которого они начнут свой путь, и определяться в конечном счете глубиной заложения зоны проницаемости. Эти потоки газов и рассматриваются нами в качестве потенциальных теплоносителей, которые приходят к расплавлению на более высоких горизонтах мантии ее вещества. Плавление произойдет тогда, когда мощность теплопотока в заданном начальном распределении T и P по разрезу и величина $T_{\text{пл}}$ субстрата станут критическими (рис. 37, 38) (Велинский и др., 1969).

Расчеты изложенной модели показали, что под воздействием таких «газовых струй» при заданных теплофизических свойствах вещества мантии на различных уровнях очаги расплавления будут возникать в недрах ее в пределах глубин 80—120 км, что хорошо согласуется с фактически фиксируемыми глубинами магматических очагов в зонах современной вулканической активности. Плавление субстрата мантии первоначально развивается в области границ раздела неоднородных по своим теплофизическим свойствам сред, а затем распространяется вверх и вниз по разрезу от этого участка, но предположительно вверх (см. рис. 38). Сходную модель образования магматических очагов позднее предложили Ю. М. Шейнманн (1970) и Д. Бейли (1972).

Так как максимально возможные температуры расплава на этих глубинах не могут быть более 1400°C , то полного плавления мантийного вещества (оливина) произойти не может, и образование магмы будет связано с процессом выплавления из субстрата мантии легкоплавкой его фракции, отвечающей по составу базальту. По мере накопления расплава начнет подниматься в верхние части зоны проницаемости, а тугоплавкий остаток по составу будет отвечать веществу альпинотипных гипербазитов.

Процесс выплавления представляется как инконгруэнтное плавление метасиликатов пиролита, сопровождающееся концентрацией в об-

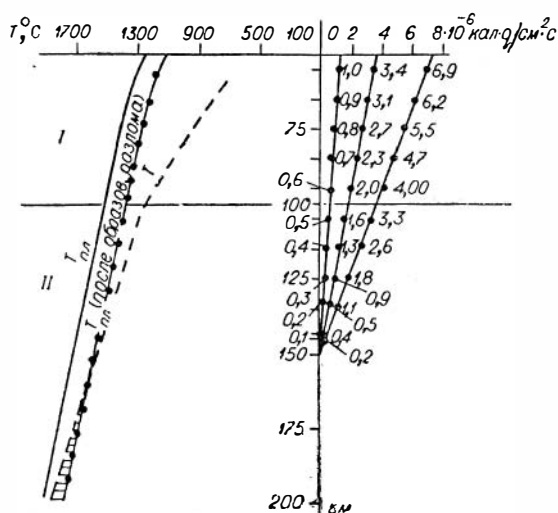


Рис. 37. Распределение температуры и давления с глубиной и значения теплопотоков.
I — «базальтовый» слой; II — верхняя мантия.

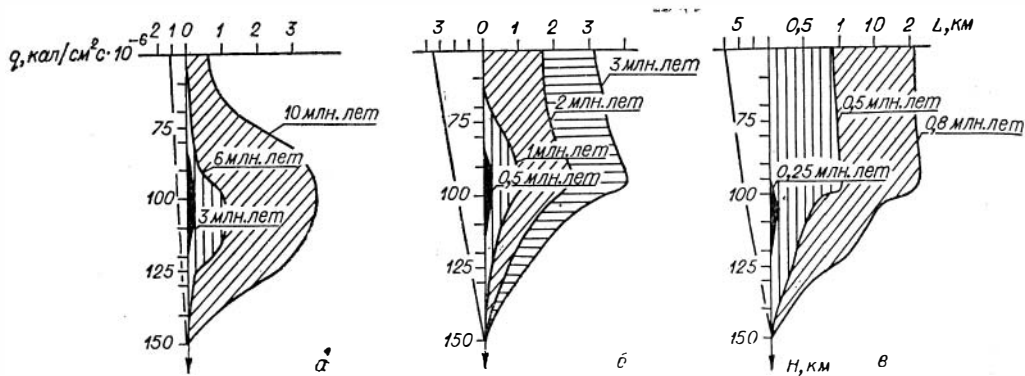


Рис. 38. Плавление вещества верхней мантии как функция величины теплотока и возможное время образования магматического очага (по автору).

разующемся расплаве кремнезема и большинства литофильных элементов (Виноградов и др., 1970). По своей сути это — процесс зонной плавки многофазной системы, какой является пиролит, идущий без полного плавления исходного вещества (Виноградов, 1962 а; Ярошевский, 1964). При таком механизме образования магматических расплавов наибольшей переработке будут подвергаться нижние участки зоны выплавления, так к

женных горизонтов нижние будут постоянно находиться в режиме высокотемпературных «газовых струй», непрерывно поступающих в область зарождения магматического очага. Это обеспечит максимальную выплавку в придонных частях области магнезиально-тугоплавкого остатка, отвечающего по составу существенно высокомагнезиальному дуниту. Затрачивая при выплавлении из нижних частей области магнезиально-тугоплавкого остатка определенное количество тепла, «газовые струи» вверх по разрезу будут все более охлаждаться и соответственно становиться менее энергоемкими. Это приведет к тому, что в тугоплавком остатке начнет появляться сначала ромбический, а затем и моноклинный пироксен. Подобный ход процесса логически вытекает из принципа зонной плавки и анализа $P-T$ кривых плавления форстерита, энстатита и диопсида (см. рис. 35) и в первом приближении может быть привлечен для объяснения наблюдаемой макрозональности в составе гипербазитовых массивов. Последняя, как нам представляется, зеркально отражает этапность процесса выплавления, а образующиеся при этом продукты (дуниты, гарцбургиты, лерцолиты) характеризуют степень истощенности вещества верхней мантии (пиролита) легкоплавкими компонентами после удаления из него базальтовых выплавов.

В расчетах модели в качестве теплоносителей нами были приняты газовые потоки, состоящие преимущественно из водорода. При этом мы исходим из основных положений гипотезы О. Ю. Шмидта о холодном метеоритном происхождении Земли, которая в момент образования была достаточно однородной и состояла из тяжелых и легких фракций, способных к дифференциации в гравитационном поле планеты (Шмидт, 1948 г.; Артюшков, 1970 г.), а газовая компонента ее была связана с протопланетным космическим веществом. Этот наиболее логический и оправданный подход к происхождению газов Земли в настоящее время является наиболее распространенным и достаточно обоснован А. П. Виноградовым (1964) и другими. Очевидно, что в этом случае состав газов Земли должен в целом отвечать составу газов космоса, среди которых самыми распространенными являются водород (около 93%) и

гелий (6—7%), а на долю других (O, Ne, N, C, Mg, Si, Fe, S, Na, K и др.) приходится лишь около 1% (Соколов, 1966).

С целью получения косвенных доказательств о характере среды, в которой происходило образование гипербазитов и пространственно связанных с ними габброидов, а также данных о составе «газовых струй», участвующих в этом процессе, были изучены газы во всех разновидностях ультраосновных и основных пород из массивов Анадырско-Корякской складчатой системы (Агафонов, Андреева, 1973). По составу они оказались водородно-углеводородными и представлены H_2 , CH_4 , C_2H_6 и C_3H_8 . Газообразные углеводороды более сложного состава не установлены. Во всех пробах были обнаружены водород и метан. При этом если в гипербазитах резко преобладает метан, то в основных породах оба эти газа представлены в соотношениях, близких к 1, т. е. в ряду гипербазит — габбро закономерно возрастает роль водорода. Другой интересной особенностью состава газов в изученных породах является то, что в большинстве из них отсутствует двуокись углерода. В то же время она присутствует, и иногда в значительных количествах, во вторичных разновидностях гипербазитов (верлитах и пироксенитах). Показательно также, что в серпентинитах полностью отсутствуют углеводородные газы и газовая составляющая представлена только водородом.

Состав газов пород толеит-базальтовых формаций также водородно-углеводородный, и при этом отмечается рост водорода в разностях, обогащенных оливином (Войтов и др., 1971). Примечательно также, что в ряду гипербазиты — толеит — базальты — андезиты — базальты намечается закономерное уменьшение в составе газов водорода и рост двуокиси углерода (Войтов и др., 1970, 1971; Агафонов, Андреева, 1973). В абсолютных цифрах для водорода это выражается следующим образом: 0,63—0,17—0,15 г/см³ при содержании его в дацитах 0,039 г/см³ (Войтов и др., 1970).

Таким образом, выбор водорода в качестве основного компонента «газовых струй» представляется целиком оправданным. Физические же свойства его обеспечивают ему роль наиболее подвижного компонента, диффузии которого не могут препятствовать никакие преграды, и роль наиболее активного переносчика тепла (величины теплоемкости газов, кал/г·град: $H = 4,97$; $H_2 = 3,47$; $D = 2,46$; $D_2 = 1,73$; $He = 1,24$; $NH_3 = 0,67$; $CH_4 = 0,87$; $H_2O = 0,54$; $O = 0,33$, Варгафтик, 1963).

С позиций предложенной модели магмообразования формирующиеся
н
считаются нами вслед за Х. Х. Хессом (1939) и Ю. М. Шейнманом (1968) в тесной связи с эволюцией геосинклиналей и развитием магматизма на начальных их этапах. Принимая в качестве доказанного аргумента положение, поддерживаемое подавляющим большинством исследователей, о том, что альпинотипные гипербазиты подвижных областей являются продуктами магматизма геосинклиналей фемического профиля (эвгеосинклиналей) (Кузнецов, 1970), мы считаем, что формирование и внедрение их происходит в самые начальные этапы развития этих складчатых структур. При этом в качестве основного принимается положение, согласно которому заложение и эволюция геосинклиналей неразрывно связаны с образованием зон разломов глубокого заложения, уходящими своими корнями в верхнюю мантию (Пейве, Синицын, 1950) и развивающимися в обстановке растягивающих усилий (Белоусов, 1966; 1968; Штрейс, Макарычев, 1969; и др.). В таких условиях в области зоны проницаемости, какими являются глубинные разломы, создается благоприятная обстановка для дегазации вещества верхней мантии и образования в наиболее ослабленных участках этих зон дополнительных теплопотоков в виде «газовых струй». Под действием их на определенных уровнях мантии (около

100 км) за счет выплавления из вещества ее (пиролита) легкоплавкой фракции происходит образование магматических очагов недифференцированных базальтовых магм толеитового состава, которые изливаются на дне геосинклинального морского бассейна в виде продуктов интенсивной вулканической деятельности. Тугоплавкий же остаток и будет тем материалом, который формирует тела альпинотипных гипербазитов.

Отрыв от области зарождения и подъем вверх как базальтовых магм, так и тугоплавкого остатка будут осуществляться за счет развития в геотермическом и гравитационном полях Земли неустойчивой системы, которую представляет собой в обстановке мантии расплав основного и горячий материал ультраосновного состава (Белоусов, 1966; Сычева-Михайлова, 1969; Виноградов и др., 1970; Berner *et al.*, 1972). Последний будет находиться в виде кашеобразного агрегата, состоящего в основном из кристаллов оливина, менее пироксенов и какого-то количества расплава. Содержание его в магматической «каше», вероятно, невелико и будет определяться теми критическими условиями, которые обеспечат отрыв тугоплавкого остатка от области образования. По своему составу этот расплав будет ближе всего отвечать пикритовому базальту (Грин, Рингвуд, 1968; Хитаров и др., 1972). Непосредственным подтверждением правильности такого предположения являются и результаты прямых экспериментов по плавлению ультраосновных пород при высоких P и T (Геншафт и др., 1970). В этих условиях из перидотитов были получены выплавки, состав которых близок к пикритам.

В процессе подъема кашеобразного агрегата возможны два варианта. Первый — когда базальтоидного расплава в его составе много и скорость всплытия такого астенолита достаточно высокая. Последнее возможно в условиях растягивающих усилий при быстром заложении зоны проницаемости (Раст, 1972). В этом случае межзерновой силикатный расплав будет иметь возмущения в виде потоков пикритовых базальтов. Связь высокомагнетизальных расплавов с гипербазитами известна во многих районах, что хорошо разобрано в работе Н. П. Михайлова (1971 г.). Пространственное совмещение пикритов и ультраосновных пород, как показано ранее, имеет место и в наших районах (п-ов Говена, хребты Кумроч, Тумрок и Валагинский на Камчатке).

Второй вариант предусматривает медленный подъем кашеобразного агрегата (астенолита). Если рассматривать этот астенолит как смесь фаз с различной вязкостью и плотностью, то поведение их в процессе «всплытия» ограниченного конвективного движения (адвекция в вязких жидкостях) (Сычева-Михайлова, 1969). При ограниченной скорости подъема силикатный расплав будет подниматься в верхние части астенолита, а твердая фаза — концентрироваться внизу. По мере всплытия астенолита магматическая жидкость будет дифференцироваться в зависимости от P — T условий от пикритов через высокоглиноземистые толеиты до толеитов (Хитаров и др., 1972), внедрение гипербазитов будет сопровождаться изливанием недифференцированных толеитовых лав, столь широко развитых в срединных океанических хребтах (Дмитриев, 1973).

Небольшое же количество расплава, оставшегося в кашеобразном агрегате в виде межзерновой жидкости, по составу отвечающей, вероятно, диопсиду, в силу снижения температуры, вызванного подъемом всей системы, закристаллизуется с образованием лерцолитов, далее гипербазитовый материал будет продвигаться вверх в твердом пластическом состоянии. О том, что в верхние горизонты верхней мантии

ультраосновной материал внедряется в твердом состоянии, указывают прямые факты: во-первых, широкое развитие тел гипербазитов в зонах срединных океанических хребтов, во-вторых — следы дробления и деформаций минералов в этих телах, а также обилие двойников трансляции в слагающих их оливинах и пироксенах. Об этом же свидетельствует и характер петельчатой серпентинизации их. Петельчатый рисунок структуры в гипербазитах, как это убедительно показали эксперименты И. В. Лучицкого и др. (1971), связаны в первую очередь с механическим дроблением и истиранием кристаллов оливина, которые они испытывают в условиях всестороннего гидростатического давления уже при 2—4 кбар.

В верхних частях зоны проницаемости нагретый ультраосновной субстрат при соприкосновении с просачивающимися по зоне разлома морскими водами подвергается серпентинизации, наиболее интенсивно происходящей с поверхности и вдоль контактов подымающегося гипербазитового тела. В результате вокруг него образуется серпентинитовая «рубашка» (реакционная оболочка), препятствующая серпентинизации более глубоких частей этого тела. Серпентинизация в зоне разлома может произойти, судя по величине адиабатического градиента, на глубинах порядка 15—18 км (см. табл. 62). Однако учитывая, что в срединных океанических хребтах, где обнажаются альпинотипные гипербазиты, величина теплотокров превышает значения среднеземного в 3—4 раза (Менард, 1966; Белоусов, 1968), эта глубина может уменьшиться до 3—5 км. В конечном счете она будет целиком зависеть от теплового режима в области глубинного разлома, но, по-видимому, не может быть более 15—18 км.

Высказанная точка зрения о связи серпентинизации гипербазитов с циркуляцией в зоне разлома океанической воды может быть подтверждена результатами исследований канадских ученых. Ими, по данным изучения изотопного состава кислорода, показано, что серпентинизация гипербазитов Срединно-Атлантического хребта осуществляется за счет взаимодействия этих пород с водами океана (Muchlenbachs, Clayton, 1972).

Возможность проявления описанного механизма отрыва и подъема кашеобразного агрегата состава оливин+базальтовый расплав в условиях верхней мантии с физической стороны в настоящее время доказывается экспериментальными исследованиями, которые были проведены для объяснения в природе диапировых явлений (Сычева-Михайлова, 1969; Berner et al., 1972). Отдельные стадии этого процесса показаны на рис. 39. Если проводимая аналогия правомерна, а принципиально она не вызывает серьезных возражений, то привлечение ее для объяснения механизма внедрения гипербазитов позволяет понять целый ряд кардинальных вопросов, связанных с рассматриваемой проблемой: тектонический характер массивов гипербазитов, отсутствие литов вмещающих пород и продуктов контактового воздействия и др. Но, пожалуй, самым привлекательным в этих экспериментах является то, что с помощью их можно легко объяснить пластинообразную форму тел гипербазитов и их бескорневую природу. Как видно из приводимых фотографий, уплощенная форма диапиров в местах своего становления является неизбежным конечным результатом этого физического процесса. Если же при этом учесть, что за последнее время в ряде океанических областей по геофизическим данным зафиксированы плоские магматические камеры (Аптон, Уодсворт, 1972), то аналогия между рассматриваемой моделью и природными явлениями становится очень близкой и правдоподобной.

Однако как бы хорошо ни согласовались многие геологические особенности массивов гипербазитов с этой моделью, она не могла быть принятой, если бы не в состоянии была объяснить широко известного

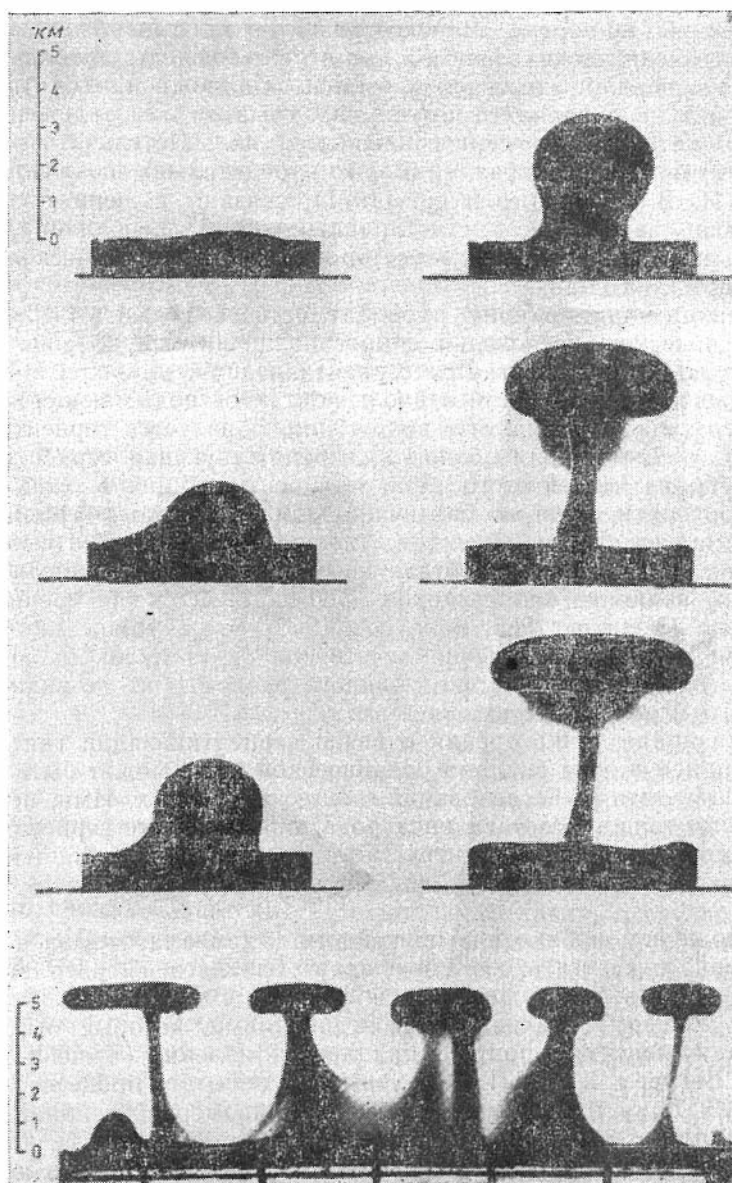


Рис. 39. Этапы процесса диопиризма. На нижней фотографии показана последовательность роста диопириковой структуры (черное — битум, белое — глюкоза) (Berger et al., 1972).

факта пространственной приуроченности к ним рвущих и метаморфизирующих их интрузивов габброидов. Эта связь, как показано выше, определяет многие особенности состава альпинотипных гипербазитов и может быть, по мнению автора, в изложенных модельных построениях раскрыта следующим образом.

После внедрения гипербазитов в зоне того же разлома, но на уровнях более глубоких, чем те, на которых происходило образование магматических очагов толеит-базальтового состава и ультраосновного материала гипербазитов, в субстрате мантии, не лишенном легкоплавкой фракции, происходит зарождение новых магматических очагов. При движении вновь образованного основного расплава вверх по разлому он приходит в контакт с ранее внедрившимися по разлому телами

гипербазитов. При этом снова возникает гравитационно-неустойчивая система — твердые плотные гипербазиты сверху и вязкий силикатный расплав внизу. В результате этого начинается вторичное перемещение гипербазитов по зоне разлома в его более высокие горизонты. Этому в значительной степени способствуют также такие факторы, как внутренняя энергия подымающейся магматической колонны и наличие образованной до этого в гипербазитах серпентиновой «рубашки», которая в данном случае играет роль своеобразной смазки, облегчающей вертикальное перемещение гипербазитовой пластины. По-видимому, именно с этим этапом связано широкое проявление в гипербазитах срединно-океанических хребтов следов деформаций и дробления, которые так же, как и в континентальных условиях, везде прорываются интрузивами габброидов (Дмитриев, 1966, 1972, 1973; и др.)

Тесная пространственная связь интрузивов габброидов с гипербазитами повсеместно наблюдается в Корякско-Камчатской складчатой области. Как отмечалось ранее, она устанавливается и в других складчатых структурах Союза и Мира, является постоянной и закономерной. Это позволяет полностью согласиться с мнением Н. П. Михайлова (1971 г.), который, рассматривая связь гипербазитов с габброидами на примере Центрального Казахстана и анализируя литературный материал, пришел к правильному выводу о том, что «...тесная и постоянная ассоциация ультрабазитов и габброидов во всех выделенных магматических формациях является общей закономерностью (*разрядка наша — В. В.*). Поэтому мы не можем разделить развиваемых некоторыми геологами в последнее время представлений об исключительной автономности интрузий бесполовошпатовых ультраосновных пород и о существовании особых ультраосновных формаций, стерильных в отношении габброидов (например, так называемая «дунит-гарцбургитовая»). Отмечаемые иногда комплексы интрузий только ультраосновных пород являются лишь исключением, и притом довольно редким, из этого общего правила» (с. 334).

От себя добавим, что без габброидов гипербазиты встречаются только в мелких полностью или в значительной мере серпентинизированных линзовидных телах, сопровождающих выходы крупных массивов гипербазитов вдоль зон разломов. Во всех остальных случаях габброиды всегда присутствуют, а размеры их на поверхности определяются лишь степенью и глубиной эродированности гипербазитовых тел. В тех же случаях, когда на поверхности они не вскрываются, наличие их на глубине фиксируется по характеру вторичных изменений гипербазитов, которые при этом наблюдаются в них довольно отчетливо (например, в форме жил пироксенитов и др., см. выше).

В этой связи показательны исследования И. Ф. Таврина (1966), который, анализируя магнитные данные и характер изменения в пределах крупных тел гипербазитов гравитационного поля, убедительно показал, что под ними везде залегают габброиды, контуры которых отбиваются положительными значениями Δg . Правильность интерпретации геофизических данных подтверждается буровыми работами, которыми на Хабаровинском массиве, например, была вскрыта под гипербазитами на различных глубинах интрузия габбро (Никитин, 1973) с активными ее контактами с ультраосновными породами. Такие же факты наблюдаются и в пределах Корякско-Камчатской области (см. рис. 23, 24).

Соприкасаясь с гипербазитами и внедряясь в них, габброидная магма активно воздействует на ультраосновные породы и вступает с ними в реакционные взаимоотношения. В результате в зоне контактов гипербазитов и габброидов возникает целая гамма пород сложного состава, объединяемая нами под названием парагабброидов (Пинус,

Велинский и др., 1973) (оливиновые габбро, троктолиты, алливалиты и др.). Характер и состав продуктов взаимодействия гипербазитов и габброндов будут в значительной степени зависеть от состава, размеров внедряющейся габбровой интрузии и размеров тел гипербазитов, а главное от глубины, на которой будет происходить это взаимодействие. Механизм такого процесса подтверждается как экспериментальными данными (Ярошевский, 1964), так и термодинамическими расчетами (Кадик, 1970; Кадик, Ступанов, 1970), а также прямыми петрографическими наблюдениями в шлифах при исследовании глубинных ультраосновных ксенолитов (Кутолин, 1972).

В связи с активным воздействием на гипербазиты габброидной магмы они испытывают под влиянием генерируемых ею газово-жидких флюидов интенсивные метасоматические изменения, выражающиеся в пироксенизации пород, в их десерпентинизации (оливинизация) на участках, близких к контактовым зонам, в образовании метасоматических жил пироксенитов и в серпентинизации гипербазитов под воздействием на них гидротермальных растворов с температурой не более 500° С.

Последующая история гипербазитов и образование гипербазитовых поясов связаны с эволюцией геосинклиналей, что является темой самостоятельной работы. Следует подчеркнуть, что на более поздних этапах развития складчатой структуры альпинотипные гипербазиты представляют собой уже сформированные геологические объекты, которые принимают

выражалось в тектоническом перемещении гипербазитовых тел на более высокие стратиграфические уровни коры вдоль оживавших глубинных разломов и осуществлялось в холодном твердом состоянии — протрузии (Книппер, Костонян, 1964). Возможность такого внедрения гипербазитов в отложения коры качественно и количественно экспериментальным путем установлена И. В. Луцикким и др. (1967, 1971). Ими показано, что уже при 250° С и давлении около 1,5 кбар серпентиниты приобретают высокую пластичность. На основании проведенных опытов эти авторы пришли к заключению, что «... не только серпентиниты, но также и серпентинизированные гипербазиты и другие аналогичные породы при сравнительно небольших давлениях, соответствующих глубинам от 4—5 до 12—15 км (1—4 кбар), могут вследствие высокой пластичности перемещаться в твердом состоянии в массе компетентных пород» (Луцицкий и др., 1967, с. 49). С этим периодом в жизни геосинклиналей связано, вероятно, образование продуктов метаморфизма повышенных давлений, которые пространственно сопряжены с гипербазитовыми поясами и слагают линейные зоны глаукофановых и глаукофан-лавсонитовых сланцев (Добрецов, 1964), гранатосодержащих (эклогитоподобных) (Удовкина, 1963; Pinus e. a., 1970; и др.) и других метаморфических пород высоких давлений. Сам же гипербазиты в это время испытывают интенсивные динамометаморфические изменения и преобразования под воздействием гранитоидных интрузий (антигоритизация, хризотилизация, оталькование и др.).

Необходимо остановиться на вопросах проявления меланжа в складчатых структурах Земли. Как известно, в настоящее время в связи с развитием новых концепций глобальной тектоники плит меланжу отводится огромная роль в развитии геосинклиналей и при этом отдельными авторами (Книппер, 1973) полностью отрицается роль глубинных разломов в истории формирования гипербазитов. Последние рассматриваются как часть древней океанической коры; возраст их относится к глубокому докембрию (Пейве, 1969).

Изложенный материал по геологии и глубинному строению Корякско-Камчатской складчатой области не укладывается в рамки указанных представлений. Несмотря на то, что в ряде случаев тела гиперба-

зитов приурочены к тектоническим нарушениям надвигового типа, о проявлении меланжа можно говорить только для территории бассейна р. Хатырки и, судя по материалам Н. В. Луцкиной (1968), п-ова Озерного. На остальных же участках области как по геологическим, так и по геофизическим данным намечается отчетливая связь выходов массивов гипербазитов с зонами глубинных разломов. Эта закономерность подчеркивается всеми исследователями гипербазитов Корякии и Камчатки (Святловский, 1960; Михайлов, 1966 г.; Луцкина, 1968; Аникеева, 1968; Тильман, 1963, 1969; Долматов, 1972; и мн. др.) и не вызывает сомнений. С другой стороны, в пределах Альпийского складчатого пояса (Пинус, Велинский, 1970; Книппер, 1973; и др.) в связи с интенсивным

р явление меланжа доказывается многими бесспорными фактами, хотя и здесь имеется немало областей, где приуроченность гипербазитов к глубинным разломам строго выдерживается (Пинус и др., 1955, 1958, 1966; Михайлов, 1971 г.; и др.). Очевидно, что при рассмотрении проблемы гипербазитов, так же как и вообще всех офиолитов, в решении ее нельзя придерживаться ортодоксальных позиций какой-либо одной из точек зрения и в каждом конкретном случае необходим анализ всей суммы геологических данных и в первую очередь особенностей тектонического положения и строения региона. В частности, нам представляется, что в Альпийском поясе проявлению меланжа способствует положение этой геосинклинальной области, которая оказалась зажатой между древними глыбами Гондваны и Лавразии. В Корякско-Камчатской же области в силу ее обращенности в сторону акватории Тихого океана на протяжении длительного периода, начиная с палеозоя (Тильман, 1969), условий для широкого проявления горизонтальных тектонических движений не было, что и предопределило особенности структурного положения офиолитовых серий на этом участке литосферы.

Наряду с этим, автор считает необходимым подчеркнуть, что, признавая ряд положений тектоники плит, он все же считает, что первоначально образование и накопление пород офиолитовых серий связаны с заложением и эволюцией зон глубинных разломов. Явления же меланжа есть процессы вторичные, представляют собой этапы развития зон глубинных разломов и возникают только потому, что в этих структурах уже были сформированы тела и пояса гипербазитов. Глубинные разломы в данном случае являются шовными образованиями, движения по которым облегчались присутствием в них пластинообразных тел ультраосновного состава, играющих в силу своей высокой пластичности роль «смазки».

Подводя итоги изложенному, сформулируем основные положения предлагаемой автором концепции образования и развития альпинотипных гипербазитов в складчатых структурах Земли.

1. Альпинотипные гипербазиты являются специфическими образованиями, характерными только для складчатых структур с фемическим профилем магматизма. Они представляют собой продукты эволюции вещества верхней мантии, образование которых связано с процессами ее дегазации и формированием магматических очагов, возникающих на начальных этапах развития эвгеосинклиналей.

Заложение и эволюция последних органично связаны с образованием и развитием в верхней мантии зон глубинных разломов, являющихся основными каналами, по которым продукты «жизнедеятельности» мантии выносятся на поверхность в геосинклинальный бассейн.

2. Вещество альпинотипных гипербазитов представляет собой тугоплавкий остаток субстрата верхней мантии после удаления из него легкоплавкой фракции, реализующейся на начальных этапах развития эвгеосинклиналей в виде излияний недифференцированных базальтов толеитового ряда.

3. Вулканогенные фации ранних этапов развития эвгеосинклиналей и вещество альпинотипных гипербазитов по времени образования являются одновозрастными, хотя внедрение ультраосновных пород и происходит после излияния эффузивов.

4. Внедрение вещества альпинотипных гипербазитов происходит сложным путем. На первом этапе тугоплавкий остаток ультраосновного состава интродуцирует (в пределах верхней мантии) в виде кашеобразного агрегата, состоящего в основном из кристаллов высокомагнезического оливина и незначительного количества расплава пикритового состава (астенолит). При подъеме на более высокие горизонты верхней мантии при большой скорости всплывания астенолита в зоне глубинного разлома возможно частичное отделение этого расплава в виде вулканических излияний. При медленном подъеме кашеобразного агрегата происходит кристаллизация межзерновой жидкости. Далее в обоих случаях движение вещества гипербазитов до основания коры и в кору происходит в твердом пластическом состоянии.

5. Альпинотипные гипербазиты являются гетерогенными образованиями, состоящими из первичных продуктов мантии (тугоплавкий остаток) и вторичных пород, возникающих под воздействием на первичные гипербазиты интрузий габброидов.

Сознавая возможность дискуссии по отдельным выдвинутым положениям, нам бы хотелось еще раз подчеркнуть вопрос о возрасте альпинотипных гипербазитов. С нашей точки зрения образование гипербазитов всегда связано лишь с начальными этапами развития эвгеосинклиналей. Время же их внедрения может быть растянуто от начальных до ранних и более поздних этапов развития складчатой структуры. В этих случаях мы встречаем гипербазиты, внедренные в терригенные части разреза эвгеосинклиналей или в отложения окружающей ее рамы. Вместе с тем в большинстве случаев, как известно, альпинотипные гипербазиты связаны с нижними частями разрезов этих структур, где они тесно пространственно ассоциируют с вулканогенно-кремнистыми и вулканогенно-терригенными отложениями. Растянутасть же во времени внедрения тел гипербазитов связана с вторичными, тектоническими, их перемещениями. Поэтому истинный возраст альпинотипных гипербазитов независимо от занимаемого ими положения в стратиграфическом разрезе складчатой структуры следует оценивать возрастом заложения и начала развития самой этой структуры. Уровни же, на которых мы фиксируем гипербазиты на современных эрозионных срезах, отражают лишь последний этап их движения в коре.

Наконец, с позиций развиваемой автором концепции следует обратить внимание на вопрос о взаимоотношении гипербазитов с рвущими их габброидами. Характер взаимодействия между ними приводит к таким же взаимоотношениям между гипербазитами и габброидами, которые описываются для габбро-пироксенит-дунитовой или дунит-пироксенит-габбровой формаций складчатых областей. Эта магматическая формация также характерна только для геосинклиналей фемического профиля (Кузнецов, 1970), и она нередко встречается в тех же тектонических структурах, что и альпинотипные гипербазиты. Изучение химического и геохимического состава ультраосновных пород дунит-пироксенит-габбровой формации показало, что они или очень близки, или ничем не отличаются от пород альпинотипных гипербазитов (Кузнецов, 1964; Штейнберг, Малахов, 1965; Малахов, 1966; Велинский и др., 1970; Васильев и др., 1971). Все это позволило автору высказать предположение о том, что в складчатых структурах эвгеосинклинального типа ультраосновные породы представлены лишь одной формацией альпинотипных гипербазитов. Ассоциация же пород, объединяемых в настоящее время под названием дунит-пироксенит-габбровой формации или ей подобной, представляет собой продукт взаимодействия альпинотип-

ных гипербазитов и рвущих их интрузивов габбро (Велинский, 1973 а, б; Леснов и др., 1973; Пинус и др., 1973).

В этой связи коротко остановимся на значении альпинотипных гипербазитов в вопросах познания строения и истории развития складчатых структур Земли. В настоящее время это становится возможным в результате достигнутых успехов океанической геологии и геофизики за два последних десятилетия. Пожалуй, самым знаменательным событием в этой области было обнаружение на дне океанов глобальной системы рифтовых структур, приуроченных к срединным океаническим хребтам (Менард, 1966; Белоусов, 1966, 1968; Деменицкая, 1967; Удинцев и др., 1969; Дмитриев, 1972, 1973; и др.).

Путем драгирования морского дна удалось распознать, хотя и в самых общих чертах, геологическое строение рифтовых долин, вскрывающих океаническую кору на всю ее мощность. Было установлено, что рифтовые структуры образуются в условиях растягивающих усилий (Hess, 1962; Dietz, 1963) и что в зоне рифтовых долин океаническая кора сложена недифференцированными базальтами толеитового типа, интрузивами габброидов и гипербазитов. Состав океанических толеитов в общем сходен с составом толеитовых базальтов платформ и складчатых областей (Кутолин, 1969), а габброиды океанических хребтов чрезвычайно близки габброидам, ассоциирующим с массивами альпинотипных гипербазитов в эвгеосинклиналях (Дмитриев, 1966; 1972, 1973; Плоско и др., 1969; Чернышева, 1969; и др.). Гипербазиты же рифтовых долин представлены также серпентинитами и в различной степени серпентинизированными дунитами, гарцбургитами и лерцолитами, по своему минеральному составу, структурам горных пород, характеру и степени их изменения ничем не отличающимися от альпинотипных гипербазитов складчатых областей (Удинцев и др., 1969; Дмитриев, 1972, 1973). Близки они и по химическому составу, хотя гипербазиты срединных океанических хребтов содержат в своем составе больше титана и кремния и несколько обеднены железом (Удинцев и др., 1969; Дмитриев, 1972, 1973).

Сравнение геологического строения районов распространения альпинотипных гипербазитов в складчатых областях и срединных океанических хребтах показывает, что они имеют очень много общих черт. Действительно, в обоих случаях гипербазитовые массивы трассируют протяженные глубинные разломы, размещаются среди специфических существенно вулканогенно-кремнистых или вулканогенно-терригенных толщ и тесно пространственно ассоциируют с рвущими их интрузивами габбро. При этом, как показали исследования рифейских и нижнекембрийских вулканогенных образований Алтае-Саянской области и Центрального Казахстана (Белоусов и др., 1969), первичный состав вулкаников, вмещающих альпинотипные гипербазиты, также отвечает базальтам толеитового состава. На сходство строения и состава толщ начальных этапов развития эвгеосинклиналей и срединных океанических хребтов указывает А. В. Пейве (1969), Н. А. Богданов (1969) и др. Такое сходство геологического строения и тектонических условий формирования срединных океанических хребтов и эвгеосинклиналей на начальных этапах их развития, близость состава слагающих их вулканогенных и интрузивных образований дают основание рассматривать срединные океанические хребты как эмбрионы современных геосинклиналей. К аналогичным выводам пришел и Л. П. Зоненшайн, который считает, что эвгеосинклинальные зоны на начальных этапах становления отвечают срединным океаническим хребтам, а на зрелой стадии — островным дугам (Зоненшайн, 1971).

Близкую точку зрения высказывает С. А. Щека и др. (1969), которые на основании изучения состава и строения гипербазитов срединного океанического хребта Индийского океана пришли к выводу,

что эта структуры представляет собой область зарождающегося офиолитового пояса.

В этой связи участки складчатых структур континентов, к которым приурочены пояса альпинотипных гипербазитов (конечно, за исключением районов, где широко проявились явления меланжа), рассматриваются нами как древние рифтовые образования, вокруг которых происходило становление складчатой структуры и которые определяли профиль их эволюции.

Таким образом, наши знания особенностей строения районов развития поясов альпинотипных гипербазитов в древних складчатых системах и в современных переходных зонах от континента к океанам, с одной стороны, могут приподнять завесу над еще не разгаданными вопросами строения срединных океанических хребтов, а с другой — позволяют по-новому подойти к расшифровке строения и развития древних складчатых структур. Можно быть уверенным, что дальнейшие исследования в области океанологии предоставят петрологам тот фактический материал, который даст возможность более полно раскрыть эту связь и решить целый ряд дискуссионных вопросов в проблеме генезиса альпинотипных гипербазитов.

Коротко остановимся на вопросе о положении гипербазитовых поясов Корякско-Камчатской складчатой области в общей цепи гипербазитовых поясов западной части Тихоокеанского подвижного пояса. К этой теме мы уже обращались дважды (Пинус, Велинский, 1970; Пинус и др., 1973), поэтому ниже напомним те основные выводы, к которым мы пришли, анализируя большой литературный материал по ультраосновным породам этой складчатой структуры.

В пределах ее массивы гипербазитов и слагаемые ими гипербазитовые пояса пользуются исключительно широким развитием и, помимо Корякско-Камчатской области, известны на Дальнем Востоке СССР, на о. Сахалин, Японских островах, Корейском п-ове, островах Филиппинского и Индонезийского архипелагов, в Новой Гвинее, Новой Каледонии, в цепи Соломоновых островов, на островах Новые Гебриды и Новая Зеландия и в Австралии. На этой огромной территории, пережившей сложную геологическую историю, распространены различные по масштабу и времени формирования гипербазитовые пояса, образование которых тесно связано с определенными этапами геологического развития складчатого обрамления.

В результате проведенных обобщений наметился ряд положений, которые могут быть сформулированы в следующем виде:

1. Формирование гипербазитовых поясов в пределах складчатых структур западной части Тихоокеанского пояса в переходной зоне океан — континент происходило не одновременно и обычно определяется временем начальных стадий геосинклинального развития складчатых сооружений, на что указывает повсеместная их тесная связь в пространстве с кремнисто-вулканогенными отложениями офиолитовых серий. По времени формирования на территории всего Тихоокеанского пояса можно выделить палеозойские, донижнемеловые и послемеловые гипербазитовые пояса.

2. Возраст гипербазитовых поясов закономерно омолаживается с запада на восток, что, вероятно, связано с последовательным разрастанием в этом направлении континентальных масс, обрамляющих с запада Тихий океан. Наряду с этим намечается в ряде мест тенденция скольжения времени формирования гипербазитовых поясов и в субмеридиональном направлении по простирацию Тихоокеанского пояса, хотя она проявляется не всегда и менее четко. Так, можно говорить о некотором омоложении возраста образования гипербазитовых поясов с севера на юг (от Олюторско-Камчатской складчатой системы к восточной территории Японских островов) и с юга на север (гипербазитовые

пояса Новой Каледонии и Меланезийских островов). Эти данные могут свидетельствовать о направлении развития альпийской геосинклинали Тихого океана, так же как это зафиксировано и для Альпийско-Гималайской геосинклинали (Пинус, Велинский, 1970).

3. Закономерная приуроченность гипербазитовых поясов и пространственно ассоциирующих с ними более молодых габброидных интрузий к наиболее мобильным и крупным разрывным структурам земной коры определяет тесную парагенетическую связь процессов магматизма и тектоники. Пространственное расположение гипербазитовых поясов четко подчеркивает рисунок тектонического плана, выявляя области сочленения различно ориентированных структур (район Филиппинского и Индонезийского архипелагов), виргацию разрывных структур (Корякско-Камчатская область) и др.

4. Массивы гипербазитов во многих районах (Корякско-Камчатская область, Сахалин, Япония, Новая Каледония, Новая Зеландия, Австралия) сопровождаются зонами метаморфизма высоких давлений (лавсонит-глаукофановые фации), что свидетельствует о широкой роли давления в процессе формирования гипербазитовых поясов.

5. Гипербазитовые пояса Корякско-Камчатской складчатой области являются крайним северным звеном общей цепи мезозойских гипербазитовых поясов западной части Тихоокеанского складчатого обрамления, прослеживаемых в восточной и южной частях островов Сахалина и Хоккайдо.

Как видно из изложенного, положение гипербазитовых поясов Корякско-Камчатской складчатой области, время и условия их формирования характеризуются всеми теми чертами, которые присущи гипербазитовым поясам других складчатых областей западной части Тихого океана, что позволяет говорить о том, что повсеместно на этой территории происхождение гипербазитов и их дальнейшая эволюция связаны с проявлением однотипных процессов. Последние носят глобальный характер, обусловлены явлениями, происходящими в верхней мантии, и определяют поступательный ход развития земной коры.

Глава VI

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ ГИПЕРБАЗИТОВ

С выходами массивов альпинотипных гипербазитов в складчатых областях, как известно, связан целый ряд специфических рудных и нерудных полезных ископаемых, среди которых профилирующими являются хромиты, платиноиды, силикатный никель, асбест, тальк, нефриты и маг

При изучении вещественного состава гипербазитов нами основное внимание было направлено на хромито-платиновое оруденение и выяснение связей с гипербазитами золоторудных проявлений, что обуславливалось экономическими особенностями развития Корякско-Камчатского региона и ранее установленной при геологических съемках перспективностью отдельных массивов гипербазитов на хромиты.

Был выявлен ряд точек с промышленным содержанием платиноидов, установлены закономерности распределения хромитов по массивам и тесная пространственная связь с ними золота, обоснованы петрохимические критерии поисков на хромиты и платину и предложена методика оценки перспектив гипербазитовых массивов на указанные виды полезных ископаемых. Этому посвящена большая самостоятельная работа, в которой на примере массивов Анадырско-Корякской системы приводятся детальный разбор методик исследований и практические рекомендации (Велинский, Пинус, 1972).

В основу проделанной работы легли статистические методы, с помощью которых были обработаны петрохимические данные отдельных массивов Анадырско-Корякской складчатой системы и Урала. Данные по Уралу предварительно были объединены в две группы, в одну из которых вошли породы из массивов гипербазитов, содержащих промышленные месторождения хромитов, в другую — безрудные их представители.

Как показали наши исследования, скопления хромитов встречаются почти во всех выходах гипербазитов Корякско-Камчатской складчатой области. Однако характер оруденения, масштабы его проявления, качество руд, содержание в них платины, частота проявления оруденения в массивах различных поясов и гипербазитовых зон оказались различными. По интенсивности проявления на современной эрозионной поверхности хромитового оруденения все объекты подразделяются на хромито- и нехромитоносные.

В породах нехромитоносных массивов оруденение хромитов встречается редко, в незначительных количествах и представлено обычно в виде рассеянной мелкой вкрапленности, отдельные небольшие концентрации которой приурочены в основном к дунитам или обогащенным оливином гарцбургитам, реже — к серпентинитам.

В хромитоносных массивах проявления хромитов образуют зоны густой вкрапленности, жилы сплошных руд мощностью до 1,5—2,0 м и протяженностью первые десятки метров или тела штокверкового типа. Кроме того, для этих массивов характерен ряд специфических геологических признаков, таких как: 1) широкое развитие в их составе дунитов и обогащенных оливином гарцбургитов, среди которых замет-

ным распространением пользуются вторичные, метасоматические, их разности; 2) обилие метасоматических жил различного состава и в первую очередь пироксенитов; 3) присутствие выходов габброидов, прорывающих массивы гипербазитов, и наличие в последних густой сети разрывных нарушений.

Очень интересны и показательны взаимоотношения между рудными хромитами и пироксенитами. В одних случаях (наиболее распространенные) в направлении контактов жил пироксенитов во вмещающих их ультраосновных породах наблюдается сгущение рудной вкрапленности вплоть до образования тонких жилок сливных хромитов, располагающихся вдоль зальбандов пироксенитовых жил и не секущих их. Наряду с этим в ряде мест наблюдается пересечение прожилками хромита жил пироксенитов, однако такие случаи отмечаются гораздо реже.

Другой особенностью, характерной для хромитоносных массивов, является очень незначительное развитие в их составе верлитов. При этом, если последние представлены широко, а метасоматические жилы в основном клинопироксенитами, то интенсивность оруденения в массивах, равно как и масштабы его проявления, резко уменьшается.

Наряду с геологическими критериями различия хромито- и нехромитоносных массивов обильную и объективную информацию для разбраковки этих объектов дают данные о петрохимическом составе слагающих их пород и количественная оценка содержания в них окиси хрома. Последнее наглядно подтверждается материалами статистической обработки полных химических анализов пород из сравниваемых типов массивов (в выборки включались анализы только тех пород, которые не содержали рудных концентраций хромитов).

В результате проведенных исследований было установлено, что (табл. 63, рис. 40, 41):

1. Содержание петрогенного хрома в различных типах ультраосновных пород зависит от их состава и генетической принадлежности.

Таблица 63

Характер распределения Cr_2O_3 по типам ультраосновных пород из массивов Анадырско-Корякской складчатой системы

Порода	Коллич. ан.	Интервал колебаний	$\bar{x}$	σ	A	E	A/σ_A	E/σ_E
Дуниты все	23	0,00—2,02	0,60	0,63	+1,8	+1,7	3,75	1,84
первичные	16	0,16—1,20	0,52	0,42	+2,5	+6,3	4,45	5,89
вторичные	7	0,00—2,02	1,31	1,48	+0,5	+1,06	0,65	0,75
Гарцбургиты все	40	0,09—1,41	0,43	0,23	+2,1	+6,9	5,61	9,45
первичные	31	0,09—1,41	0,43	0,25	+2,0	+9,9	4,76	12,07
вторичные	9	0,36—0,60	0,56	0,24	—1,3	—1,0	1,33	0,76
Лерцолиты все	24	0,06—0,76	0,32	0,17	+1,4	—0,7	2,98	0,77
первичные	19	0,06—0,76	0,32	0,15	+0,5	—0,7	1,82	1,43
вторичные	5	0,06—0,64	0,34	0,20	+0,12	—1,3	0,14	0,84
Верлиты	10	0,00—0,50	0,18	0,15	+1,4	—1,3	2,06	1,02
Ортопироксениты	8	0,22—0,72	0,42	0,11	+1,3	+1,0	1,76	0,74
Диопсидиты	13	0,19—0,80	0,42	0,21	+1,0	—0,7	1,61	0,60
Вебстериты	6	0,04—0,54	0,15	0,15	+0,5	—1,1	0,61	0,34
Гранатсодержащие	6	0,01—0,20	0,07	0,04	+1,4	—0,8	1,71	0,54
Серпентиниты	20	0,05—1,70	0,49	0,43	+1,4	+0,7	2,75	0,71
Гипербазиты								
первичные	66	0,06—1,41	0,41	0,22	+1,9	+5,7	2,06	9,9
вторичные	23	0,00—2,02	0,66	0,64	+1,6	+1,0	3,3	1,05

Примечание. A — коэффициент асимметрии, E — коэффициент эксцесса, A/σ_A , E/σ_E — стандартные отклонения коэффициентов асимметрии и эксцесса.

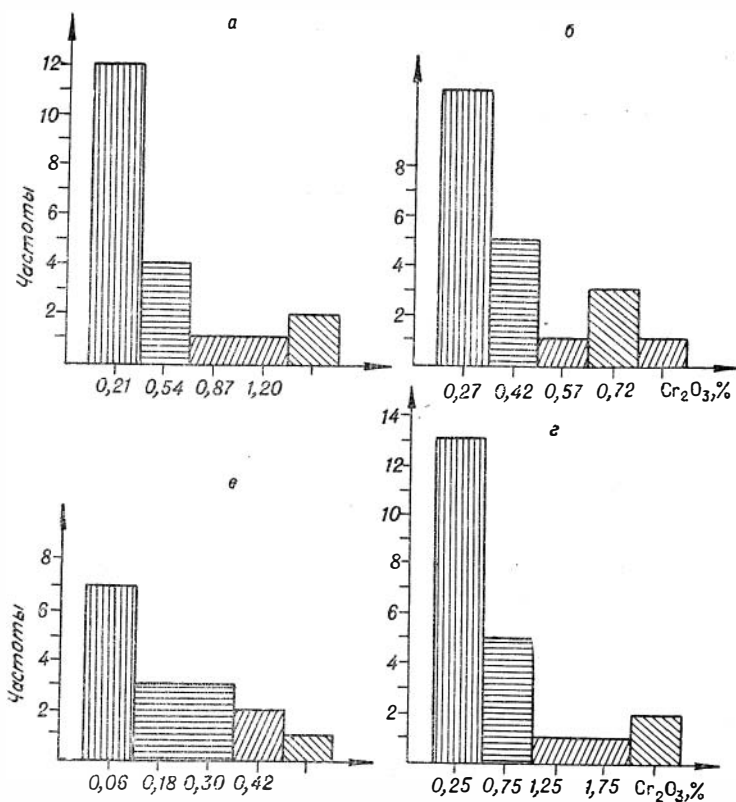


Рис. 40. Характер распределения окиси хрома в метасоматических апогипербазитовых породах.

а (серпентиниты): $n=20$; $\bar{x}=0,49$; $A=+1,4$; $E=+0,7$, б (диопсидиты, бронзититы): $n=21$; $\bar{x}=0,42$; $A=+1,1$; $E=+11,8$, в (верлиты, вебстериты): $n=16$; $\bar{x}=0,17$; $A=+0,84$; $E=+0,6$, г (гипербазиты вторичные): $n=22$; $\bar{x}=0,66$; $A=+1,6$; $E=+1,0$.

2. Повышенные концентрации окиси хрома приурочены ко вторичным метасоматическим разностям гипербазитов, а наибольшие их количества встречаются в дунитах и гарцбургитах.

3. Распределение Cr_2O_3 в первичных гипербазитах отвечает логнормальному закону, а во вторичных может быть аппроксимировано законом Гаусса*.

Среди отмеченных закономерностей обращает внимание то, что нормальный характер распределения окиси хрома одинаков как для верлитов и пироксенитов, так и для метасоматических дунитов и гарцбургитов. Это является косвенным доказательством того, что образование указанных разновидностей пород связано с одними и теми же процессами.

С другой стороны, разный характер распределения Cr_2O_3 в первичных и вторичных гипербазитах подтверждает высказанную точку зрения о гетерогенности пород в массивах. Так, работами Л. Х. Аренса, Н. К. Разумовского (1948), Д. А. Родионова (1964) и других показано, что функции распределения элементов в породах и породообразующих минералах, концентрации которых связаны с одной геохимической генерацией, в большинстве случаев близки к логнормаль-

* Оценка гипотезы нормального распределения производилась из условия, что величины A/δ и E/δ_E одновременно должны быть меньше 3 (Родионов, 1964).

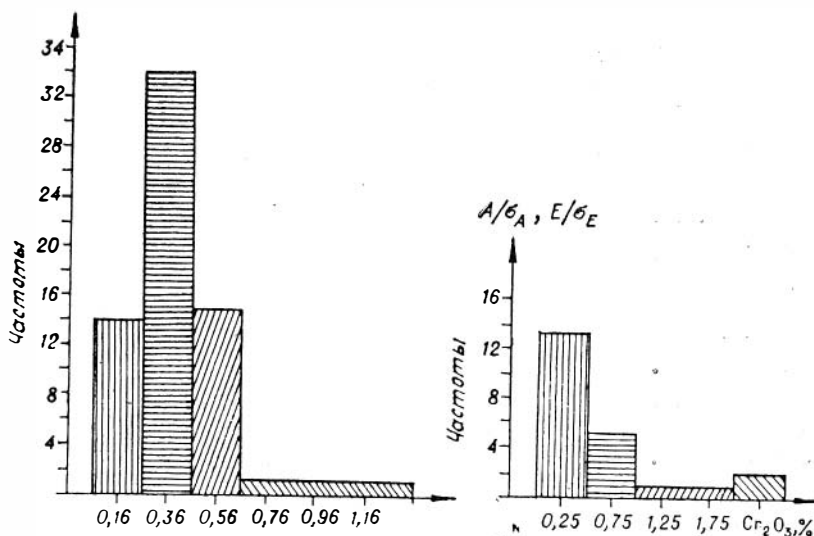


Рис. 41. Характер распределения окиси хрома в первичных (а) и вторичных (б) гипербазитах.

а: $n = 66$; $\bar{x} = 0,41$; $A = +1,9$; $E = +5,7$; $A/\sigma_A = 2,06$; $E/\sigma_E = 9,9$. б: $n = 22$;
 $\bar{x} = 0,66$; $A = +1,6$; $E = +1,0$; $A/\sigma_A = 3,3$; $E/\sigma_E = 1,05$.

ному закону. На рис. 41 видно, что и в нашем случае распределение окиси хрома в первичных дунитах и перидотитах не является исключением из этого правила. Вместе с тем Д. А. Родионовым (1964) на большом количестве анализов изверженных пород установлено, что если мы имеем дело с несколькими независимыми генерациями одного и того же элемента в породе, то распределение его содержаний определяется нормальным (гауссовым) законом. Последнее, как видно из рис. 40, 41, подтверждается и на нашем примере, что совместно с геологическими данными позволяет говорить о том, что во вторичных разностях гипербазитов повышенное содержание окиси хрома связано с проявлением вторичных наложенных процессов.

Выявленные различия в содержаниях и распределении петрогенного хрома по типам пород позволили объективно подойти к оценке хромитоносности отдельных массивов. С этой целью для каждого из них были вычислены средние содержания Cr_2O_3 по породам в целом, а также основные статистики его распределения (дисперсии, коэффициенты эксцесса и асимметрии). В выборки включались анализы дунитов и перидотитов; серпентиниты и пироксениты в расчетах не участвовали.

В результате проведенной статистической обработки исследованные массивы четко разделились на две группы. В первой средние содержания в породах окиси хрома незначительны, колеблются в пределах 0,28—0,46 вес. %, а во второй варьируют от 0,42 до 0,71 (табл. 64). По данным полевых наблюдений, в массивах первой группы рудные концентрации хромитов или не были обнаружены, или представлены в незначительном количестве. Вторая же группа объединяет те массивы, в которых оруденение проявлено довольно широко.

Кроме различий в средних содержаниях Cr_2O_3 , породы выделявшихся групп массивов отличаются между собой и другими статистическими параметрами. В частности, для пород нехромитоносных массивов содержания окиси хрома характеризуются малыми величинами стандартных отклонений ($\sigma = 0,05—0,16$), низкими положительными значениями коэффициента асимметрии ($A = 0,16—0,43$) и высокими отрицательными значениями коэффициента эксцесса ($E = \text{от } -1,0 \text{ до}$

**Характер распределения окиси хрома в массивах
Анадырско-Корякской складчатой системы**

Массив	Колич. ан.	Интервал колебаний	$\bar{x}$	σ	A	E	Характер удельности
Усть-Бельский . . .	23	0,14—0,51	0,29	0,10	+0,34	—1,23	Нехромитоносные
Пекулейский . . .	19	0,00—0,64	0,28	0,16	+0,16	—1,17	„
Бассейна р. Лозовки, горы Красной и 1064 м	15	0,06—2,16	0,71	0,54	+1,09	—0,20	Хромитоносные
Чирынайский	24	0,09—0,69	0,42	0,11	—0,38	+0,06	Нехромитоносные
Кукульский	9	0,32—1,52	0,67	0,32	+1,24	+0,10	Хромитоносные
Валижген и Мамет- чинских гор	8	0,32—0,62	0,42	0,07	+1,03	—0,20	Нехромитоносные
Бассейна р. Хатырки	6	0,00—1,50	0,66	0,35	—1,27	—0,80	Хромитоносные
Мало - Научирынай- ский	5	0,39—0,57	0,46	0,05	+0,43	—1,00	Нехромитоносные

+1,23). В то же время в породах хромитоносных массивов содержание окиси хрома колеблется в широких пределах ($\sigma=0,07—0,54$), а распределение окисла определяется высокими как положительными, так и отрицательными значениями коэффициента A ($A=-1,27—1,24$) и низкими, тоже положительными и отрицательными, величинами коэффициента E (E от $-0,80$ до $+0,10$).

Эти данные дали возможность использовать поведение Cr_2O_3 в гипербазитах разных массивов в качестве основного критерия для разбраковки рудных и безрудных объектов. С этой целью были рассчитаны статистические параметры для Cr_2O_3 для всех разновидностей в целом по хромитоносным и нехромитоносным массивам (табл. 65). Результаты расчетов показали, что характер распределения петрогенного хрома в породах этих групп массивов принципиально различный и в хромитоносных объектах аппроксимируется логнормальной функцией, а в нехромитоносных — нормальным законом (рис. 42, 43).

Таблица 65

**Параметры распределения окиси хрома в целом по породам хромитоносных
и нехромитоносных массивов**

Тип массивов	$\bar{x}$	σ	A	E	Оценка гипотезы нормальности распределения		Закон распределения
					A/σ	E/σ	
Нехромитоносные (56 ан.)	0,28	0,14	+0,44	+0,35	1,07	0,43	Нормальный
Хромитоносные (33 ан.)	0,60	0,40	+2,10	+1,90	6,60	3,92	Логнормальный

Таким образом, среднее содержание петрогенного окисла хрома и характер его распределения в породах являются одним из важнейших критериев для распознавания рудных и безрудных объектов. Этот вывод хорошо согласуется с результатами статистической обработки петрохимических данных, проведенной для гипербазитов Урала (Маляхов, 1968).

В этой связи было проведено изучение поведения в породах хроми- и нехромитоносных массивов и других петрогенных элементов.

Исследования показали, что в последних все породообразующие окислы также распределены по закону Гаусса, в то время как в породах хромитоносных массивов эта зависимость не выдерживается, и такие окислы, как SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , и щелочи имеют логнормальное распределение, а остальные — нормальное. При этом по содержанию глинозема, окиси хрома и никеля породы сравниваемых массивов имеют значимые различия (табл. 66).

Полученные данные дали возможность применить для оценки хромитоносности массивов методы многомерного статистического анализа, учитывающие при разделении объектов множество признаков. Одним из них является метод линейной дискриминантной функции для случая равных матриц ковариации, успешно применяемый в последнее время для прогнозирования и классификации (Гольдин, Кутонин, 1964; Добрецов и др., 1968; Гаранин, 1968; Демина, Калинин, 1968; Калинин, Докторов, 1968; и др.).

Сущность метода в общем виде сводится к нахождению линейной дискриминантной функции, которая делит все статистическое пространство на две области и является границей между ними в r -мерном пространстве (Vistelius, 1960).

В качестве признаков, использованных для дискриминации, были взяты средние содержания петрогенных окислов в породах хромито- и нехромитоносных массивов. Дальнейшая обработка этих данных проводилась по методике, изложенной в работах М. Е. Деминой, О. М. Калинина (1968) и А. В. Гаранина (1968). Детально разбор методических приемов и соответствующие расчеты приведены в нашей работе (Велинский, Пинус, 1972).

В результате обработки исходных данных было получено уравнение дискриминантной функции, которое имеет вид:

$$Z_0 = -0,117F - 0,087A + 0,092X - 0,667M + \\ + 3,513C_{\text{r}_2\text{O}_3} + 0,060 = 0,$$

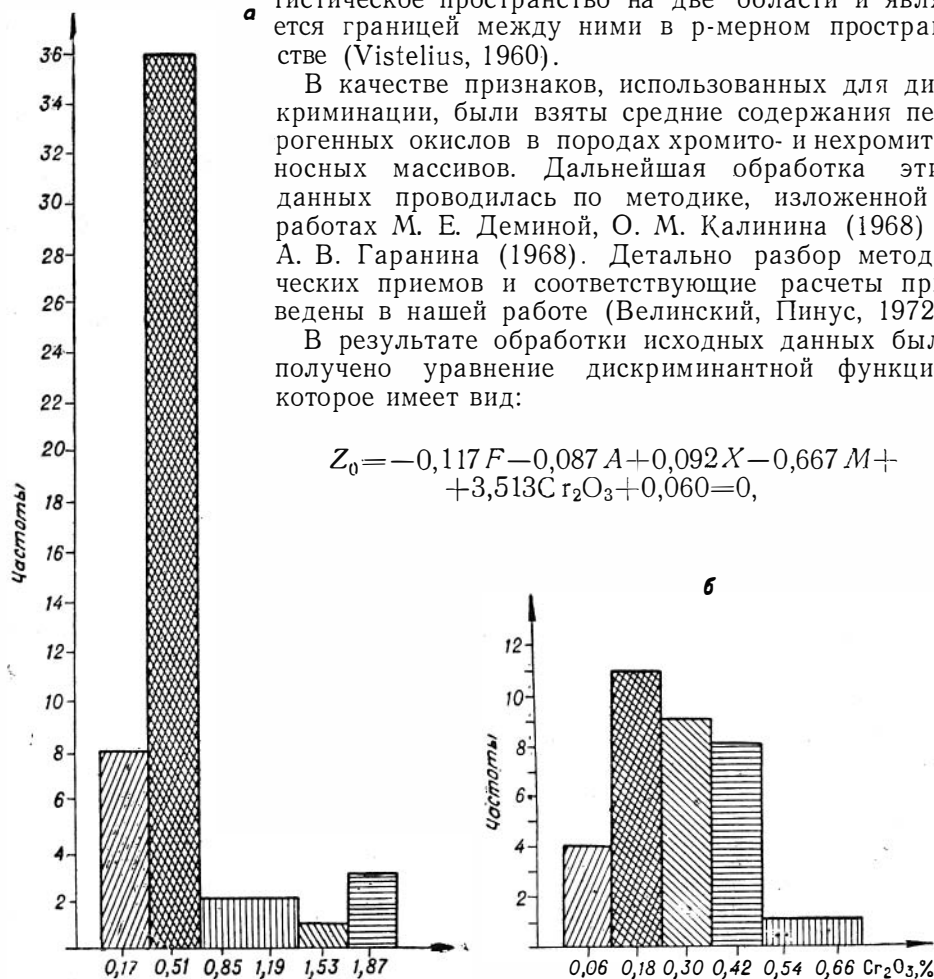


Рис. 42. Характер распределения окиси хрома в породах хромитоносных (а) и нехромитоносных (б) массивов.

а: $n = 56$; $\bar{x} = 0,60$; $\sigma = 0,40$; $A = +2,1$; $E = +1,9$; $A/\sigma_A = 6,6$; $E/\sigma_E = 3,92$. б: $n = 33$; $\bar{x} = 0,27$; $\sigma = 0,14$; $A = +0,44$; $E = +0,35$; $A/\sigma_A = 1,07$; $E/\sigma_E = 0,43$.

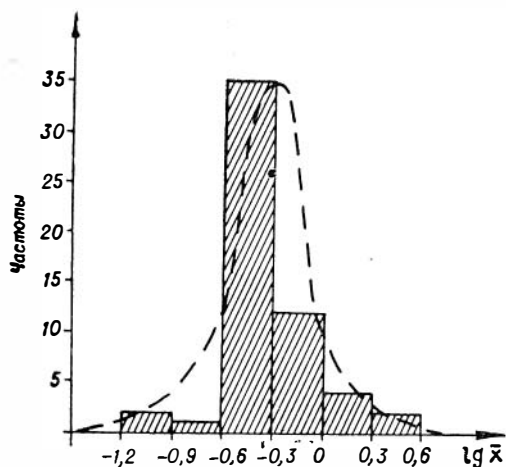


Рис. 43. Характер распределения логарифмов содержаний окиси хрома в хромитоносных массивах.

$\bar{x} = -0,34$; $A = 0,44$; $\sigma = \pm 0,28$; $E = 1,85$; $A/\sigma_A = 1,38$; $E/\sigma_E = 2,93$.

где

$$F = \frac{\text{FeO}}{\text{FeO} + \text{MgO}} \cdot 100\%;$$

$$A = \frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{SiO}_2} \cdot 100\%;$$

$$X = \frac{\text{Cr}_2\text{O}_3}{\text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3} \cdot 100\%;$$

$$M = \frac{\text{MgO}}{\text{MgO} + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}}.$$

Гистограмма распределения Z_0 для уравнения показана на рис. 44. Величина ошибки неправильной классификации при применении уравнения составляет 16%. Для практического пользования уравнением надо подставить значения соответствующих коэффициентов, вычисленных в молекулярных количествах. При $Z_0 > 0$ объект будет от-

носиться к хромитоносным, а при $Z_0 \leq 0$ — к нехромитоносным.

Количество химических анализов пород, необходимых для общей перспективной оценки объекта, по расчетным данным (Велинский, Пинус, 1972), составляет около 50. При решении более конкретных задач, например, для установления перспективных участков внутри массива, количество анализов для статистической обработки должно быть увеличено настолько, чтобы ошибка классификации по уравнению не превышала первых процентов.

Наряду с этим при пользовании уравнением должны соблюдаться следующие обязательные условия:

1. Для вычисления дискриминатора (Z_0) в уравнение могут вводиться в основном данные химических анализов дунитов и гарцбургитов, степень серпентинизации которых (по величине потерь при прокаливании) не превышает 10%.

2. Уравнение может быть использовано только для тех пород, в которых содержание окиси хрома составляет $\sim 2\%$.

Очевидно, что применение дискриминатора всегда должно сочетаться с данными петрографических, геохимических и геолого-структурных исследований изучаемого объекта, что в значительной степени повысит практическую ценность предложенной дискриминантной функции.

По результатам такого комплексного изучения устанавливается, что в пределах Камчатско-Корякской складчатой области наиболее перспективными с точки зрения их хромитоносности являются массивы Восточно-Камчатско-Корякской гипербазитовой зоны. Это хорошо подтверждается как геологическими данными, так и результатами петрологических исследований (см. рис. 32). При этом, судя по средним содержаниям окиси хрома в породах (см. рис. 34), поисковые работы следует сосредоточить главным образом на массивах Анадырско-Корякской системы в пределах Корякского и Хатырского гипербазитовых поясов (Велинский, Пинус, 1972). В Олоторско-Камчатской складчатой системе, как показывают наши исследования, а главным образом работы Н. В. Луцкиной (1968) и Б. К. Долматова (1972), перспективными объектами являются массивы о. Карагинского и п-ова Камчатский Мыс. Для всех этих объектов значение Z_0 в подавляющем числе случаев заметно больше нуля.

Характер распределения петрогенных окислов в породах хромитовых и нехромитовых гипербазитов
Анадырско-Корякской складчатой системы

Оксид	Нехромитовые (n=56)						Хромитовые (n=33)						X-кват- рат		
	$\bar{x}$	σ	A	E	A/σ	E/σ	Закон распре- деления	$\bar{x}$	σ	A	E	A/σ		E/σ	Закон распре- деления
SiO ₂	40,36	3,00	-0,28	-0,75	0,08	0,91	Норм.	40,61	3,38	1,03	+0,90	3,20	1,43	Логнорм.	2,16
TiO ₂	0,05	0,06	0,79	-0,40	1,92	0,49	"	0,06	0,04	0,89	-0,33	2,78	0,52	Нормальн.	0,15
Al ₂ O ₃	2,34	1,06	1,00	-2,42	0,24	2,95	"	1,22	0,99	1,97	+4,40	6,16	6,98	Логнорм.	5,84
Fe ₂ O ₃	2,16	1,38	0,58	-0,63	1,41	0,77	"	3,00	1,95	1,33	+1,83	4,16	2,90	"	1,26
Cr ₂ O ₃	0,27	0,14	0,44	+0,35	1,07	0,43	"	0,60	0,40	2,10	+1,90	6,60	3,92	"	12,08
FeO	5,83	1,24	0,28	-1,90	0,68	2,32	"	6,03	2,20	0,50	-1,55	1,56	0,87	Нормальн.	0,001
MgO	40,55	3,14	-0,07	-1,40	0,22	1,71	"	39,59	6,52	-0,61	-0,05	1,91	0,08	"	0,17
CaO	1,84	1,58	0,28	-1,07	0,68	1,30	"	1,16	1,36	2,35	+4,75	7,34	7,54	Логнорм.	3,17
R ₂ O	0,18	0,14	0,96	-1,00	0,23	1,22	"	0,16	0,11	1,48	+2,37	4,63	3,76	"	0,005
NiO	0,20	0,09	-0,06	-0,67	0,15	0,82	"	0,23	0,12	-0,94	-1,22	2,94	1,94	Нормальн.	3,93
MnO	0,13	0,03	1,80	4,50	4,60	5,70	Лог- норм.	0,16	0,05	0,64	+0,30	2,00	0,50	"	0,59
П. п. п.	6,41	3,46	0,12	-1,40	0,29	1,71	"	6,96	3,93	0,20	-1,21	0,63	1,92	"	2,54
Fe ⁺³	—	—	—	—	—	—	—	33,22	—	—	—	—	—	—	—
Fe ⁺³ +Fe ⁺² ·100%	27,03	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
$\frac{Cr_2O_3}{Al_2O_3}$	0,12	—	—	—	—	—	—	0,50	—	—	—	—	—	—	—

Примечания. 1. Отношение окислов железа рассчитано в мол. %, а окисл хрома к глинозему — в вес. %. 2. Здесь и далее X-кватрат — проверка значимости различия окислов тестом медианы, $X_{\text{кв}} = 3,84$ (Урбах, 1964 г.; см. прилож., табл. XIХ).

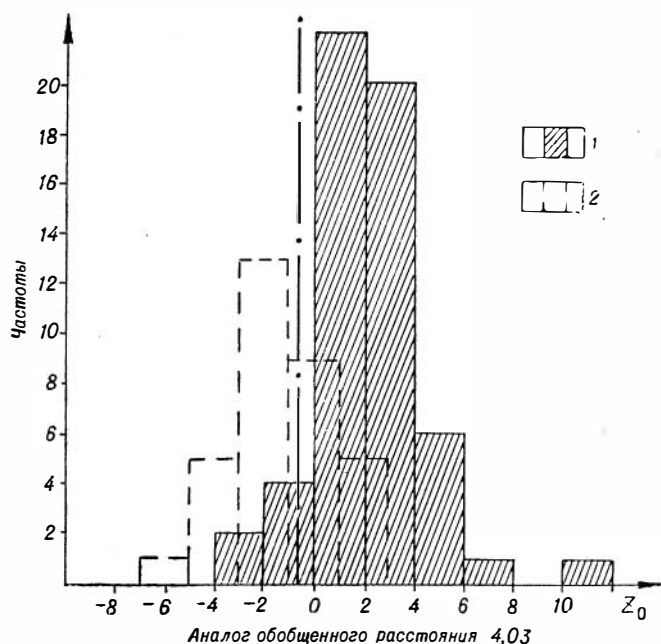


Рис. 44. Характер распределения Z_0 по сумме петрохимических коэффициентов для хромитовых (1) и нехромитовых (2) массивов Анадырско-Корякской складчатой системы. Ошибка 16%, порог — 0,7.

Для того чтобы определить, насколько надежна данная нами перспективная оценка указанных выше массивов, вещественный состав входящих в них пород был сравнен с составом пород хромито- и нехромитовых массивов Урала. В группу хромитовых массивов были включены те из них, в которых известны промышленные месторождения хромитов (Кемперсайский, Верхне-Тагильский, Алапаевский, Хабаровинский, Гологорский, Ключевской), а во вторую — массивы, не содержащие промышленных рудных скоплений (Баженовский, Иткинский, Бурыктальский, Уктусский, Кюмбаевский). Результаты статистической обработки петрохимических данных, взятых из работ И. А. Малахова (1966, 1968), приведены в табл. 67. Сравнение их с

Таблица 67

Характер распределения и средние значения петрогенных окислов в породах нехромитовых (I) и хромитовых (II) массивов Урала

Окисел	I (n=25)						II (n=25)						χ-кв
	$\bar{x}$	σ	A	E	A/σ_A	E/σ_E	$\bar{x}$	σ	A	E	A/σ_A	E/σ_E	
SiO ₂	37,43	1,50	+0,21	-0,91	0,45	1,02	38,25	2,72	+1,02	+1,15	2,22	1,29	2,89
Al ₂ O ₃	0,88	0,73	+1,27	+0,40	2,76	0,45	1,10	0,78	+0,92	-0,23	2,00	0,26	0,73
Fe ₂ O ₃	5,44	2,03	+0,76	-0,49	1,65	0,55	4,03	1,99	+1,45	-1,42	3,15	1,59	1,43
Cr ₂ O ₃	0,28	0,18	+0,58	-0,54	1,26	0,61	0,75	0,40	+1,07	+0,54	3,33	0,61	14,67
FeO	4,20	2,04	+0,18	-0,34	0,39	0,38	4,44	1,84	-0,94	-0,03	2,04	0,03	0,33
MgO	43,24	1,95	+0,51	-0,89	1,10	1,00	40,73	3,89	+1,88	+5,18	4,09	5,82	0,73
CaO	0,51	0,45	+0,97	-0,43	2,10	0,48	2,00	2,18	+4,02	+15,41	8,74	17,31	0,19
NiO	0,19	0,11	-0,12	-1,42	0,26	1,60	0,23	0,20	+2,03	+4,41	4,41	4,95	0,32
MnO	0,12	0,06	-0,30	-0,79	0,65	0,89	0,06	0,05	+0,83	-0,85	1,80	0,96	0,08
П. п. п.	7,89	2,91	-0,70	-0,96	1,52	1,08	9,25	1,74	-0,82	-0,31	1,78	0,35	0,36

данными по Анадырско-Корякской складчатой системе показало, что породы нехромитоносных массивов заметно отличаются друг от друга по целому ряду компонентов, а хромитоносных — очень незначительно (табл. 68). В последних отличия заключаются лишь в том, что в гипербазитах Урала понижены содержания кремнезема и окиси марганца и повышены — окиси хрома и значения потерь при прокаливании. Разница по SiO_2 и MnO в породах этих массивов, вероятно, связана с неодинаковой степенью их серпентинизации, так как при пересчете анализов на «сухой» остаток она исчезает. Что же касается различий по содержанию в породах сравниваемых районов окиси хрома, то они вызваны, очевидно, малым объемом выборки для Урала, поскольку средневзвешенное по 3163 химическим анализам из хромитоносных массивов этого региона (вычислено по данным И. А. Малахова, 1968) составляет 0,62%.

Т а б л и ц а 68

Химический состав дунитов и перидотитов хромитоносных и нехромитоносных массивов Анадырско-Корякской складчатой системы (I) и Урала (II)

Окисел	Нехромитоносные			Хромитоносные		
	I (n=56)	II (n=25)	χ^2 -квadrat	I (n=33)	II (n=25)	χ^2 -квadrat
SiO_2	40,36	37,43	17,50	40,61	38,25	6,90
Al_2O_3	2,34	0,88	5,30	1,22	1,10	0,40
Fe_2O_3	2,16	5,44	21,80	3,00	4,03	0,40
Cr_2O_3	0,27	0,28	0,09	0,60	0,75	10,90
FeO	5,83	4,20	5,70	6,03	4,44	3,30
MgO	40,55	43,24	2,50	39,59	40,73	1,60
CaO	1,84	0,51	6,30	1,16	2,00	0,30
MnO	0,15	0,12	$t=2,30$	0,16	0,06	$t=8,30$
NiO	0,20	0,19	0,01	0,23	0,23	2,40
П. п. п.	6,41	7,89	5,50	6,96	9,25	7,90

П р и м е ч а н и е. $\chi^2_{0,5}=3,84$; $t_{0,5}=2,00$ (Урбах, 1964).

Следовательно, химические составы гипербазитов хромитоносных массивов Анадырско-Корякской складчатой системы и Урала идентичны. С учетом этого по петрохимическим данным для уральских объектов была рассчитана линейная дискриминантная функция, позволяющая классифицировать хромитоносные и нехромитоносные массивы. Она имеет вид: $Z_0 = 0,17\text{SiO}_2 + 0,39\text{Al}_2\text{O}_3 + 4,86\text{Cr}_2\text{O}_3 - 0,35\text{Fe}_2\text{O}_3 - 0,27\text{MgO} + 0,60\text{CaO} + 0,24 \text{ п. п. п.} + 1,13 = 0$.

Для пользования уравнением необходимо подставить в него из химического анализа породы значения окислов (в вес. %); при $Z_0 > 0$ объект относится к хромитоносным массивам, а при $Z_0 \leq 0$ — к нехромитоносным (рис. 45).

Проверка показала, что породы всех массивов Корякско-Камчатской складчатой области, которые по нашим данным отнесены к перспективным, характеризуются в большинстве положительными значениями Z_0 , вычисленными по этому уравнению. Поэтому при перспективной оценке изучаемых массивов следует всегда для контроля пользоваться дискриминатором по гипербазитам Урала.

Таким образом, и сравнительный анализ петрохимических свойств гипербазитов Корякско-Камчатской области с уральскими подтвер-

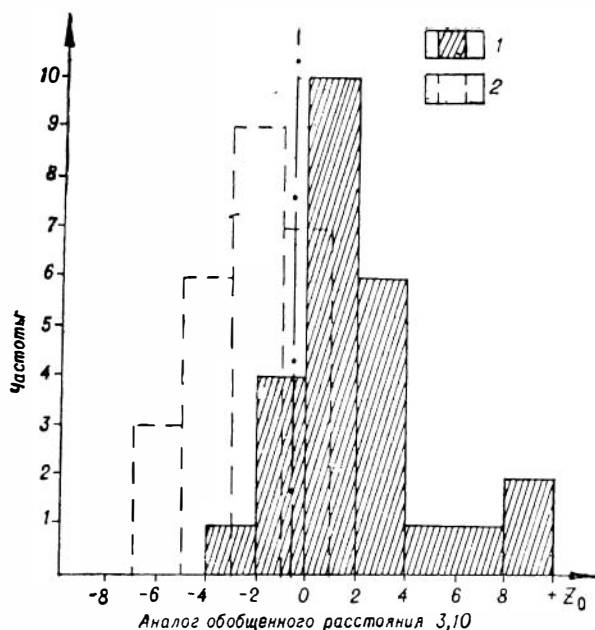


Рис. 45. Характер распределения Z_0 по сумме окислов для хромированных (1) и нехромированных (2) массивов Урала. Ошибка $\sim 18\%$, порог.

ждает высказанную выше точку зрения об их перспективности на хромиты.

Состав хромитовых руд в изученных массивах очень неоднороден (табл. 69). В целом намечается, что руды из массивов Анадырско - Корякской системы более обогащены хромом, а Олюторско - Камчатской — глиноземом.

Величина отношения окиси хрома к железу в рудах колеблется обычно в пределах 2—3, но в отдельных случаях опускается до 0,3—1,0 или повышается до 3. По этим параметрам наиболее кондиционными являются хромиты массивов Анадырско-Коряк-

ской складчатой системы, а среди них выделяются руды массива горы 1064 м, в которых содержание Cr_2O_3 превышает 60%.

Как известно, в отношении генезиса хромитов у исследователей единого мнения нет. В настоящее время происхождение их трактуется с позиций нескольких гипотез, наиболее популярными из которых являются сегрегационная, гистеромагматическая и метасоматическая. Мы не будем останавливаться на детальном разборе различных точек зрения по этому вопросу, так как они хорошо известны специалистам и подробно освещены в целом ряде публикаций (см., например, Павлов и др., 1968). Анализ наших данных показывает, что для объяснения генезиса хромитовых проявлений в массивах Корякско-Камчатской области наиболее приемлемы положения метасоматической гипотезы. В пользу ее говорят следующие факты:

- 1) жильная и штокерковая форма рудных тел;
- 2) пространственная связь оруденения с метасоматическими жилами пироксенитов в массивах;
- 3) однотипный характер распределения петрогенного окисла хрома во вторичных гипербазитах и породах хромированных массивов;
- 4) наиболее высокие содержания окиси хрома в метасоматических разностях ультраосновных пород;
- 5) наличие перераспределения железа и хрома между оливином вмещающих пород и рудными хромшпинелидами и зональность состава последних;
- 6) особенности состава элементов-примесей рудных хромитов.

Перераспределение железа между силикатными минералами и хромитом было установлено нами по результатам химического профилирования, проведенного на микроанализаторе «Сотеса» М-46 (рис. 46, табл. 70) (Пинус, Велинский и др., 1973). Данные таблицы показывают, что как в жилке, так и во вкрапленике в краевых частях хромитов происходит обогащение железом и обеднение окисью магния, хрома и алюминия. В оливине же на контакте с хромитом на-

Химический состав хромитов, вес. %

Т а б л и ц а 69

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	CoO	NiO	Cr ₂ O ₃	V ₂ O ₅	P ₂ O ₅	S	$\frac{Cr_2O_3}{FeO}$	$F\left(\frac{FeO}{FeO+MgO}\right) \cdot 100 \text{ мол. \%}$	Место взятия
1,20	0,12	8,58	7,90	13,64	Н. д.	14,00	0,12	Н. д.	Н. д.	54,00	Н. д.	0,16	Н. д.	2,60	45,40	Янранайский массив
1,30	0,66	9,24	18,52	22,03	0,22	8,88	Не обн.	0,04	0,10	38,74	0,16	0,01	"	1,00	70,88	Массив горы
1,40	0,59	6,92	38,61	29,09	0,12	4,13	"	0,05	0,10	18,45	0,32	Не обн.	"	0,30	89,70	Красной
3,30	0,28	8,69	17,04	23,00	0,22	8,96	"	0,04	0,10	38,17	0,28	"	"	1,00	70,50	То же
2,50	0,18	9,90	4,41	17,15	0,19	12,46	"	0,05	0,09	52,80	0,12	"	"	2,50	48,80	Бассейн р. Хатырки
2,78	0,47	10,58	16,29	20,45	0,38	8,05	Сл.	0,04	0,11	40,90	0,15	"	"	1,16	71,00	Чирынайский массив
1,30	0,34	10,89	8,63	16,85	0,68	10,51	"	0,03	0,11	50,33	0,19	"	"	2,05	56,80	"
0,08	0,04	6,22	Н. д.	20,38	0,32	9,35	Не обн.	Н. д.	Н. д.	62,60	Н. д.	Н. д.	"	3,07	55,00	Массив горы 1064 м
0,02	0,02	4,43	"	17,68	0,12	10,10	"	"	"	65,74	"	"	"	3,71	49,60	То же
8,43	0,26	7,20	2,48	10,81	0,28	19,82	0,37	"	"	46,56	"	"	0,40	3,60	25,30	Массив о.
12,70	0,18	6,20	2,40	8,50	0,40	24,70	0,35	"	"	38,46	"	"	0,40	3,60	17,80	Карагинского
7,53	0,44	14,99	3,90	11,72	0,59	18,62	1,45	"	0,17	36,21	0,05	0,03	0,19	2,40	28,90	"
7,17	0,33	14,30	4,10	11,08	0,23	18,98	0,20	"	Н. д.	40,12	Н. д.	Н. д.	0,36	2,70	27,60	"
11,12	0,34	14,00	0,08	8,49	0,24	21,25	0,37	"	"	32,51	"	"	0,38	2,40	18,50	"
4,53	0,24	9,13	5,32	14,35	0,22	14,20	0,20	Н. д.	Н. д.	50,25	Н. д.	Н. д.	0,47	2,60	40,00	Массив о.
2,35	0,28	11,33	7,51	8,50	0,38	15,90	0,30	"	"	51,77	"	"	0,40	3,30	29,60	Карагинского
12,86	0,37	10,69	3,78	8,49	0,19	23,20	0,30	"	"	35,12	"	"	0,26	2,90	19,50	"
6,61	0,56	12,13	1,68	14,35	0,21	15,46	1,15	"	0,10	44,36	0,07	0,02	0,28	2,80	35,60	"
2,97	0,33	25,30	4,88	10,61	0,43	17,48	0,20	"	Н. д.	35,20	Н. д.	Н. д.	0,35	2,40	29,20	"
4,10	0,45	23,83	4,70	11,44	0,47	18,57	0,40	"	"	32,29	"	"	0,80	2,10	29,20	"
5,81	0,30	12,19	4,49	15,22	0,34	13,56	2,29	"	0,07	42,24	0,09	0,02	0,10	2,20	41,80	Массив п-ова Кам-
10,04	Сл.	5,92	3,64	12,63	0,34	17,38	0,12	"	Н. д.	45,62	Н. д.	Н. д.	Н. д.	2,20	31,50	чатский Мыс
9,42	"	6,97	1,03	13,99	0,25	17,63	0,42	"	"	46,45	"	"	"	2,10	31,60	"
7,56	0,44	9,91	5,68	9,60	0,23	17,31	1,08	"	0,10	44,05	0,07	0,01	"	3,00	28,50	"
1,27	0,37	8,57	5,02	15,10	0,29	14,56	Н. д.	"	Н. д.	53,10	Н. д.	Н. д.	0,11	2,60	40,00	То же

При расчете отношения окиси хрома к окиси железа все окисное железо в анализе переводилось в закись умножением на коэффициент 0,9.

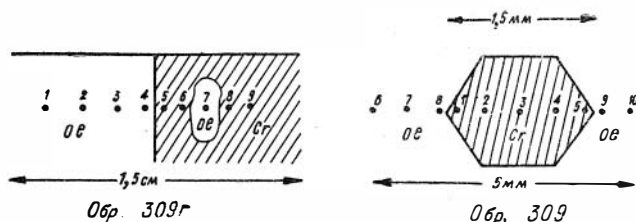


Рис. 46. Схема точечного профиля микроанализов (обр. 309-г — контакт крупнозернистого дунита с жилой хромита, обр. 309 — вкрапленник хромита в дуните). Номера точек на рисунке соответствуют номерам анализов в табл. 70.

блюдается увеличение содержания окиси магния. Подобные взаимоотношения говорят о том, что при образовании рудного компонента между ними и вмещающими силикатами происходит взаимодействие, сопровождающееся перераспределением железа, хрома, алюминия и магния.

В приведенных анализах обращают на себя внимание очень высокие содержания в хромитах окиси хрома (до 66,5%). Подобные концентрации Cr_2O_3 до настоящего времени были известны только в хромитах из включений в алмазах (Mayer, Boyd, 1968; Соболев, 1971) и метеоритах (Bunch e. a., 1967). В рудах же хромитовых месторождений содержание окиси хрома колеблется обычно в пределах 50—55% и лишь в исключительно редких случаях достигает 65% (Павлов, 1949; Павлов и др., 1968).

Характерен и состав элементов-примесей для рудных хромитов. Он почти идентичен набору малых элементов в аксессуарных хромшпинелидах, но отличается от последних заметно повышенным (на порядок) содержанием ванадия и титана (Пинус и др., 1973), пониженным меди и отсутствием свинца. Интересно, что содержание ванадия в рудных хромитах аналогично концентрациям его в габброндах. Эти и

Таблица 70

Химический состав оливинов и рудных хромитов, вес. %

Объект	№ ан.	Минерал	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO
Контакт жилы хромита в дуните (обр. 309 г)	1	Оливин	41,60	0,10	Не обн.	Не обн.	8,16	0,08	51,90	Не обн.
	2		42,00	Не обн.	0,03	"	8,26	0,14	50,90	0,04
	3		41,80	"	0,04	"	8,22	0,17	51,60	0,01
	4		41,80	"	Не обн.	"	7,88	0,13	51,80	0,03
	5	Хромит	0,08	0,07	6,10	61,90	21,50	0,42	8,66	Не обн.
	6		0,10	Не обн.	6,37	62,70	20,20	0,24	9,47	"
	7	Оливин	42,40	"	0,02	Не обн.	5,16	Не обн.	54,10	0,02
	8	Хромит	0,07	"	6,47	62,30	19,80	0,39	9,75	Не обн.
	9		0,05	0,07	5,99	63,50	20,00	0,24	9,50	"
Зерна рудного хромита в дуните (обр. 309)	1	Хромит	0,11	0,07	4,29	65,40	18,40	Не обн.	9,36	"
	2		Н. д.	Не обн.	4,46	65,60	17,30	0,20	10,40	"
	3		"	0,05	4,62	65,50	17,10	0,07	10,50	"
	4		"	Не обн.	4,44	66,50	17,40	0,26	10,40	"
	5		"	"	4,34	65,70	18,20	0,09	9,85	"
	6	Оливин	41,60	0,06	Не обн.	Не обн.	5,20	0,12	54,00	0,01
	7		41,20	Не обн.	"	"	5,07	Не обн.	53,40	0,03
	8		41,30	"	"	"	4,90	"	54,00	"
	9		41,30	"	"	"	4,60	"	54,30	0,02
	10		41,10	"	"	"	5,03	"	54,00	0,07

Примечание. Аналитики Ю. Г. Лаврентьев, Л. Н. Поспелова, ИГиГ СО АН СССР.

отмеченные выше признаки дают возможность говорить о наложенном характере хромитового оруденения. Последнее подтверждается также и тем, что в хромитовых массивах по сравнению с нехромитовыми при одинаковой степени серпентинизации породы в них более окислены. В этой связи чрезвычайно показательны также данные, полученные Н. Д. Соболевым и др. (1970) по гипербазитам Урала, которые на ряде массивов установили закономерное увеличение в породах вблизи хромитовых тел окиси натрия и обогащение их медью.

Приведенные данные позволяют связывать хромитовое оруденение в ультраосновных породах с перераспределением окиси хрома в гипербазитах, которое происходит под воздействием на них гидротермальных растворов, генерируемых интрузиями габброидов. Эти растворы, мобилизуя хром из ультраосновных пород, отлагали полезный компонент вдоль тех полостей, по которым они циркулировали. Вероятно, именно с эпигенетическим характером оруденения и связана известная зависимость состава рудных хромитов от состава вмещающих пород, выражающаяся в том, что в направлении от дунитов к лерцолитам с увеличением железистости и глиноземистости пород в этом ряду в хромитах также происходит увеличение железа и алюминия (Бетехтин, 1934; Бетехтин, Кашин, 1937; Павлов, 1949; Соколов, 1940, 1948; Зинин, 1963, 1969; Желязкова-Панайотова, 1959, 1963; и др.).

Эта закономерность противоположна той, которая отражает связь составов акцессорных хромшпинелидов и материнских пород и, как было показано выше, проявляется в том, что от дунитов к лерцолитам в акцессорных хромшпинелидах происходит увеличение содержания магния и уменьшение — железа и хрома. Наконец, о более позднем происхождении хромитового оруденения по отношению к вмещающим породам указывают наличие в рудах платиноидов и золота и характер распределения их в хромитах и гипербазитах.

В результате исследований было установлено, что в рудных хромитах содержатся повышенные концентрации элементов группы платиноидов. Характерно, что в рудах платина преобладает над палладием, а в гипербазитах наблюдаются обратные взаимоотношения.

Приводим средние содержания платины и палладия в гипербазитах и хромитах (в усл. ед.):

Элемент	Дуниты (n=14)	Гарцбургиты (n=16)	Серпентиниты (n=4)	Пироксениты (n=2)	Хромиты (n=24)
Pt . . .	$4,5 \cdot 10^{-6}$	$2,8 \cdot 10^{-6}$	$1,2 \cdot 10^{-6}$	$0,6 \cdot 10^{-6}$	$0,5 \cdot 10^{-4}$
Pd . . .	$8,0 \cdot 10^{-6}$	$7,0 \cdot 10^{-6}$	$5,0 \cdot 10^{-7}$	$6,5 \cdot 10^{-6}$	$4,4 \cdot 10^{-6}$

Показательно, что во всех проанализированных породах, за исключением серпентинитов, количество палладия постоянно, а платины закономерно уменьшается от дунитов к пироксенитам. Аналогичные закономерности в поведении платиноидов выявляются и для уральских массивов (Юшко-Захарова и др., 1967). С другой стороны, в хромитах на 2 порядка содержится больше платины, чем в дунитах, перидотитах и пироксенитах, при одних и тех же концентрациях в них палладия. Обращает на себя внимание также тот факт, что при серпентинизации гипербазитов из них гораздо активнее выносятся палладий, а содержание платины остается практически неизменным. Помимо платины и палладия, в рудных хромитах отмечаются и другие элементы из группы платины (табл. 71). Осмий в анализированных пробах либо не обнаружен, либо дает следы. Наиболее высокие концентрации платиноидов встречаются в хромитах, которые характеризуются низким

Содержания элементов группы платины в хромитах, усл. ед.

Место взятия образцов	Pt	Pd	Ir	Ru	Re
Массив горы 1064 м	Сл. " 0,05 0,03 0,04	Сл. " " " " " "	Сл. " 0,04 0,04 0,13	0,05 0,02 0,03 0,07 0,33	Сл. " " " " " " " "
Чирынайский массив	2,56 Сл. 0,03 0,12 0,03 0,20 0,09 Сл.	0,13 Сл. " " 0,07 Сл. 0,03 Сл. "	0,06 0,03 0,02 0,10 0,04 0,16 0,36 0,02	0,11 0,13 0,14 0,24 0,13 0,15 0,79 0,05	0,07 Сл. " " 0,04 Сл. 0,08 Сл. "
Массив горы Красной	4,1 2,3 0,35	0,08 0,02 0,70	Не обн. " " Н. д.	0,11 Не обн. Н. д.	0,17 0,19 Н. д.
Бассейн р. Хатырки	1,2	0,02	0,10	0,09	0,21
Массив п-ова Валижген	0,76 Не обн.	0,002 Не обн.	0,06 Не обн.	0,002 Не обн.	0,002 Не обн.
Куюльский массив	0,002 Не обн. " "	" " " " " "	" " " " " "	" " " " " "	" " " " " "
Яйранайский массив	0,30	" "	" "	" "	" "
Ср. содерж., %	0,50	0,044	0,048	0,102	0,032

Примечание. Анализы выполнены пробирно-спектральным методом на кафедре металлургии благородных металлов Северо-Кавказского горно-металлургического института г. Орджоникидзе.

значением отношения окиси хрома и окиси железа (см. табл. 69).

Повсеместно с платиноидами в хромитах тесно ассоциирует золото, содержание которого на порядок выше по сравнению с концентрациями его во вмещающих хромитовые руды гипербазитах (табл. 72, 73). В последних содержание золота близко к кларковому (Виноградов, 1962 б) и колеблется от 0,6 до $8,4 \cdot 10^{-7}$ %. Наиболее высокие концентрации золота встречены в тех же пробах, в которых в составе хромитов содержится наибольшее количество платиноидов. Это хорошо выявляется при анализе данных табл. 72 и 73. Подобную зависимость в гипербазитовых массивах Урала связывают с вторичными процессами, наложенными на породы, содержащие платиновое оруденение.

Приведенные данные находятся в явном несоответствии с выводами В. Г. Моисеенко и др. (1971), которые указывают, что «кларк золота в гипербазитах значительно понижается примесями хромита, являющегося антагонистом золота» (с. 31). Этому противоречат и хорошо известные факты о том, что во многих складчатых структурах Мира пространственно с выходами гипербазитов ассоциируют россып-

Среднее содержание золота в гипербазитах и ассоциирующих с ними породах в массивах Анадырско-Корякской складчатой системы

Порода	Содерж. золота, усл. ед.
Дуниты (11 ан.)	8,4·10 ⁻⁷
Гарцбургиты (9 ан.)	1,0·10 ⁻⁷
Лерцолиты (13 ан.)	1,9·10 ⁻⁷
Гипербазитовые брекчии (4 ан.) .	0,6·10 ⁻⁷
Верлиты (2 ан.)	0,6·10 ⁻⁷
Апогипербазитовые метасоматиты (4 ан.)	1,4·10 ⁻⁷
Хромиты (22 ан.)	4,4·10 ⁻⁶
Габброиды (16 ан.)	5,3·10 ⁻⁷
Лиственины (2 ан.)	1,7·10 ⁻⁷

ные нередко промышленные месторождения золота. Такая связь золотого проявления с массивами ультраосновных пород четко выдерживается и в Корякско-Камчатской складчатой области. Она отмечается именно в тех случаях, когда в массивах гипербазитов содержатся рудные хромиты. Наиболее отчетливо эта закономерность прослеживается в пределах Восточно-Камчатско-Корякской гипербазитовой (внутренней) зоны и на территории Корякского, Хатырского и Восточно-Камчатского гипербазитовых поясов (Луцкина, 1968; Долматов, 1972; и др.).

Проведенные исследования вещественного состава хромитов дают возможность, таким образом, ответить на один из загадочных вопросов о связи золотоносных россыпей с выходами гипербазитов, в которых содержания золота обычно ничтожны. Полученные нами результаты позволяют говорить о том, что концентраторами золота в них являются хромиты. Поэтому крупные массивы гипербазитов гарцбургит-дунитового состава, имеющие участки с интенсивным хромитовым оруденением, представляют собой источники, которые могут дать россыпные проявления золота.

Таким образом, вся сумма приведенных данных указывает на то, что хромитовое оруденение и связанная с ним платиновая и золотая минерализация в гипербазитовых массивах по отношению к вмещающим их породам носят эпигенетический характер. Как указывалось ранее, мы связываем процесс рудообразования с перераспределением хрома из гипербазитов под воздействием на них флюидов, генерируемых интрузиями габброидов. Изложенные выше факты согласуются с с предлагаемой моделью рудообразования. Однако на данной стадии изученности вещественного состава и геохимических особенностей хромитов решение вопроса их генезиса для массивов Корякско-Камчатской области в изложенной форме следует рассматривать как предварительное. Вместе с тем в свете последних исследований до платиноносности дунитов Урала, авторами которых убедительно доказан наложенный характер платины в хромитах и ультраосновных породах (Фоминных, Хвостова, 1970), предлагаемый нами механизм хромитового рудообразования в гипербазитах Корякско-Камчатской области представляется наиболее реальным.

Характеризуя в целом перспективность гипербазитовых массивов Корякско-Камчатской области на хромиты, подчеркнем следующее.

1. Тип оруденения, вещественный состав руд, характер распределения окиси хрома во вмещающих рудные тела породах и общая структурная позиция хромитовых массивов области близки к таковым для хромитовых массивов Урала, являющихся главной сырьевой базой хромитовых руд в Советском Союзе. Это обстоятельство дает основание рассматривать Корякско-Камчатскую складчатую область в качестве перспективного района для обнаружения на его территории промышленных месторождений хромитовых руд.

Содержание золота в рудных хромитах
гипербазитовых массивов Анадырско-
Корякской складчатой системы

Место взятия пробы	Содерж. золота, усл. ед.
Массив мыса Валижген	4,5·10 ⁻⁶ 3,4·10 ⁻⁶
Куюльский массив	2,8·10 ⁻⁶ 2,5·10 ⁻⁶ 2,7·10 ⁻⁶ 2,8·10 ⁻⁶
Массив горы 1064 м	6,0·10 ⁻⁶ 4,0·10 ⁻⁶ 5,0·10 ⁻⁶ 4,0·10 ⁻⁶ 2,0·10 ⁻⁶
Массив горы Красной	1,5·10 ⁻⁵ 1,1·10 ⁻⁵
Чирынайский массив	4,0·10 ⁻⁶ 4,0·10 ⁻⁶ 3,0·10 ⁻⁶ 2,0·10 ⁻⁶ 4,0·10 ⁻⁶ 3,0·10 ⁻⁶ 2,0·10 ⁻⁶ 1,0·10 ⁻⁶
Массив бассейна р. Хатырки . .	8,0·10 ⁻⁶
Среднее, вес.%	4,4·10 ⁻⁶

Примечание. Анализы выполнены спектрохимическим методом в ИГиГ СО АН СССР, аналитик В. Цимбалист.

венинизации, приуроченными к контактовым частям гипербазитовых тел и вмещающих их вулканогенно-осадочных толщ. Вопросо ртутном оруденении области и в целом Северо-Востока СССР подробно разобран в работе П. В. Бабкина (1969). Не рассматривая эту проблему детально, мы отметим лишь зональность в распределении ртутного оруденения. Она выражается в том, что, как и хромиты, ртутные проявления сконцентрированы главным образом в пределах внутренней Восточно-Камчатско-Корякской гипербазитовой зоны. Здесь они фиксируются на территории Корякского, Хатырского и Восточно-Камчатского гипербазитовых поясов и известны в районе Тамватнейского, Чирынайского и Хатырского массивов, а также на Олюторском п-ове, на о. Карагинском и полуостровах Озерном и Камчатский Мыс (Луцкина, 1968; Бабкин, 1969; Долматов, 1972). При этом на Тамватнейском массиве выявлены киноварные руды листовитового типа, а перспективы на ртуть районов о. Карагинского и п-ова Озерного оцениваются весьма высоко (Долматов, 1972). Ртутные проявления известны также и в пределах Западно-Камчатско-Анадырской и Камчатско-Вывенской гипербазитовых зон. Однако здесь масштабы оруденения значительно меньше, чем в Восточно-Камчатско-Корякской зоне (Бабкин, 1969). Таким образом, по комплексу рудных компонентов, ассоциирующихся с выходами гипербазитов, территория Восточно-Камчатско-Корякской зоны является наиболее перспективной в Корякско-Камчатской складчатой области и заслуживает самого пристального внимания.

В заключение отметим, что, несмотря на широкое развитие в пределах области ультраосновных пород, в них очень слабо представлена асбестовая минерализация. Наиболее крупные проявления хризотид-

2. Однотипный характер оруденения Корякско-Камчатской и Уральской складчатых областей, а также близкая геологическая обстановка, в которой располагаются гипербазитовые массивы в пределах этих территорий, и сопоставимая масштабность развития в них ультраосновных пород позволяют выделить в пределах Северо-Востока СССР новую хромитовую провинцию. Перспективы ее, равно как и окончательная промышленная оценка, могут быть установлены только при постановке детальных поисковых и поисково-разведочных работ.

Рассматривая вопросы минерализации гипербазитов Корякско-Камчатской складчатой области, нельзя не отметить, что пространственно с выходами их связаны рудопроявления ртути. Киноварь широко представлена в аллювии рек, дренирующих массивы гипербазитов, а в коренных выходах она связана с зонами лист-

асбеста встречены лишь в одном месте, в массиве мыса Валижген. Здесь асбест установлен в целом ряде участков и представлен сетью тонких жилок, быстро выклинивающихся по простиранию. Промышленная ценность и перспективность оруденения не выяснены. В остальных массивах хризотил-асбест не встречен. Вместе с тем петрографический состав гипербазитов (высокомагнезиальный состав оливинов в породах и наличие в перидотитах до 20% ортопироксенов), как и тектоническое положение массивов, благоприятен для обнаружения в них асбестового оруденения (Золоев, 1969, 1972).

Изучая закономерности образования и размещения хризотил-асбестов в альпинотипных гипербазитах, К. К. Золоев на ряде складчатых областей показал, что, наряду с указанными выше факторами, одним из основных в пределах складчатой структуры — который в конечном счете и приводит к образованию промышленных месторождений хризотил-асбеста — является синорогенный гранитоидный магматизм сиалического типа. На территории Корякско-Камчатской складчатой области, которая, как было показано ранее, еще не закончила этап своего геосинклинального развития, подобные гранитоиды или вообще не имеют места (Восточно-Камчатско-Корякская зона), или же пользуются очень незначительным распространением (Мигovich, Абдрахимов, 1970). По-видимому, с этим и связано то, что в целом при благоприятной обстановке в большинстве гипербазитовых массивов области отсутствует асбестовое оруденение. Однако этот вопрос никем детально не изучался.

Вместе с тем, поскольку связь в гипербазитах асбестообразования с гранитоидным магматизмом является установленным фактом, слабое проявление этого типа оруденения в массивах Камчатско-Корякской складчатой области может служить основанием для заключения о том, что и в других кайнозойских складчатых структурах Тихоокеанского подвижного пояса асбестоносность в массивах гипербазитов в целом не имеет профилирующего металлогенического значения.

Приведенный краткий обзор полезных ископаемых дает возможность сделать следующие выводы:

1. С массивами гипербазитов Корякско-Камчатской складчатой области тесно пространственно связано хромитовое оруденение. Рудная минерализация имеет гидротермально-метасоматический генезис;

2. В хромитоносных массивах хромитовые руды носят комплексный характер, что увеличивает их ценность;

3. Пространственно с массивами гипербазитов связаны объекты с киноварным оруденением листовинитового типа;

4. В распределении рудных полезных ископаемых отмечается зональность, которая выражается в том, что указанные рудные компоненты в основном приурочены к массивам Восточно-Камчатско-Корякской гипербазитовой зоны, занимающей в складчатой области по отношению к океану внутреннее положение.

5. Профилирующим типом рудной минерализации гипербазитовых массивов области является хромитовое оруденение. Общие геологические предпосылки, характер и состав хромитовых руд, имеющие большое сходство с таковыми для Уральской геосинклинали, дают основание рассматривать Корякско-Камчатскую складчатую область в качестве новой перспективной хромитовой провинции Союза.

Проблема альпинотипных гипербазитов переходных зон от океана к континенту рассмотрена на примере кайнозойской Корякско-Камчатской складчатой области Северо-Востока СССР, входящей в состав складчатых структур азиатской части Тихоокеанского подвижного пояса.

Основные выводы, вытекающие из анализов фактического материала, могут быть сформулированы следующим образом:

1. Корякско-Камчатская складчатая область имеет специфическое строение и характеризуется резко неоднородной структурой. Это выражается в наличии в ее составе блоков с континентальным, океаническим и промежуточным типами коры и в общей тенденции к уменьшению мощности земной коры в направлении от внешних частей в сторону Тихого океана.

2. Геологическое развитие области проходило сложным циклическим путем, что выразилось в постепенном смещении геосинклинального процесса с севера на юг и с запада на восток области от континента в сторону океана. В результате в пределах региона сформировались две разновозрастные складчатые системы: Анадырско-Корякская и Олюторско-Камчатская. Первая является зоной ранней консолидации, замыкание которой произошло не ранее эоцена, а вторая продолжает находиться в стадии геосинклинального развития.

3. В строении каждой складчатой системы отчетливо выделяются собственно геосинклинальный и орогенный комплексы. При этом для внутренних частей складчатых систем в целом характерен эвгеосинклинальный режим развития, а для внешних — преимущественно миеосинклинальный.

4. Альпинотипные гипербазиты в складчатой структуре области пользуются широким развитием. Представлены они отдельными массивами, образующими в пространстве различной протяженности пояса, которые составляют крупные регионального характера гипербазитовые зоны. Как отдельные пояса, так и зоны обнаруживают тесную пространственную связь с кремнисто-вулканогенными формациями ранних этапов развития эвгеосинклиналей и трассируют в коре долгоживущие глубинные разломы, по которым происходило заложение складчатых систем.

5. Массивы гипербазитов представлены в основном пластинообразными и линзовидными телами различных размеров, положение которых в пространстве определяется обычно углом падения разрывных нарушений, контролирующих их размещение. С вмещающими отложениями массивы в большинстве случаев имеют тектонические контакты и всегда совместно с породами рамы принимают участие в складкообразовании.

6. Внедрение массивов гипербазитов на территории Корякско-Камчатской области происходило неоднократно. По геологическим данным выделяются два временных этапа, в период которых они были сформированы: верхнепалеозойский и верхнемезозойский. Первый

связан с геосинклинальным развитием складчатого основания области, второй — с формированием ее геосинклинальной структуры кайнозойского тектогенеза. Верхнемезозойский этап распадается на две фазы: ранне- и позднемеловую. При этом намечается, что мезозойские гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы были внедрены в раннемеловую фазу, а Олюторско-Камчатской — в позднемеловую.

7. С массивами гипербазитов повсеместно ассоциируют интрузивы габброидов и плагиогранитов, прорывающие и метаморфизирующие ультраосновные породы. В этой ассоциации наиболее древним членом являются гипербазиты, а самым молодым — плагиограниты.

8. Вещественный состав пород гипербазитовых массивов довольно простой. В крупных телах типоморфной породой в большинстве случаев являются в различной степени серпентинизированные гарцбургиты со средним содержанием в них 20—25% пироксеновой составляющей. Реже встречаются массивы серпентинизированных дунитов или лерцолитов. В мелких телах гипербазитов, сопровождающих выходы крупных массивов, породы представлены обычно апоперидотитовыми серпентинитами. Как правило, в большинстве массивов присутствуют в различных количествах метасоматические жилы пироксенитов.

9. На современном эрозионном уровне ультраосновные породы, слагающие гипербазитовые массивы, являются гетерогенными и образованиями. Они представлены первичными и вторичными разностями. Первичные гипербазиты — это тугоплавкий материал мантии, а вторичные — материал дегидратации серпентинитов или значительно серпентинизированных первичных разновидностей пород, сопровождающейся привнесением кремнезема, глинозема и окиси кальция. Этот процесс, имея метасоматическую природу, приводит к образованию вторичных дунитов, перидотитов и пироксенитов. Он происходит под воздействием на первичные гипербазиты высокотемпературных флюидов, генерируемых прорывающими их интрузивами габбрового состава. Новообразованные минеральные фазы (оливины и пироксены) отличаются от первичных своих разностей структурными, морфологическими особенностями, химическим составом и спецификой набора элементов-примесей.

10. В химическом составе гипербазитов Корякско-Камчатской области наблюдается зональность, связанная с тектоническим положением их в современной складчатой структуре и прослеживаемая в продольном и поперечном ее направлении. Она выражается в том, что в ультраосновных породах из массивов внешних (относительно акватории Тихого океана) зон в значимых количествах повышены содержания щелочей, кремнезема, глинозема и окиси никеля, а во внутренних — окиси титана и марганца.

11. По химическому составу гипербазиты Корякско-Камчатской области занимают промежуточное положение между гипербазитами океанов и древних (палеозойских) складчатых систем материков. По сравнению с палеозойскими геосинклиналями юга Сибири и Урала ультраосновные породы области содержат больше пироксенов, а по отношению к гипербазитам из срединных океанических хребтов они обогащены оливином.

12. Металлогения гипербазитов Корякско-Камчатской области характеризуется платино-хромитовым оруденением. Наиболее перспективными в промышленном отношении на эти полезные ископаемые являются массивы внутренней, Восточно-Камчатско-Корякской, гипербазитовой зоны, располагающейся в прибрежной части области.

13. Черты, свойственные альпинотипным гипербазитам Корякско-Камчатской складчатой области, прослеживаются на массивах ультраосновных пород других молодых тихоокеанских областей. Это позволяет предполагать, что установленные закономерности для гипербази-

тов изученной области носят общий характер и отражают направленность и специфику развития гипербазитов для всей переходной зоны от акватории к континенту, входящей в состав западного сектора складчатого обрамления Тихого океана.

14. Тектоническое положение массивов гипербазитов переходной зоны от океана к континенту, связь их с кремнисто-вулканогенными формациями ранних этапов развития складчатых систем, приуроченность к глубинным разломам, морфология тел, взаимоотношения гипербазитовых массивов с интрузивами габброидного и плагιοгранитного состава, а также характер металлогении являются такими же, что и для гипербазитов геосинклинальных структур внутренних частей материков. С другой стороны, по целому ряду признаков гипербазиты переходной зоны весьма близки к гипербазитам срединных океанических хребтов. Это дает основание высказать предположение, что альпинотипные гипербазиты древних складчатых структур континентов прошли в своем развитии этапы, характерные сначала для гипербазитов современных океанов, а затем и переходных зон.

15. Вещество гипербазитов представляет собой материал, образовавшийся в результате выплавления из субстрата мантии (пироклит) легкоплавкой фракции. Последняя в виде недифференцированных толеитовых лав встречается в составе основной массы эффузивов кремнисто-вулканогенных формаций. Процесс выплавления из вещества мантии магматических расплавов происходит под воздействием на мантийный материал «газовых струй», возникающих в зонах проницаемости глубокого заложения. Подъем ультраосновного вещества гипербазитовых массивов происходит сложным путем. На начальных стадиях — это астенолит, состоящий из «кашеобразного» агрегата, сложенного кристаллами оливина и межзернового магматического расплава. В верхних частях верхней мантии и в коре движение гипербазитов осуществляется в твердом пластическом состоянии под воздействием на него более поздних габброидных интрузий и тектонических сил.

16. Альпинотипные гипербазиты являются специфическими образованиями, характерными только для складчатых структур с фемическим профилем магматизма. Они представляют собой продукт эволюции вещества верхней мантии, образование которого связано с процессами ее дегазации и формированием магматических очагов, возникающих на начальных этапах развития эвгеосинклиналей. Заложение и развитие последних органично связано с формированием в верхней мантии зон глубинных разломов, являющихся основными каналами, по которым продукты «жизнедеятельности» мантии выносятся на поверхность в геосинклинальный бассейн.

- Агапитов Д. И., Иванов В. В. История тектонического развития Пенжинско-Анадырского района в позднем мезозое и кайнозое.— «Геотектоника», 1969, № 1, с. 68—82.
- Агафонов Л. В., Андреева Г. А. Газы в альпинотипных гипербазитах Анадырско-Корякской складчатой системы.— «Докл. АН СССР», 1973, т. 210, № 3, с. 689—692.
- Агафонов Л. В., Велинский В. В., Пинус Г. В., Лаврентьев Ю. Г., Поспелова Л. Н. Высокомагнезальный амфибол куммингтонит-грюнеритового ряда.— «Докл. АН СССР», 1973, т. 208, № 6, с. 1435—1438.
- Акрамовский И. И. Тектоническая схема бассейна р. Анадырь (Северо-Восточное окончание Азиатской ветви Тихоокеанского подвижного пояса).— «Геол. и геофиз.», 1970, № 10, с. 52—62.
- Александров С. М., Леонтьев О. К. О типах переходных зон.— В кн.: Геология и геофизика Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1970, с. 59—65. (Тр. СахКНИИ, вып. 25).
- Андреев Б. А. Основные структурные элементы фундамента восточных районов СССР.— «Докл. СССР», 1966, т. 170, № 2, с. 402—405.
- Андерсон Г. Введение в многомерный статистический анализ. М., Физматгиздат, 1963. 500 с.
- Аникеев Н. П., Драбкин И. Е., Титов В. А. Основные тектонические элементы Северо-Востока СССР.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 11. Магадан, 1957, с. 27—30.
- Аникеев Н. П., Васильковский А. П., Драбкин И. Е., Попов Г. Г., Титов В. А. Раздел «Тектоника».— В кн.: Геология СССР. Т. XXX. Северо-Восток СССР. М., «Недра», 1970, с. 247—419.
- Аникеева Л. И. Глава «Магматизм». — В кн.: Геология и полезные ископаемые Корякского нагорья. Л., «Недра», 1965, с. 212—262. (Тр. НИИГА, т. 148).
- Аникеева Л. И. Базит-гипербазитовый интрузивный комплекс южной части Корякского нагорья. Автореф. канд. дис. Л., 1968. 24 с.
- Апродов В. А. Структурно-геотектоническая классификация глубинных разломов.— В кн.: Глубинные разломы. М., «Недра», 1964, с. 5—25.
- Аптон Б., У. Уодсуорт. Внутривулканические интрузии Режонья.— В кн.: Механизм интрузий магмы. М., «Мир», 1972, с. 120—124.
- Артемов В. Р. Серпентиниты и типы серпентинизации. Докт. дис. Л., 1970. 300 с.
- Артемов В. Р., Ковалев Г. А. Классификация и общие замечания о минералогии серпентинитов.— В кн.: Месторождения хризотил-асбеста СССР. М., «Недра», 1967, с. 398—400.
- Архангельский А. Д., Шатский Н. С. Схема тектоники СССР. — БМОИП, отд. геол., 1933, т. XI (4), с. 323—348.
- Бабич В. В. Строение и история развития четвертичных вулканов Центральной Камчатки. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1973. 55 с.
- Бабкин П. В. Ртутное оруденение Северо-Востока СССР. М., «Наука», 1969. 183 с. (Тр. СВКНИИ, вып. 28).
- Бабкин П. В. Ртутоносная провинция Северо-Востока СССР. Автореф. докт. дис. М., 1972. 55 с.
- Базилевский А. Т. Экспериментальные исследования в системе дунит—базальт.— «Геохимия», 1968, № 8, с. 989—992.
- Базилевский А. Т., Уханова А. В. Температуры плавления гипербазитов и температуры кристаллизации гипербазитовых расплавов.— «Геохимия», 1967, № 12, с. 1500—1503.
- Банников О. Л. Акцессорные хромшпинелиды ультраосновных пород Усть-Бельского массива. — В кн.: Проблемы региональной геологии и петрографии и методы геохимических и геофизических исследований. Новосибирск, «Наука», 1969, с. 65—69.
- Безруков П. Л., Богданов Ю. А., Мурдмаа И. О., Романкевич Е. А. Донные осадки рифтовой зоны Индийского океана.— В кн.: Исследования и проблемы рифтовых зон Мирового океана. Т. 1. М., «Наука», 1972, с. 195—218.

- Бейли Д. Поток летучих, концентрация тепла и генерация магмы. — В кн.: Механизм интрузий магмы. М., «Мир», 1972, с. 17—30.
- Бейли Э. Г., Блейк М. К. Тектоническое развитие Западной Калифорнии в позднем мезозое. — «Геотектоника», 1969, № 3; 1969б, № 4.
- Белоусов А. Ф., Кочкин Ю. Н., Полякова З. Г. Вулканические комплексы рифея и нижнего Горного Алтая, Горной Шории и Салаирского края. М., «Наука», 1969. 283 с.
- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966. 123 с.
- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия океанов. М. «Наука», 1968. 255 с.
- Белый В. Ф., Николаевский А. А., Тильман С. М., Шило Н. А. Тектоническая карта Северо-Востока СССР (м-б 1:2500000). Магадан, 1964, с. 3—28. (Тр. СВКНИИ. вып. II).
- Беляевский Н. А., Борисов А. А. Глубинное строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. — «Сов. геол.», 1964, № 9, с. 29—46.
- Бетехтин А. Г. К изучению месторождений хромистого железняка. — «Зап. ЛГИ», 1934, № 8, с. 31—66.
- Бетехтин А. Г. Курс минералогии. М., Гостеолтехиздат, 1951. 542 с.
- Бетехтин А. Г., Кашин А. С. Минералогия Халиловских месторождений хромистого железняка на южном Урале. — В кн.: Хромиты СССР. Т. 1. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1937, с. 157—250.
- Блох А. М. Структура воды и геологические процессы. М. «Недра», 1969, 216 с.
- Богданов Н. А. Талассогеоинклинали Тихоокеанского кольца. — «Геотектоника», 1969, № 3, с. 3—16.
- Богдаева М. В., Матвеев В. Г. Основные и ультраосновные интрузии Корякско-Анадырского района (Северо-Восток СССР). Магадан, 1960, с. 101—172. (Тр. ВНИИ-1, т. XVII, вып. 59).
- Бойд Ф. Р., Мак-Грегор И. Д. Ультраосновные породы. — В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968, с. 278—282.
- Боуэн Н. Л., Таттл О. Ф. Система $MgO-SiO_2-H_2O$. — В кн.: Вопросы физико-химии в минералогии и петрологии. М., ИЛ, 1950, с. 23—49.
- Брэгг У., Кларингтон Г. Кристаллическая структура минералов. М., «Мир», 1967. 390 с.
- Булина Л. В., Булин Н. С., Андреев Б. А. Основные закономерности глубинного геологического строения территории СССР. Т. 1. М., ВСЕГЕИ, 1968, 327 с.
- Бурлин Ю. К., Дабкин Н. Е., Иванов В. В. Структура северной части Корякско-Камчатской складчатой области. — В кн.: Оrogenические пояса. М., «Наука», 1968, с. 154—161.
- Варгафтик Н. Б., Справочник по теплофизическим свойствам газов и жидкостей. М., Физматгиз, 1963. 708 с.
- Васильев В. Г. Раздел «Тектоника». — В кн.: Геология СССР. Т. XXXI. М., «Недра», 1964, с. 396—432.
- Васильев Ю. Р., Велинский В. В., Дмитриев А. Н. Количественная оценка различий химических составов разнотипных гипербазитов (методом логико-дискретного анализа). — «Геол. и геофиз.», 1971, № 6, с. 57—63.
- Василевский М. М. Раздел «Интрузивные породы Центральной Камчатки». — В кн.: Геология СССР. Т. XXXI. М., «Недра», 1964, с. 248—287.
- Васильковский Н. П. Особенности строения и геологическая история Северо-Азиатской ветви Тихоокеанского пояса. — В кн.: Геология зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану. М., «Наука», 1968, с. 9—57.
- Велинский В. В. Дегазация вещества верхней мантии как основной фактор магмообразования. — «Геол. и геофиз.», 1970, № 1, с. 10—21.
- Велинский В. В. Как и где образуются магмы? — «Природа», 1969а, № 2, с. 97—102.
- Велинский В. В. Об эволюции состава вещества верхней мантии по результатам петрохимических исследований гипербазитов. — В кн.: Вопросы петрохимии. Л., 1969б, с. 29—31.
- Велинский В. В., Меламед В. Г., Шарапов В. Н. О возможном механизме образования магматических очагов в условиях коры и верхней мантии. — «Докл. АН СССР», 1969, т. 188, № 6, с. 1349—1351.
- Велинский В. В., Агафонов Л. В. О находке кальцийсодержащих оливинов в гипербазитах хр. Пекульной на Чукотке. — В кн.: Проблемы петрологии основных и ультраосновных пород. М., «Наука», 1971, с. 188—191.
- Велинский В. В., Банников О. Л. О связи химического состава аксессуарных хромшпинелидов с составом материнских пород и сосуществующих силикатов (на примере Усть-Бельского массива на Чукотке). — В кн.: Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М., «Наука», 1971, с. 161—172.
- Велинский В. В., Пинус Г. В. Об эволюциях химического состава вещества верхней мантии. — В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. 1. М., «Наука», 1969а, с. 173—181.
- Велинский В. В., Пинус Г. В. Оливин с совершенной спайностью в гипербазитах Чукотки. — «Докл. АН СССР», 1969б, № 4, т. 185, с. 890—892.

- Велинский В. В., Пинус Г. В. Оливины со спайностью и их петрогенетическое значение. — «Геол. и геофиз.», 1969в, № 5, с. 46—54.
- Велинский В. В., Пинус Г. В. Петрохимические критерии поисков и методики оценки перспектив хромитовосности и платиноносности гипербазитов Анадырско-Корякской складчатой системы. М., 1972. 40 с. (Тр. ВИНТИ, доп. № 4228—72).
- Велинский В. В., Пинус Г. В. Некоторые общие вопросы проблемы генезиса альпинотипных гипербазитов. — В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск, «Наука», 1973а, с. 360—376.
- Велинский В. В., Пинус Г. В. Проблема ультраосновных формаций складчатых областей. — В кн.: Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск, «Наука», 1973б, с. 187—195. (Тр. I, Всес. симпозиума).
- Велинский В. В., Агафонов Л. В., Пинус Г. В. Кальцийсодержащие оливины форстерит-фаялитового ряда. — «Геол. и геофиз.», 1971, № 9, с. 135—141.
- Велинский В. В., Пинус Г. В., Каратаева Г. Н. Применение методов многомерного статистического анализа для разделения разновозрастных альпинотипных гипербазитов по их петрохимическим свойствам. — «Геол. и геофиз.», 1968, № 1, с. 83—88.
- Велинский В. В., Пинус Г. В., Леснов Ф. П. О природе базит-гипербазитовых ассоциаций складчатых областей и связанного с ними оруденения. — В кн.: Материалы по теории рудообразования. Ташкент, 1973, с. 12—15.
- Велинский В. В., Пинус Г. В., Леснов Ф. Н., Васильев Ю. Р. Особенности химизма гипербазитов различных магматических формаций и их петрогенетическое значение. — «Докл. АН СССР», 1970, т. 191, № 1, с. 203—206.
- Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли. Чтения им. Вернадского В. И. М., Изд-во АН СССР, 1959. 44 с.
- Виноградов А. П. Происхождение вещества земной коры. — «Геохимия», 1961, № 1, с. 3—29.
- Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — «Геохимия», 1962а, № 7, с. 555—571.
- Виноградов А. П. Зонная плавка как метод изучения некоторых процессов в Земле. — «Геохимия», 1962б, № 3, с. 269—270.
- Виноградов А. П. Газовый режим Земли. — В кн.: Химия земной коры. Т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1964, с. 5—21.
- Виноградов А. П., Ярошевский А. А., Ильин Н. П. Физико-химическая модель разделения элементов в процессе дифференциации вещества мантии. — «Геохимия», 1970, № 4, с. 389—402.
- Власов Г. М. Тектоника приохотских складчатых областей (Сахалин, Курильские острова, Камчатка, Корякское нагорье). — В кн.: Геологическое строение СССР. Т. 3. М., Гостеолтехиздат, 1958, с. 223—236.
- Власов Г. М., Ермолюк В. А. Раздел «Тектоника». — В кн.: Геология СССР. Т. XXXI. М., «Недра», 1964, с. 396—466.
- Войтов Г. И., Широкова И. Я., Золотарев Б. П. О химическом составе газов, содержащихся в породах толент-базальтовой формации. — «Докл. АН СССР», 1971, т. 200, № 6, с. 1133—1136.
- Войтов Г. И., Широкова И. Я., Соболев С. Ф., Золотарев Б. П. О химизме газов четвертичных базальтоидов большой Курильской дуги. — «Докл. АН СССР», 1970, т. 190, № 2, с. 443—445.
- Воробьева О. А. Оливин. — В кн.: Петрография СССР. Серия III. Породообразующие минералы. Вып. III. М., Изд-во АН СССР, 1938, с. 57—115.
- Гаранин А. В. Применение дискриминантных функций для геохимической классификации геологически сходных объектов. — Междунар. геол. конгресс, XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Пробл. 13в, М., «Наука», 1968, с. 43—47.
- Гельман М. Л. Раздел «Магматизм». — В кн.: Геология СССР. Т. XXX. Ч. II. М., «Недра», 1970, с. 7—30.
- Гельман М. Л., Некрасов Г. Е. Мезозойские эфлогиты п-ова Тайганос. — «Геол. и геофиз.», 1968, № 12, с. 32—39.
- Генштафт Ю. С., Наседкин В. В., Фарберов А. И., Рябинин Ю. Н. Плавление ксенолитов ультраосновных пород при высоких давлениях. — «Докл. АН СССР», 1970, т. 195, № 2, с. 441—443.
- Геология СССР. Т. XXX. М., «Недра», 1970 (кн. I, 548 с.; кн. II, 536 с.).
- Геология СССР. Т. XXXI. М., «Недра», 1964. 733 с.
- Геология и полезные ископаемые Корякского нагорья. Л., «Недра», 1965. 342 с. (Тр. НИИГА, т. 148).
- Гинзбург И. В. Обзор систематики пироксенов. — В кн.: Минералы базитов в связи с вопросами петрогенезиса, М., «Наука», 1970, с. 5—40.
- Гладенков Ю. Б. Офиолитовые формации нижнего течения р. Хатырки (Корякского нагорья). — В кн.: Кайнозойские складчатые зоны севера Тихоокеанского кольца. М., «Наука», 1963, с. 120—130. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 89).
- Гладенков Ю. Б. О тектонике восточной части Корякского нагорья. М., «Наука», 1964, с. 7—23. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 113).

- Гладенков Ю. Б., Луцкина Н. В. Новые данные о геологическом строении полуострова Озерного на Восточной Камчатке. — «Докл. АН СССР», 1967, т. 174, № 5, с. 1169—1172.
- Гнибиденко Г. С. Метаморфические комплексы в структурах СЗ сектора Тихоокеанского пояса. М., «Наука», 1969. 135 с.
- Гольдин С. В., Кутюлин В. А. К петрохимии траппов хатангского и кузьмовского комплексов западной окраины Сибирской платформы. — «Сов. геол.», 1964, № 12, с. 133—139.
- Гоникберг М. Г. Высокие и сверхвысокие давления в химии. М., «Наука», 1968. 64 с.
- Горохов С. С. Реставрация первичного состава эколлитов хребта Урантау и условия их образования (по геологическим и экспериментальным данным). — «Докл. АН СССР», 1971, т. 200, № 2, с. 947—950.
- Горохов С. С. О возможности образования эколлитов из глин. — «Докл. АН СССР», 1972, т. 206, № 4.
- Горшков Г. С. Некоторые вопросы теоретической вулканологии. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1958, № 11, с. 21—27.
- Горшков Г. С. Явления вулканизма и верхняя мантия. Химия земной коры. Т. II. М., «Наука», 1964, с. 41—52.
- Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение базальтовых магм. — В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968, с. 132—227.
- Грязнов Л. П. Раздел «Восточно-Камчатский прогиб». — В кн.: Геология СССР. Т. XXXI. Ч. I. Стратиграфия. М., «Недра», 1964, с. 18—209.
- Деменицкая Р. М. Кора и мантия Земли. М., «Недра», 1967. 280 с.
- Демина М. Е., Калинин О. М. О происхождении обломочных минеральных ассоциаций в апт-сеноманских отложениях Юго-Западного приуралья и Примугод-жарья. — В кн.: Вопросы математической геологии. Л., «Наука», 1968, с. 68—69.
- Дир У. А., Хаун Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. М., «Мир» 1965—1966 (Т. I, 371 с.; Т. II, 405 с.; Т. III, 316 с.; Т. IV, 481 с.; Т. V, 406 с.).
- Дмитриев Л. В. Петрохимия интрузивных пород рифтовых долин Индийского океана. — В кн.: Тезисы докладов. Второй океанографический конгресс. М., «Наука», 1966, с. 147—148.
- Дмитриев Л. В. Исследования по проблеме рифтовых зон мирового океана. Т. I, гл. V, М., «Наука», 1972, с. 115—144.
- Дмитриев Л. В. Геохимия и петрология коренных пород срединных океанических хребтов. Автореф. докт. дис. М., 1973. 45 с.
- Добрецов Н. Л. Минералогия, петрография и генезис гипербазитов, жадеитов и альбититов хр. Борус (Западный Саян). — В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. I. Новосибирск, 1963, с. 246—316. (Тр. НГИГ СО АН СССР, вып. 15).
- Добрецов Н. Л. К проблеме генезиса гипербазитов. — «Геол. и геофиз.», 1964, № 3, с. 3—20.
- Добрецов Н. Л., Пономарев Л. Г. Лавсонит-глаукофановые метаморфические сланцы Пенжинского хребта Северо-Западной Камчатки. — «Докл. АН СССР», 1965, т. 160, № 1, с. 196—199.
- Добрецов Н. Л., Харькив А. Д., Шемякин М. Л. Применение многомерного статистического анализа для решения прогнозных задач на примере алмазono-сных кимберлитов. — «Геол. и геофиз.», 1968, № 8, с. 15—22.
- Добрецов Н. Л., Кочкин Ю. Н., Кривенко А. П., Кутюлин В. А. Поро-дообразующие пироксены. М., «Наука», 1971. 454 с.
- Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С., Соболев Н. В. Фа-ции метаморфизма. М., «Недра», 1970. 432 с.
- Долматов Б. К. Меловые и палеогеновые магматические комплексы Восточной Камчатки. Автореф. канд. дис. Владивосток, 1972. 26 с.
- Долматов Б. К., Мельникова С. А., Стефанов Ю. М. Мезозой острова Ка-рагинского (Восточная Камчатка). — «Докл. АН СССР», 1969, т. 187, № 5, с. 1117—1119.
- Драновский Я. А., Берсон Г. Л. Тектоническая схема северо-западной части Тихоокеанского складчатого пояса. — «Геол. и геофиз.», 1969, № 3, с. 42—48.
- Древинг В. П., Калашников Н. А. Правило фаз. М., Изд-во МГУ, 1964. 455 с.
- Дундо О. П. Мезозойские отложения. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Корякского нагорья. Л., «Недра», 1965, с. 33—116.
- Егназаров Б. Х. Основные черты геологического строения Корякского нагорья. — В кн.: Геология Корякского нагорья. М., Госторгтехиздат, 1963, с. 5—36.
- Егназаров Б. Х., Дундо С. П., Аникеева Л. И., Русаков И. М., Дегтя-ренко Ю. П. Геология и полезные ископаемые Корякского нагорья. — В кн.: Труды НИИГА. Т. 148. Л., «Недра», 1965, с. 261—288.
- Егоян В. Л., Ханн В. Е. Роль и место ультраосновных интрузий в развитии зем-ной коры. — «Докл. АН СССР», 1953, т. XCI, № 4, с. 919—922.
- Елисеев Б. Н. Материалы по геологии и полезным ископаемым Анадырского края. Л., 1936, с. 20—40. (Тр. ВАИ ГУСМП, т. 48).
- Елисеев Н. А. Структурная петрология Л., Изд-во ЛГУ, 1953. 309 с.

- Еремеев В. П. Петрография и нерудные полезные ископаемые южной части Среднего Камчатского хребта. Вып. 17. М., 1957, с. 107—142.
- Ефимов А. А. Проблема мирового дунита. — В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. — Междунар. геол. конгресс, XXII сессия. Докл. сов. геологов. М., «Наука», 1968, с. 169—178.
- Ефимов А. А. О роли метасоматоза в формировании дунит-пироксенит-габбровой ассоциации. — В кн.: Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск, 1973, с. 14—30.
- Ефимов А. А., Ефимова Л. П. Степень равновесия габброндных пород и ее генетическое значение. — В кн.: Труды Второго Уральского петрографического совещания. Т. II. Свердловск, 1969, с. 138—150.
- Желязкова-Панайотова М. Д. Минеральные виды хромшпинелидов и их связь с определенными типами ультраосновных пород на месторождении Голято-Каменьяке (Родопские горы). — «Вестн. МГУ», 1959, № 2, с. 141—148.
- Желязкова-Панайотова М. Д. Рассуждения о метаморфизме хромшпинелидов. — В кн.: Ежегодник Софийского ун-та, София, 1963, с. 43—74.
- Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1961. 480 с.
- Загрузина И. А. О возрасте Тамватнейского и Мало-Научирынайского массива. — «Колыма», 1971, № 10, с. 41—42.
- Загрузина И. А. Петрологические особенности и абсолютный возраст мезозойских гранитоидов Северо-Востока СССР. Автореф. докт. дис. Новосибирск, 1972. 42 с.
- Зимин С. С. О составе и парагенезисе хромшпинелидов в ультраосновных породах. — «Геол. и геофиз.», 1963, № 10, с. 46—57.
- Зимин С. С. Формации гипербазитов и роговообманковых базитов (на примере интрузий юга Дальнего Востока). Докт. дис. Новосибирск—Владивосток, 1968, 456 с.
- Зимин С. С. Гипербазиты и зональность верхней мантии (на примере Сихотэ-Алиня). — В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. I. М., «Наука», 1969, с. 183—199.
- Золотов К. К. Особенности вещественного состава асбестоносных гипербазитов. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм и металлогения Урала. Т. 2. Свердловск, 1969, с. 242—253. (Тр. II Уральского петрограф. совещ.).
- Золотов К. К. Месторождения хризотил-асбеста в альпинотипных гипербазитах и закономерности размещения их в складчатых областях. Автореф. докт. дис. Москва—Свердловск, 1972. 31 с.
- Золотов К. К., Булыкин Л. Д. Полезные ископаемые, связанные с метаморфизмом гипербазитов складчатых областей. — В кн.: Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск, 1973, с. 239—251.
- Зоненшайн Л. П. Геосинклиальный процесс и новая глобальная тектоника. — «Геотектоника», 1971, № 6, с. 3—26.
- Иванов В. В. Мезозойский тектогенез в северной части Корякско-Камчатских кайнозоид. — В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1971, с. 226—228.
- Иванова В. П. Применение термического анализа при петрографических исследованиях. — «Минеральное сырье», 1966, № 18, с. 53—82.
- Подер Г. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. М., «Мир», 1965. 248 с.
- Кадик А. А. Состояние H_2O и силикатных компонентов в расплавах (магмах) кислого состава при высоких давлениях паров воды. — В кн.: Геохимические исследования в области повышенных давлений и температур. М., «Наука», 1965, с. 5—28.
- Кадик А. А. Физические условия плавления на контакте с интрузивными порциями магм при естественной конвекции расплава. — «Геохимия», 1970, № 4, с. 460—474.
- Кадик А. А., Ступанов Е. П. Моделирование температурных полей около магматических тел значительной радиальной протяженности. — «Геохимия», 1970, № 1, с. 43—53.
- Кадик А. А., Лебедев Е. Е., Хитаров Н. И. Вода в магматических расплавах. М., «Наука», 1971. 267 с.
- Кайгородцев Г. Г. Брекчии серпентинитов на западном берегу Северной Камчатки. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 8. Магадан, 1954, с. 55—64.
- Кайгородцев Г. Г. О взаимоотношении габбро с гипербазитами в Усть-Бельском массиве. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 13. Магадан, 1958, с. 67—71.

- Кайгородцев Г. Г. Офиолитовые формации хребта Пекульней.— В кн.: Материалы по геологии полезных ископаемых Северо-Востока СССР. Вып. 15. Магадан, 1961, с. 93—104.
- Кайгородцев Г. Г. Геологическое строение Усть-Бельского массива в бассейне р. Анадырь. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 19. Магадан, 1966а, с. 189—204.
- Кайгородцев Г. Г. Тектоническое строение и магматизм северной части Корякско-Камчатской области. Автореф. канд. дис. Якутск, 1966б. 34 с.
- Калинин О. М., Докторов Б. Э. О дискриминантных функциях.— В кн.: Применение математических методов в биологии. Вып. 4. Л., 1968, с. 15—24.
- Книппер А. Л. Некоторые вопросы тектонического положения и становления альпипотипных перидотитов в верхней части земной коры. — В кн.: Вулканизм и тектогенез. Междунар. геол. конгресс, XXII сессия. Докл. сов. геологов. М., «Наука», 1968, с. 21—25.
- Книппер А. Л. Внутреннее строение и возраст меланжа Малого Кавказа. — «Геотектоника», 1971, № 5, с. 11—26.
- Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области юга Европы, западной части Азии и Кубы. Автореф. докт. дис. М., 1973. 50 с.
- Книппер А. Л., Костянян Ю. Л. Возраст гипербазитов северо-восточного побережья о. Севан.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1964, № 10, с. 67—79.
- Ковалев Г. П., Масуренков Ю. П. Плавленные ксенолиты и миграция флюида через кристаллическую горную породу. — «Докл. АН СССР», 1969, т. 188, № 2, с. 424—426.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 332—452.
- Костов И. Кристаллография. М., «Мир», 1965. 528 с.
- Красный Л. И. Типы подвижных областей Востока СССР. — В кн.: Складчатые области Евразии. М., «Наука», 1964, с. 23—36.
- Кропоткин П. Н., Херасков Н. П. Тектоника Северо-Востока Азии. — Междунар. геол. конгресс, XVII сессия. Докл. сов. геологов. М., ГОНТИ, 1937, с. 601—618.
- Кропоткин П. Н., Шахворстова К. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Наука», 1965. 366 с.
- Кузнецов Ю. А. Происхождение магматических пород. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 296—231.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964. 387 с.
- Кузнецов Ю. А. Основные типы мажмаконтролирующих структур и магматических формаций.— «Геол. и геофиз.», 1970, № 9, с. 3—24.
- Кузнецов Ю. А., Изох Э. П. Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и мажмообразования.— В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. 1. М., «Наука», 1969, с. 7—20.
- Кудрявцев В. А., Меламед В. Г., Шарапов В. Н. Плавление пород в условиях слоисто-неоднородной среды и градиента температур. — «Геол. и геофиз.», 1967, № 12, с. 3—11.
- Кусков О. Л., Пугин В. А., Хитаров Н. И. Исследования равновесных превращений в системе $MgO-SiO_2-H_2O$ при высоких температурах и давлениях по термодинамическим данным. — «Геохимия», 1970, № 12, с. 1423—1437.
- Кутолин В. А. Статистическое изучение химизма базальтов. М., «Наука», 1969. 142 с.
- Кутолин В. А. Роль ассимиляции в петрогенезисе базальтов. — «Геол. и геофиз.», 1970, № 7, с. 49—52.
- Кутолин В. А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск, «Наука», 1972. 208 с.
- Кутолин В. А., Фролова В. М. Петрология ультраосновных включений в базальтах Минусинской впадины и Забайкалья и состав верхней мантии Земли. — В кн.: Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М., «Наука», 1972, с. 55—79.
- Кутолин В. А., Волохов И. М., Каратаева Г. Н. К оценке возможности определения формационной принадлежности гипербазитов по петрохимическим данным.— «Геол. и геофиз.», 1966, № 5, с. 87—93.
- Куширо И., Йодер Г. С. Реакция между форстеритом и анортитом при высоких давлениях. — В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968, с. 294—299.
- Куширо И., Шейрер Я. Ф. Новые данные по системе диопсид — форстерит — кремнезем. — В кн.: Экспериментальная петрология и минералогия. Вып. 62. М., «Недра», 1969, с. 52—62.

- Лебедев М. М., Бондаренко В. А. К вопросу о возрасте и генезисе метаморфических пород Центральной Камчатки. — «Сов. геол.», 1962, № 11, с. 98—104.
- Леснов Ф. П. К петрографии и минералогии регенерированных оливиновых пород. — В кн.: Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М., «Наука», 1971, с. 173—187.
- Леснов Ф. П., Серебрянников А. И. Термостимулированная люминесценция плагиоклазов из гетерогенных габброидных пород Анадырско-Корякской складчатой системы. — «Геол. и геофиз.», 1972, № 4, с. 41—47.
- Леснов Ф. П., Пинус Г. В., Велинский В. В. Взаимоотношения ультраосновных пород и ассоциирующих с ними габброидов в складчатых областях. — В кн.: Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск, 1973, с. 44—56.
- Лодочников В. Н. Серпентины и серпентиниты ильчирские и другие и петрологические вопросы, с ними связанные. Вып. 38. Л.—М., 1936. 818 с.
- Лодочников В. Н. Главнейшие породообразующие минералы. М., Госгеолтехиздат 1955. 248 с.
- Луцкина Н. В. Гипербазиты Восточной Камчатки и связанные с ними полезные ископаемые. Автореф. канд. дис. Л., 1968. 20 с.
- Лучицкий И. В., Громин В. И., Ушаков Г. Д. Эксперименты по деформации горных пород в обстановке высоких давлений и температур. Новосибирск, «Наука», 1967. 73 с.
- Лучицкий И. В., Громин В. И., Ушаков Г. Д. Деформации гипербазитов при высоких давлениях и температуре. — В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 148—152.
- Любимова Е. А. Термика Земли и Луны. М., «Наука», 1968. 279 с.
- Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М., «Недра», 1965. 379 с.
- Малахов И. А. Петрохимия ультрабазитов Урала. Свердловск, 1966. 234 с. (Тр. ИГ, вып. 79).
- Малахов И. А. О геохимических критериях выделения хромитоносных ультраосновных массивов на Урале. Междунар. геол. конгресс, XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Пробл. 7. М., «Недра», 1968, с. 27—34.
- Малахов И. А. Петрохимия гипербазитов и условия их образования. — В кн.: Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск, 1973, с. 85—100.
- Маркушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., «Наука», 1965. 327 с.
- Маренина Т. Ю., Долматов Б. К. Раздел «Интрузивные породы Восточной Камчатки». — В кн.: Геология СССР. Т. XXXI. Ч. 1. М., «Недра», 1964, с. 235—247.
- Марков М. С., Некрасов Г. Е., Хотин М. Ю. Фундамент меловой геосинклинали на полуострове Камчатский Мыс (Восточная Камчатка). — «Геотектоника», 1972, № 4, с. 99—108.
- Марковский Б. А., Ротман В. К. О геосинклинальных меймечитах Камчатки. — «Докл. АН СССР», 1971, т. 196, № 3, с. 675—678.
- Масуренков Ю. П. Включения в современных вулканитах Камчатки и проблема происхождения магмы. — В кн.: Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. Верхняя мантия, № 9. М., «Наука», 1972, с. 204—214.
- Менард Г. У. Геология дна Тихого океана. М., «Мир», 1966. 275 с.
- Мигович И. М. Палеозойские ранне- и среднемезозойские отложения Пенжинского края. — В кн.: Геология Корякского нагорья. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 38—40.
- Мигович И. М., Абдрахимов З. А. Кайнозойский магматизм. Охотская складчатая система и Восточно-Камчатско-Курильская геосинклинальная область. — В кн.: Геология СССР. Т. XXX. Кн. 2. М., «Недра», 1970, с. 219—224.
- Мигович И. М., Похилайнен В. П. Тектоническое развитие Пенжинско-Анадырской складчатой зоны. — В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1971, с. 223—226.
- Михайлов А. Ф. Ультраосновные породы восточного побережья Пенжинской губы и связь их с тектоническими структурами. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 9, Магадан, 1955, с. 28—40.
- Михайлов А. Ф. Каменноугольные и пермские отложения Пенжинского края. — «Инф. бюлл. НИИГА», 1959, вып. 15, с. 20—32.
- Михайлов А. Ф. Некоторые особенности геологии гипербазитовой формации северной части Корякско-Камчатской складчатой области. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 409—412.

- Михайлов А. Ф. Геолого-петрографическая характеристика гипербазитов и гипербазитовых брекчий юго-западной части Пенжинского кряжа. — В кн.: Труды ВСЕГЕИ. Т. 13. Петрограф. сб., № 4, 1962, с. 111—132.
- Михайлов А. Ф., Заединова П. Е. Зеленокаменная вулканогенная формация юго-западной части Пенжинского кряжа. — «Информ. сб. ВСЕГЕИ», Л., 1960, № 25, с. 97—110.
- Михайлов А. Ф., Новоселов Ю. А. Раздел «Интрузивные породы Западной Камчатки». — В кн.: Геология СССР. Т. XXXI. М., «Недра», 1964, с. 289—303.
- Михеев В. В., Шафрановский И. И. Рентгенометрический способ определения морфологически важных граней кристаллов. — «Зап. Всес. мин. об-ва», 1949, № 4, вып. 3, с. 166—171.
- Моисеенко В. Г., Щека С. А., Фатьянов И. И., Иванов В. С. Геохимические особенности распределения золота в породах Тихоокеанского пояса. М., «Наука», 1971. 207 с.
- Мокроусов В. П. Раздел «Стратиграфия». — В кн.: Геология СССР. Т. XXXI. М., «Недра», 1964, с. 55—78.
- Морковкина В. Ф. Габбро-перидотитовая формация Урала. М., «Наука», 1967. 280 с.
- Морковкина В. Ф. Роль тектоники и метасоматических процессов в формировании гипербазитовых поясов складчатых областей. — В кн.: Вулканизм и тектогенез. М., «Наука», 1968, с. 26—31.
- Морковкина В. Ф. Находки реликтов «субсерпентинита» в альпинотипных гипербазитах и его петрогенетическое значение. — «Сов. геол.», 1971, № 9, с. 30—44.
- Морковкина В. Ф., Арутюнян Г. С. О радиологическом возрасте гипербазитов Севанского хребта (Армения). — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1971, № 11, с. 133—136.
- Москалева С. В. О генезисе некоторых габбровых и гипербазитовых пород Урала. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 402—405.
- Москалева С. В. О структурном положении гипербазитовой формации Урала. — «Сов. геол.», 1962, № 12, с. 57—69.
- Москалева С. В. О гипербазитовых поясах и зонах глубинных разломов (на примере Урала). — В кн.: Глубинные разломы. М., «Недра», 1964, с. 123—134.
- Москалева С. В. Тектоническое положение гипербазитовых формаций складчатых областей СССР в связи с проблемой верхней мантии. — В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. М., «Наука», 1968, с. 179—186.
- Некрасов Г. Е. Место гипербазитов, основных эффузивов и радиоляритов в истории развития п-ова Тайгонос и Пенжинского кряжа. — «Геотектоника», 1971, № 5, с. 37—44.
- Некрасов Г. Е., Забаровская Н. Б., Гельман М. Л. Тектоника зоны перехода мезозой к структурам Корякско-Камчатской складчатой области на примере п-ова Тайгонос. — В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1971, с. 111—113.
- Никитин И. И. Геология, петрология и полезные ископаемые гипербазитов Ореобуржья. Канд. дис. М., 1973. 151 с.
- Николаевский А. А. Глубинные разломы Северо-Востока СССР и их металлогенетическая характеристика. — «Тр. СВКНИИ», Магадан, 1964, вып. 11, с. 29—53.
- Николаевский А. А. Глубинное строение восточной части Сибирской платформы и складчатых областей Северо-Востока СССР по геофизическим данным. Докт. дис. Магадан, 1969. 593 с.
- Обручев С. В. Материалы по тектонике Северо-Восточной Азии. — «Проблемы сов. геол.», 1934, № 6. с. 182—200; № 7, с. 1—16.
- Обручев С. В. Тектоника Северо-Восточной Азии. — Междунар. геол. конгресс, XVII сессия. Докл. сов. геологов. Т. V. М., Гостоптехиздат, 1940, с. 211—218.
- Павлов Н. В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов. — В кн.: Труды Института геологических наук АН СССР. Вып. 103, М., 1949, с. 10—35.
- Павлов А. Л. Влияние режима кислотно-щелочности растворов на миграцию элементов и образование минеральных соединений в природных условиях. — В кн.: Физика и физико-химия рудообразующих процессов. Новосибирск, «Наука», 1971а, с. 78—100.
- Павлов А. Л. Эволюция физико-химических параметров гидротермальной системы при рудообразовании. — В кн.: Кинетика и динамика геохимических процессов. М., 1971б, с. 124—134.
- Павлов А. Л. Термодинамический анализ одной из генетических моделей формирования колчеданных месторождений. — В кн.: Физическое и физико-химическое

- моделирование магматических рудообразующих систем. Новосибирск, «Наука», 1973, с. 75—112.
- Павлов Н. В., Кравченко Г. Г., Чупрынина И. Н. Хромиты Кимперсайского плутона. М., «Наука», 1968. 179 с.
- Пейве А. В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры. — В кн.: Структура земной коры и деформация горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 65—72.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. — «Геотектоника», 1969, № 4, с. 5—23.
- Пейве А. В., Сеницын В. М. Некоторые основные вопросы учений о геосинклиналях. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1950, № 4, с. 28—52.
- Петрография Центрального Казахстана. Т. II. М., «Недра», 1971. 359 с.
- Пинус Г. В., Велинский В. В. Альпинотипные гипербазиты Альпийско-Гималайского складчатого пояса. — «Геол. и геофиз.», 1970, № 10, с. 3—13.
- Пинус Г. В., Донцова Е. Н. Изотопные отношения кислорода оливина ультраосновных пород различного генезиса. — «Геол. и геофиз.», 1972, № 8, с. 3—9.
- Пинус Г. В., Колесник Ю. Н. Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. М., «Наука», 1966. 211 с.
- Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты Тувы. М., 1955, с. 132—134.
- Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты. Алтае-Саянской складчатой области. Изд-во АН СССР. М., 1958, 295 с.
- Пинус Г. В., Велинский В. В., Леснов Ф. П., Банников О. Л., Агафонов Л. В. Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы. Новосибирск, «Наука», 1973. 320 с.
- Плошко В. В., Богданов Ю. А., Емельянов Е. М., Князева Н. Д., Солдатов А. В. Петрохимия гипербазитов глубоководной впадины Романш. — «Океанология», 1969, вып. 5, т. IX, с. 807—822.
- Плюскин Г. С., Волкова Н. В., Годвинский В. Н., Смирнов В. Н. Закономерности распределения аргона и гелия в контактовых областях и зонах тектонических нарушений. — «Геохимия», 1972, № 10, с. 1189—1196.
- Полевой И. И. Геологические исследования бассейна р. Анадырь. — «Изв. Геолкома», Петербург, 1913, т. 32, № 1, с. 12—25.
- Полевой И. И. Анадырский край. — В кн.: Труды Геолкома. Новая серия. Вып. 140. Пб., 1915, с. 2—40.
- Пономарева Л. Г. Глаукофановые сланцы и ассоциирующие с ними породы Пенжинского кряжа. Канд. дис. Новосибирск, 1968. 228 с.
- Пономарева Л. Г., Добрецов Н. Л. Новые данные по стратиграфии палеозоя Пенжинского хребта (Северо-Западная Камчатка). — «Геол. и геофиз.», 1966, № 4, с. 90—98.
- Пономарева М. Н., Павлов Н. В., Чупрынина И. П. Определение состава некоторых минеральных видов хромшпинелидов по показателям отражения. — «Геол. рудн. месторожд.», 1964, № 3, с. 103—106.
- Похилайнен В. П. Готерив-барремские отложения Северо-Западной Камчатки. — «Геол. и геофиз.», 1967, № 6, с. 3—11.
- Похилайнен В. П. Иноцерамы и стратиграфия неокома Анадырско-Корякской складчатой области. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1970, 25 с.
- Пушаровский Ю. М. Схема тектонического районирования Северо-Востока СССР. — «Докл. АН СССР», 1955, т. 106, № 5, с. 1084—1087.
- Пушаровский Ю. М. Некоторые общие проблемы тектоники Арктики. «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1960, № 9, с. 15—28.
- Пушаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М., «Наука», 1972. 222 с.
- Разумовский Н. К. Логнормальный закон распределения и его особенности. — «Зап. ЛГИ», 1948, № 20, с. 105—120.
- Раст Н. Зарождение, подъем и становление магм. — В кн.: Механизм интрузий магмы. М., «Мир», 1972, с. 284—310.
- Рингвуд А. Э. Состав и эволюция верхней мантии. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972, с. 7—27.
- Рингвуд А. Э., Мак-Грегор И. Д., Бойд Ф. Р. Петрографический состав верхней мантии. — В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968, с. 272—277.
- Родионов Д. А. Функции распределения содержаний элементов и минералов в изверженных горных породах. М., «Наука», 1964. 102 с.
- Русак И. М., Трухалев А. И. Древние геологические образования Корякского хребта, их место и роль в его геотектоническом развитии. — «Уч. зап. НИИГА. Регион. геол.», 1964, вып. 8.

- Святловский А. Е. Очерк гипербазитов Камчатки и их положение в тектонической структуре полуострова. — «Сов. геол.», 1960, № 3, с. 40—47.
- Скиннер Б. Дж., Бойд Ф. Б. Глиноземистые энстатиты. — В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968, с. 292—293.
- Скляр И. Л. Петрография и металлогения ультраосновных пород бассейна р. Анадырь. Л., Главсевморпуть, 1935, с. 2—5.
- Смирнов Я. Б. Связь теплового поля со строением и развитием земной коры и верхней мантии. — «Геотектоника», 1968, № 6, с. 3—25.
- Соболев В. С. Условия образования месторождений алмазов. — «Геол. и геофиз.», 1960, № 1, с. 7—22.
- Соболев В. С., Добрецов Н. Л., Соболев Н. В. Классификация глубинных ксенолитов и типы верхней мантии. — «Геол. и геофиз.», 1972, № 12, с. 37—42.
- Соболев Н. В. О минералогических критериях алмазности кимберлитов. — «Геол. и геофиз.», 1971, № 3, с. 70—80.
- Соболев Н. Д. Ультрабазиты Большого Кавказа. М., Госгеолтехиздат, 1952. 338 с.
- Соболев Н. Д. О слое симы Земли. — «Геол. и геофиз.», 1963, № 1, с. 85—97.
- Соболев Н. Д. Ультраосновные массивы и мантия Земли. — В кн.: Петрографические формации и проблемы петрогенезиса. М., «Наука», 1964, с. 77—81.
- Соболев Н. Д., Уханов А. В., Смирнова Т. А., Алиева О. З. Сравнительное геохимическое изучение ультраосновных массивов в связи с их хромитонностью. — «Сов. геол.», 1970, № 1, с. 88—101.
- Соколов В. А. Геохимия газов земной коры и атмосферы. М., «Недра», 1966. 301 с.
- Соколов Г. А. Просвечиваемость, цвет и химический состав хромшпинелидов. — В кн.: Хромиты СССР. Т. II. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1940, с. 341—354.
- Соколов Г. А. Хромиты Урала, их состав, условия кристаллизации и закономерности распространения. М., Изд-во АН СССР, 1948. 128 с.
- Спижарский Т. Н. Структура Северо-Востока и Дальнего Востока Советского Союза, тектонические режимы, создающие ее. — В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1971, с. 14—17.
- Судилковский Г. Н. Некоторые закономерности изменения химизма ультрабазитов при серпентинизации. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Т. 2. Свердловск, 1969, с. 204—211. (Тр. II Уральского петрограф. совещ.).
- Сычева-Михайлова А. М. О механизме тектонических процессов в условиях инверсии плотности горных пород. — «Геотектоника», 1969, № 4, с. 47—60.
- Таврин И. Ф. Морфология и строение гипербазитовых массивов Кимперсайского пояса на Южном Урале (по геофизическим данным). Канд. дис. Свердловск, 1966. 150 с.
- Тарасенко Т. В. Структурно-формационные зоны и размещение полезных ископаемых в Камчатской области. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Корякского нагорья и Камчатки. М., 1971, с. 3—13.
- Тейлор Х. П., Нобл Дж. А. Происхождение ультраосновных комплексов Юго-Восточной Аляски. Междунар. геол. конгресс, XXI сессия. Докл. сов. геологов. М., ИЛ, 1963а, с. 41—62.
- Тейлор Х. П., Нобл Дж. А. Сопоставление ультраосновных комплексов Юго-Восточной Аляски и других частей Северной Америки и всего мира в целом. Междунар. геол. конгресс, XXI сессия. Докл. сов. геологов. М., ИЛ, 1963б, с. 63—79.
- Тектоника Евразии. М., «Наука», 1966. 487 с.
- Тернер Ф., Фергусен Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., ИЛ, 1961. 592 с.
- Тильман С. М. К вопросу о тектоническом развитии северо-восточной окраины Азии и Аляски в палеозойское время. — В кн.: Геология Корякского нагорья. М., «Наука», 1963, с. 133—142.
- Тильман С. М. Сравнительная тектоника мезозонид севера Тихоокеанского кольца. Докт. дис. М., 1969. 863 с.
- Тильман С. М., Белый В. Ф., Николаевский А. А. Тектоника Северо-Востока СССР. (Объяснительная записка к тектонической карте Северо-Востока СССР м-ба 1:2500000). Магадан, 1969. 78 с.
- Тимофеев А. Н., Тимофеева В. В. О физических свойствах дунита. — В кн.: Минералогический сборник, № 4, вып. 35. М., 1960, с. 271—275.
- Тихомиров Л. И. Некоторые особенности геологического строения п-ова Тайганос. — «Зап. ЛГИ», 1969, т. XIII, вып. 2, с. 105—108.
- Тихонов В. И., Ривош Л. А. Новые данные о тектоническом строении Южной Камчатки (по результатам геологических и аэромагнитных работ). — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1961, № 6, с. 59—67.

- Торопов Н. А. Петрографические исследования некоторых феррохромовых шлаков и плавленного магнезита. — В кн.: Труды Петрографического института. Вып. 6. М., 1934, с. 435—442.
- Удинцев Г. Б., Чернышева В. И. Перидотитовые пояса Земли и образование пород верхней мантии и рифтовой зоны Индийского океана. — В кн.: История и перспективы сверхглубокого бурения. М., «Наука», 1966, с. 37—49.
- Удинцев Г. Б., Чернышева В. И., Дмитриев Л. В. Магматизм океанов в связи с их тектоникой. — В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., «Наука», 1969, с. 223—227.
- Удовкина Н. Г. Об эклогитах и эклогитизации основных и ультраосновных пород на Полярном Урале. — В кн.: Труды Уральского петрограф. совещания. Магматизм, метаморфизм и металлогения Урала. Вып. 3. 1963, с. 235—244.
- Успенский Н. М. О генезисе конфокальных ультраосновных массивов Урала. — В кн.: Петрология и минералогия некоторых рудных районов СССР. М., Госгеолтехиздат, 1952, с. 54—78.
- Устинов Е. К. Мезозойский и кайнозойский магматизм Северо-Востока СССР. — В кн.: Материалы по геологии Северо-Востока СССР. Вып. 4. Магадан, 1949, с. 12—40.
- Фоминных В. Г., Хвостова В. П. О платиноносности дунитов Урала. «Докл. АН СССР», 1970, т. 191, № 2, с. 443—445.
- Фотиади Э. Э., Каратаев Г. И. Строение земной коры Сибири и Дальнего Востока по данным региональных геофизических исследований. — «Геол. и геофиз.», 1963, № 10, с. 5—19.
- Хаин В. Е., Сеславинский Х. Б. Некоторые основные вопросы строения и тектонической истории северо-западного сегмента Тихоокеанского подвижного пояса. — «Вестн. МГУ», 1972, № 6, с. 3—18.
- Харкевич Д. С. Геолого-петрографические наблюдения в Гамаизских Бострицах. — В кн.: Труды Камчатской комплексной экспедиции АН СССР, 1936—1937 гг. Вып. 1. М., Гостоптехиздат, 1940, с. 65—85.
- Хаун Р. А. Пироксен метаморфических пород. — В кн.: Природа метаморфизма. М., «Мир», 1967, с. 331—338.
- Хесс Х. Х. Островные дуги, аномалия силы тяжести и интрузии серпентинитов (к проблеме офиолитов). Междунар. геол. конгресс, XVII сессия. Докл. сов. геологов. Т. II. М., 1939, с. 279—300.
- Хесс Х. Х. Серпентиниты, орогенез и эпейрогенез. — В кн.: Земная кора. М., ИЛ, 1957, с. 403—422.
- Хитаров Н. И. Вопросы петрогенезиса в свете экспериментальных данных. — «Геохимия», 1953, № 6, с. 524—534.
- Хитаров Н. И., Лебедев Е. Б., Кадик А. А. Растворимость воды в расплавах основного и ультраосновного состава при высоких давлениях. — В кн.: Тезисы VIII Всесоюзного совещания по экспериментальной и технической минералогии и петрографии. Новосибирск, 1968. 176 с.
- Хитаров Н. И., Пугин В. А., Слуцкий А. В. Плавление и кристаллизация кварцевого толента при высоких давлениях и эволюция толентовых магм в глубинных условиях. — «Геохимия», 1972, № 4, с. 428—436.
- Чернышева В. И. Гипербазиты и габбро из рифтовых зон Аравийско-Индийского океана и Западно-Индийского подводного хребта. — «Океанология», 1969, т. IX, вып. 4, с. 637—648.
- Чиков Б. М. Глубинные разломы Корякского нагорья. — «Геотектоника», 1967, № 6, с. 82—87.
- Чиков Б. М. Зоны глубинных разломов складчатых областей северо-восточной окраины Азии. — «Геол. и геофиз.», 1972, № 5, с. 38—48.
- Чиков Б. М., Иванов В. К. Магнитное поле и некоторые черты геологического строения центральной части Корякско-Камчатской складчатой области. — В кн.: Геология Корякского нагорья. Л., «Недра», 1963, с. 200—211.
- Шейнманн Ю. М. Магмы и геосинклинальный процесс. Типы земной коры и магмы. — В кн.: Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений. М., «Наука», 1964, с. 102—119.
- Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. М., «Недра», 1968, 231 с.
- Шейнманн Ю. М. К проблеме генерации магм. — «Сов. геол.», 1969, № 2, с. 10—26.
- Шейнманн Ю. М. Об условиях образования магм. — «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1970, № 5, с. 31—50.
- Штейнберг Д. С., Малахов И. А. О поведении железа при серпентинизации. — «Докл. АН СССР», 1964, т. 156, № 2, с. 355—358.
- Штейнберг Д. С., Малахов И. А. Сравнительная петрохимическая характеристика различных типов магматических пород ряда дунит—гарцбургит на Урале. —

- В кн.: Минералы рудных месторождений и пегматитов Урала. Свердловск, 1965, с. 39—42. (Тр. ИГ УФ АН СССР, вып. 70).
- Штейнберг Д. С., Малахов И. А., Булькин Л. Д., Чашухин И. С. Итоги изучения серпентинизации ультрабазитов Урала. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Т. 2. Свердловск, 1969, с. 158—167. (Тр. II Уральского петрограф. совещ.).
- Штрейс Н. А., Макарычев Г. И. О соотношениях между магматизмом и структурами геосинклинальных систем. — В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., «Наука», 1969, с. 104—115.
- Щека С. А., Куренков Н. А., Моисеенко В. Г., Макарова И. А. Петрографо-геохимические особенности гипербазитов Индийского океана в связи с проблемой мантии. — В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. 1. М., «Наука», 1969, с. 200—207.
- Щербakov А. В. Маршрутные геологические исследования Срединного хребта. — В кн.: Труды Камчатской комплексной экспедиции АН СССР, 1936—1937 гг. Вып. 1. М., Гостоптехиздат, 1940, с. 65—90.
- Эдельштейн И. И. К геохимии никеля. — «Геохимия», 1960, № 7, с. 601—609.
- Эрлих Э. Н. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск, «Наука», 1973. 243 с.
- Эрлих Э. Н., Шандер А. Е., Кутыев Ф. М. Меймечиты Восточной Камчатки. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1971, № 2, с. 3—9.
- Юдин М. И. Дуниты хр. Борус и их происхождение. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1959, № 2, с. 59—77.
- Юдин М. И. Оливиновые роговики на р. Кантегир (Западный Саян). — «Изв. ТПИ», 1961, т. 120, с. 86—91.
- Юшко-Захарова О. Е., Иванов В. В., Разина И. С., Черняков Л. А. К геохимии элементов платиновой группы. — «Геохимия», 1967, № 11, с. 1381—1394.
- Яншин А. Л. Тектоника Евразии. М., «Наука», 1966. 487 с.
- Ярошевский А. А. Принцип зонной плавки и его применение при решении некоторых геохимических вопросов. — В кн.: Химия земной коры. Т. II. М., «Наука», 1964, с. 53—62.
- Ahrens L. H. Lognormal distribution of elements. 1—11. — „Geoch. Cosmoch. Acta“, 1954, v. 5, № 2, p. 49—73; v. 6, p. 121—131.
- Avias C. Note preliminaire sur quelques observations et interpretations nouvelles concernant les peridotites et serpentines de Nouvelle Caledonie (sector central). — „Bull. Soc. Geol.“, 1949, v. XLVI, № 4-6, p. 410—422.
- Avias C. Relation mineralogiques at geochemiques wentre les serpentines at peridotites de Nouvelle Caledonie, ieure inclusions leurs enclaves, les roches encaissentes les enchanges de matiers an cours de genese des roches acids at basiquis, v. LXVIII. 1955, p. 15—638.
- Berner H., Ramberg O., Stefanson. Diapirism in theory and experiment. — „Tectonophysics“, 1972, V. 15, № 3, p. 197—218.
- Boyd F. R., England J. L. Effect of pressure on the melting at enstatite. — „Carn Inst. Washington Year Book“, 1963a, № 62, p. 118—119.
- Boyd F. R., England J. L. Effect of pressure on the melting of diopside, $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ —and albite $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ in the range up to 50 kb. — „J. Geophys. Res.“, 1963b, v. 68, № 1, p. 311—324.
- Bunch T. E., Kell K., Snetsinger A. Chromite composition in relation to chemistry and texture of ordinary chondrites. — „Geoch. et Cosmoch. Acta“, 1967, v. 31, № 10, p. 1569—1583.
- Cann I. R. Petrology of ocean floor rocks. — „Tectonophysics“, 1969, v. 7, № 5-6, p. 542—544.
- Challis G. A. The origin at New Zealand ultramafic intrusions. — „J. Petrol.“, 1965, v. 6, № 2, p. 322—364.
- Chapman J. III. Dislocation in the deformation of olivine. — „Am. J. Sci.“, 1969, v. 267, № 7, p. 841—852.
- Davis B. T. C., England J. L. The melting at forsterite at up to 50 kb. — „J. Geophys. Res.“, 1964, v. 69, № 6, p. 1113—1116.
- Deroulede A., Kieffer F., Obegi P., Minassian L. Termoluminescences of gamma-irradiated cristalline quarts. Radiat Chemistry. Hung. Acad. Sci. Budapest, 1964. 120 p.
- Dietz R. S. Alpine serpentinites as oceanic rind fragments. — „Bull. Geol. Soc. Amer.“, 1963, v. 74, p. 947—952.
- Green D. H. High temperature peridotite intrusions in ultramafic and related rocks. Edites by P. Wyllie. New York, 1967, p. 212—222.

- Green D. H., Ringwood A. Mineral assemblages in model mantle composition.—*J. Geophys. Res.*, 1963, v. 68, № 3, p. 937—946.
- Hatfield T., Richmond G. The solubility of monticellite in forsterite.—*Trans. Brit. Ceram. Soc.*, 1970, v. 69, № 3, p. 99—101.
- Hess H. H. A primary peridotite magma.—*Amer. J. Sci.*, 1938, v. 35, № 321, p. 321—344.
- Hess H. H. Orthopyroxenes of Buchveld type ion substitutions and changes in unit cell dimensions.—*Amer. J. Sci.*, 1952, Bowen vol., № 173, p. 173—178.
- Hess H. H. Stillwater igneous complex Montana.—*Geol. Soc. Amer. Mem.*, 1960, v. 80, 150 p.
- Hess H. H. History at ocean basin in Petrology Studies.—*Geol. Soc. Amer.* 1962, vol. to honor A. F. Buddington, p. 109—620.
- Hess H. H. Seismic anisotropy at the uppermost mantle under oceans.—*Nature*, 1964, v. 203, № 4945, p. 629—631.
- Hess H. H. Caribbean geological investigations.—*Geol. Soc. Amer. Mem.*, 1966, v. 98, p. 310.
- Joder H. S., Sahama T. C. Olivine X-ray determinative curves.—*Amer. Mineral.*, 1957, v. 42, № 7-8, p. 475—491.
- Kuroda J., Shimoda S. Olivine with well-developed cleavages.—*J. Geol. Soc. Jap.*, 1967, v. 73, № 8, p. 377—388.
- Lefevre C. Remarques sur la valeur du parametre de la maille des clinopyroxenes.—*Bull. Soc. Franc. Miner. et cristallogr.*, 1969, v. 92, № 1, p. 95—98.
- Lockwood J. P. Sedimentary and gravity-slide emplacement of serpentinite.—*Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1971, v. 82, № 4, p. 919—936.
- Macdonald G. A. Dependence at the surface heat flow on the radioactivity of the Earth.—*J. Geophys. Res.*, 1964, v. 69, № 14, p. 2933—2946.
- Martin F., Donnay G. Hydroxyl in the mantle.—*Amer. Mineral.*, 1972, v. 57, № 3-4, p. 554—570.
- Mayer H. O. A., Boyd F. R. Inclusions in diamonds.—*Carn. Institute Washington Year Book*, 1968, N 1970, p. 125—128.
- Menard H. W. Consolidated slabs on the floor at the Eastern Pacific.—*Deep-Sea Res.*, 1961a, № 7, 35—41.
- Menard H. W. The East Pacific Rise.—*Science*, 1961b, v. 205, p. 1737—1746.
- Miyaschiro A. Some aspects at peridotite and serpentinite in orogenic belts.—*Jap. J. Geol. Geograph.*, 1967, v. 37, N 1, p. 45—61.
- Muchlenbachs K., Clayton R. N. Oxygen isotope geochemistry of submarine greenstones.—*Can. J. Earth Sci.*, 1972, v. 9, № 5, p. 471—478.
- Müller W. F., Horneman U. Shock-induced planar deformation structures in experimental shock-loaded olivines and in olivines from chondrites.—*Earth and Plan. Sci. Lett.*, 1969, v. 7, № 3, p. 251—264.
- Nicholls J., Carmichael J. S. E. The equilibration temperature and pressure of various lava types with the spinel and garnet peridotites.—*Amer. Miner.*, 1972, № T-3, p. 941—959.
- Onuki H. Metamorphic minerals in the ultramafic rocks from Kitakama Mountainland.—*J. Jap. Assoc. of Miner. Petrologist and Economic Geologist*, 1962, v. 48, № 4, p. 123—129.
- Pinus G. V., Agafonov L. V., Velinsky V. V. Eclogite-like rocks of the Anadyr-Koryak folded system.—*Pacific Geology*, 1970, № 2, p. 81—91.
- Pinus G. V., Velinsky V. V., Bannikov O. L. On the origin of clastic ultramafic rocks in the N-E of the USSR.—*Pacific Geology*, 1972, № 6, p. 65—72.
- Ringwood A. A model for the Upper Mantle.—*J. Geophysics*, 1962, v. 67, № 11, p. 4473—4477.
- Roeber W. P. de. Sind die Alpinotypen peridotit-massen vielleicht tectonisch veractete Bruch-stücke der Peridotitschale?—*Geol. Rundschau*, 1957, H. 46, S. 137—147.
- Rost F. Probleme ultrabasischer gesteine und ihrer lagerstätten.—*Freiberger Forschungh*, 1959, № 58, S. 28—65.
- Sahama T. G., Hytönen K. Calcium-bearing magnesium-iron olivines.—*Amer. Miner.*, 1958, v. 43, № 9—10, p. 862—871.
- Seifert F., Schreyer W. Möglichkeit der Entstehung ultrabasischer magman bei Gegenwart geringer Alkalimengen.—*Geol. Rundschau*, 1968, H. 2, N 57, S. 349—361.
- Simkin T., Smith J. V. Minor-elements distribution in olivine. *J. Geol.*, 1970, v. 78, № 3, p. 304—326.
- Thayer T. P. Chemical and structural relations at ultramafic and feldspathic rocks

- in alpine intrusive complexes.— In: Ultramafic and related rocks. Editor P. J. Wyllie. New York, 1967, p. 222—239.
- Turner F. J. Preferred orientation of olivine crystals in peridotites.— „Trans. Royal Soc. New Zealand”, 1942, v. 72, p. 170—181.
- Uffen R. I., Jessop A. U. The stress release hypothesis at magma formation.— „Bull. volcanol.”, 1963, v. 26, B. V., p. 57—65.
- Vistelius A. B. The skew frequency distributions and fundamental law of the geochemical processes.— „J. Geol. Chicago”, 1960, p. 1—22.
- Wolfe W. T. The Blue river ultramafic intrusion Cassiar district British Columbia.— „Geol. Serv. Canada”, 1965, p. 64—68.
- Wyllie P. J. The ultramafic belts.— In: The Earth's crust and upper mantle. Washington, 1969a, p. 480—483.
- Wyllie P. J. The origin of ultramafic and ultrabasic rocks.— „Tectonophys.”, 1969b, № 7, p. 437—455.
- Wyllie P. J. Ultramafic rocks and the upper mantle.— „Min. Soc. Amer.”, 1970, № 3, p. 3—32.

ФОТОТАБЛИЦЫ
(I—XXVI)

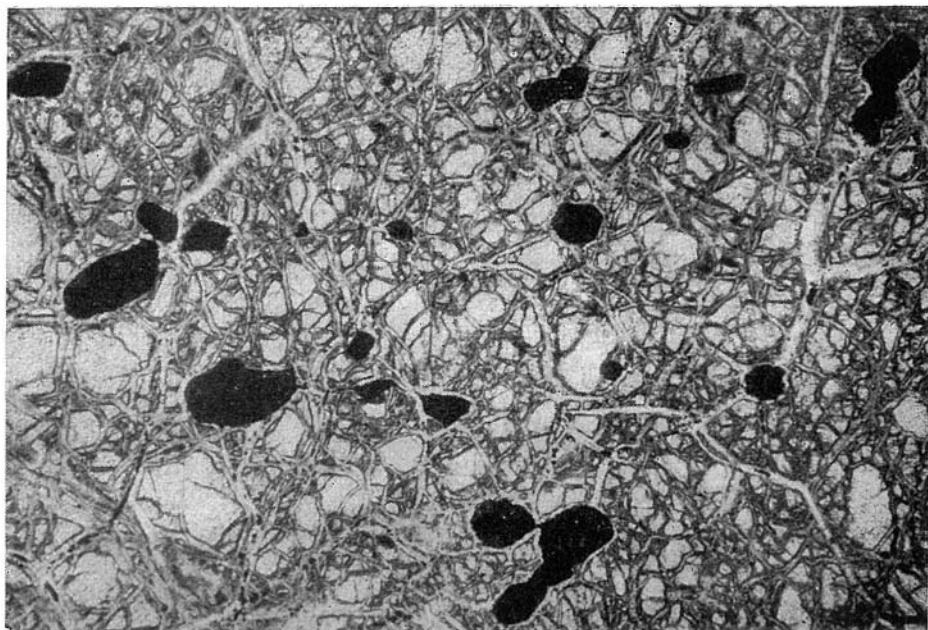


Табл. I. Серпентинизированный дунит с петельчатой микроструктурой (черное—зерна хромшпиннели). Пекульнейский массив. Без анализатора. Ув. 50.

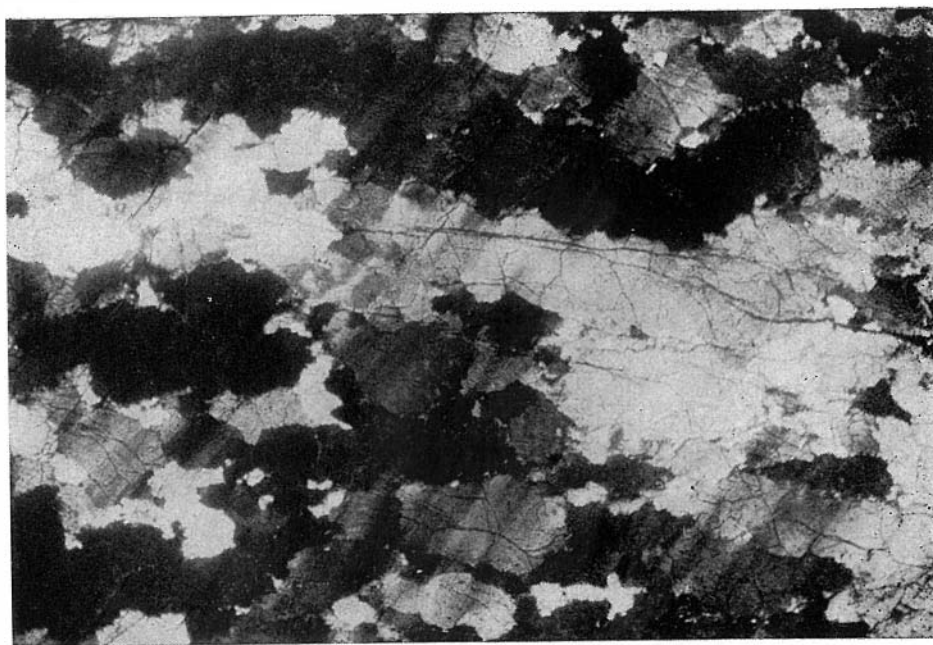


Табл. II. Характерная структура метасоматических дунитов. Массив горы 1064 м. С анализатором. Ув. 50.



Табл. III. Метасоматический дунит с такситовой структурой. Массив горы 1064 м.
С анализатором. Ув. 40.

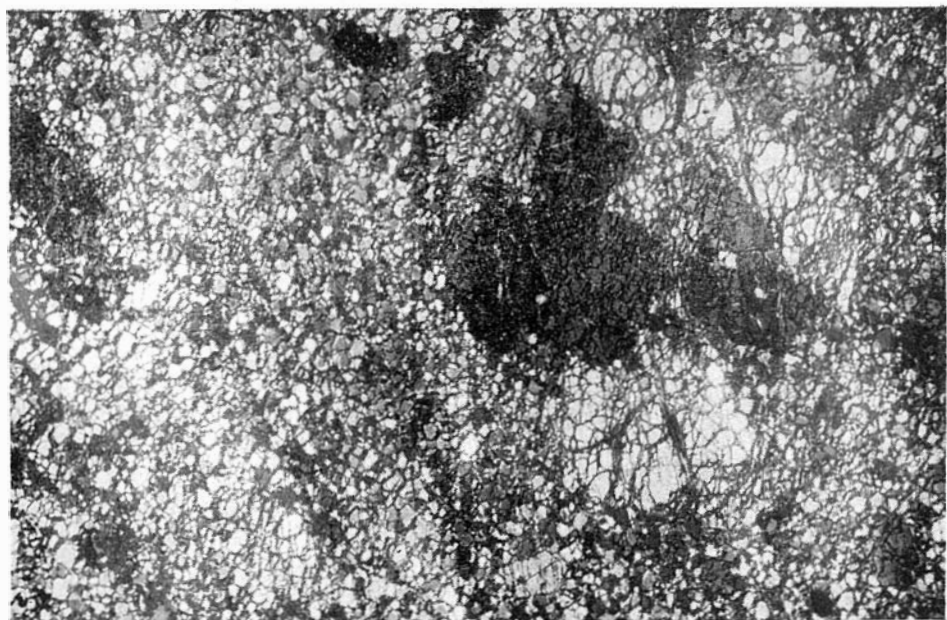


Табл. IV. Метасоматический дунит с роговиковой (гранулированной) структурой.
Гальмознанский массив. С анализатором. Ув. 20.

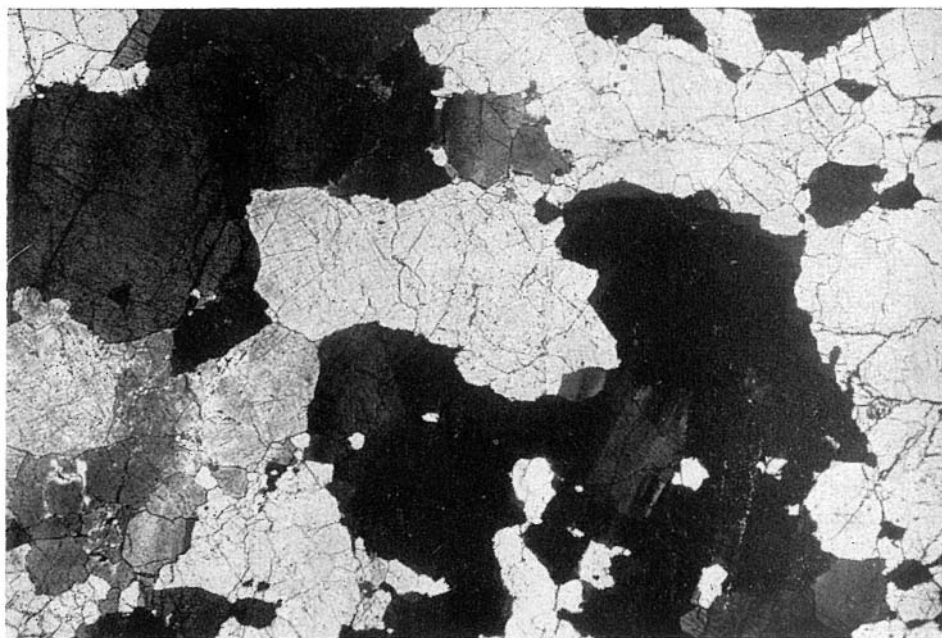


Табл. V. Метасоматический дунит с аллотриаморфной структурой. Гальмознанский массив. С анализатором. Ув. 20.

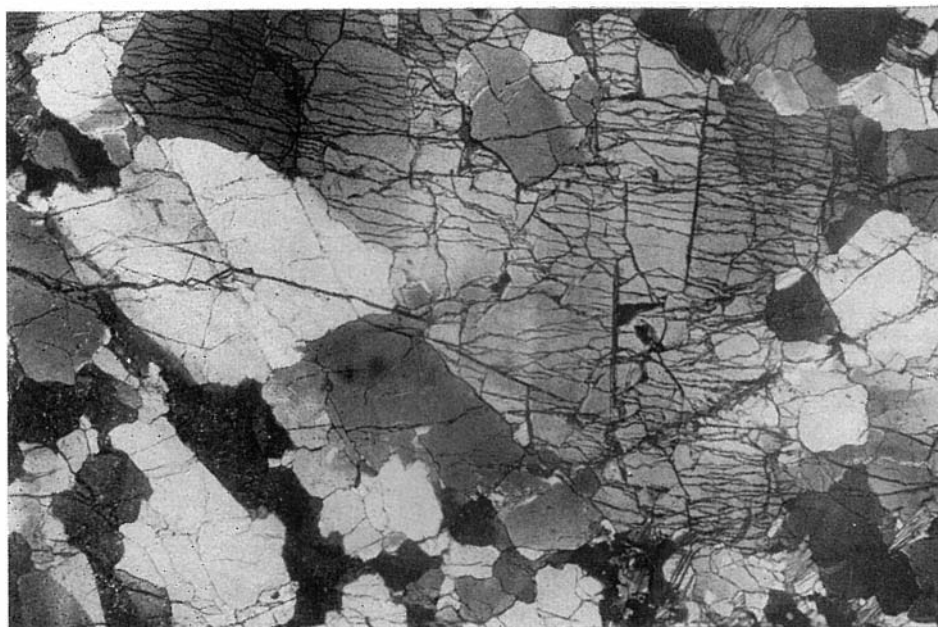


Табл. VI. Метасоматический неравнозернистый дунит из массива п-ова Камчатский Мыс. Сильно трещиноватые зерна оливина реликтовые, гладкие — новообразованные. С анализатором. Ув. 20.

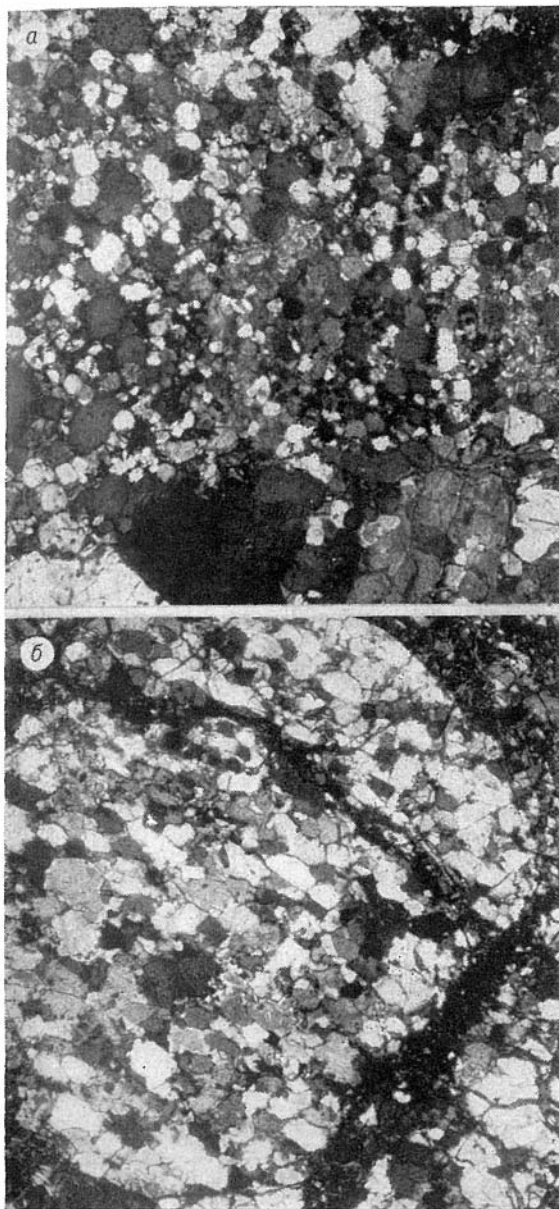


Табл. VII. Характер грануляции оливинов при нагревании аподунитовых серпентинитов (а) и в природных дунитах (б). С анализатором. Ув. 50.

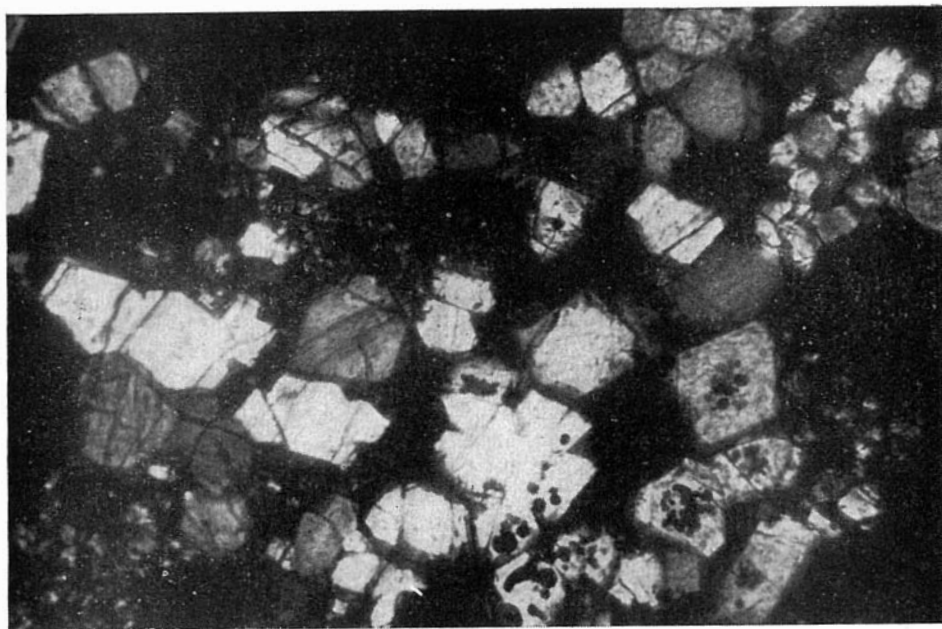


Табл. VIII. Характер выделения магнетита в оливине, образующемся при дегидратации серпентинита. Нагревание при 1200°C . С анализатором. Ув. 360.

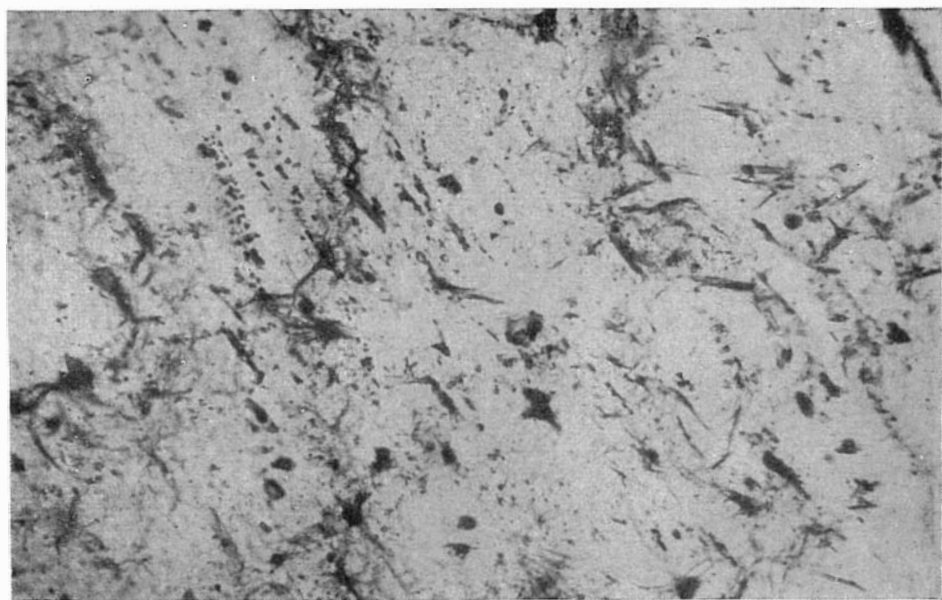


Табл. IX. Газовые включения в оливине, образующемся при дегидратации серпентинита. Без анализатора. Ув. 360.

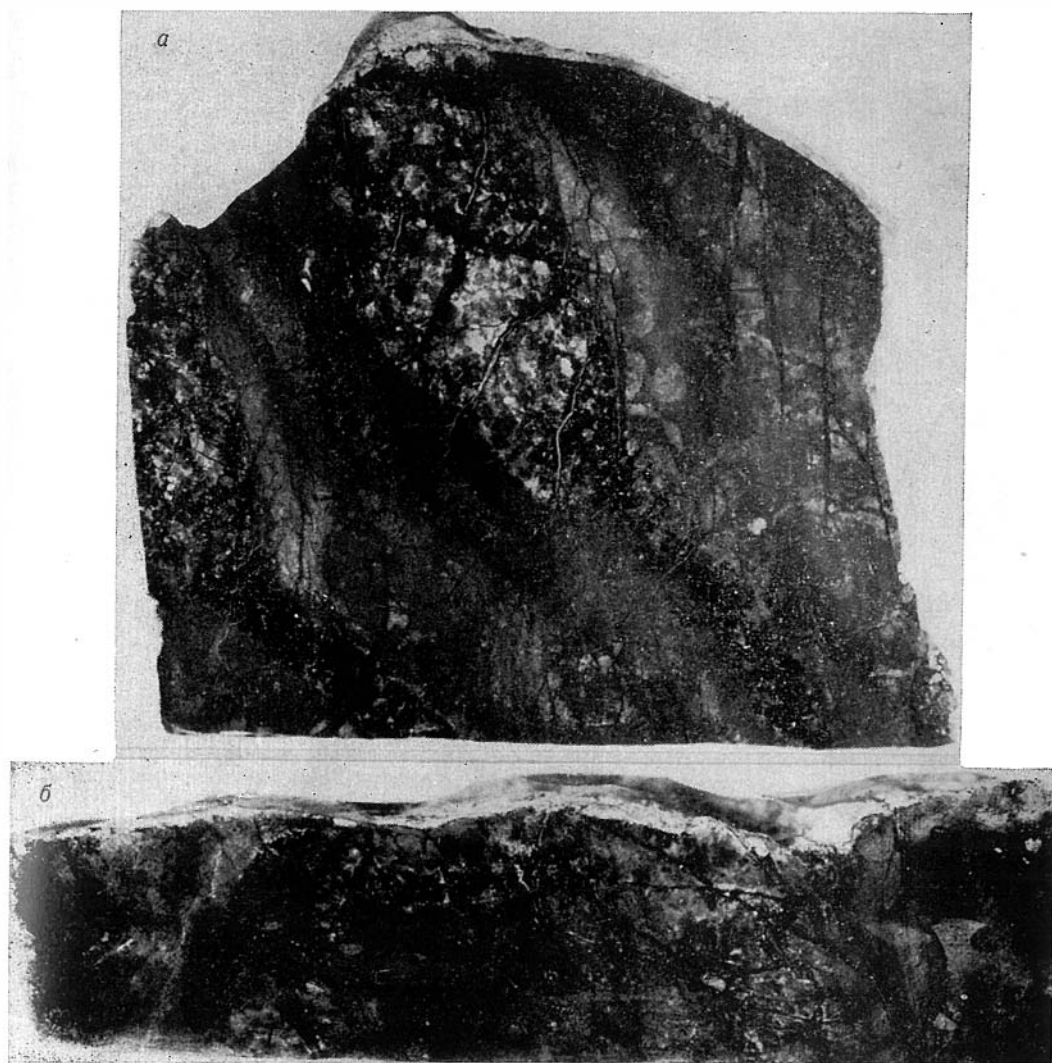


Табл. X. Морфология жилок пироксенитов в дуните: *а* — вид с поверхности образца, светлое — участки дунита в жиле, *б* — вид в разрезе образца. Нат. вел. Чирынайский массив.

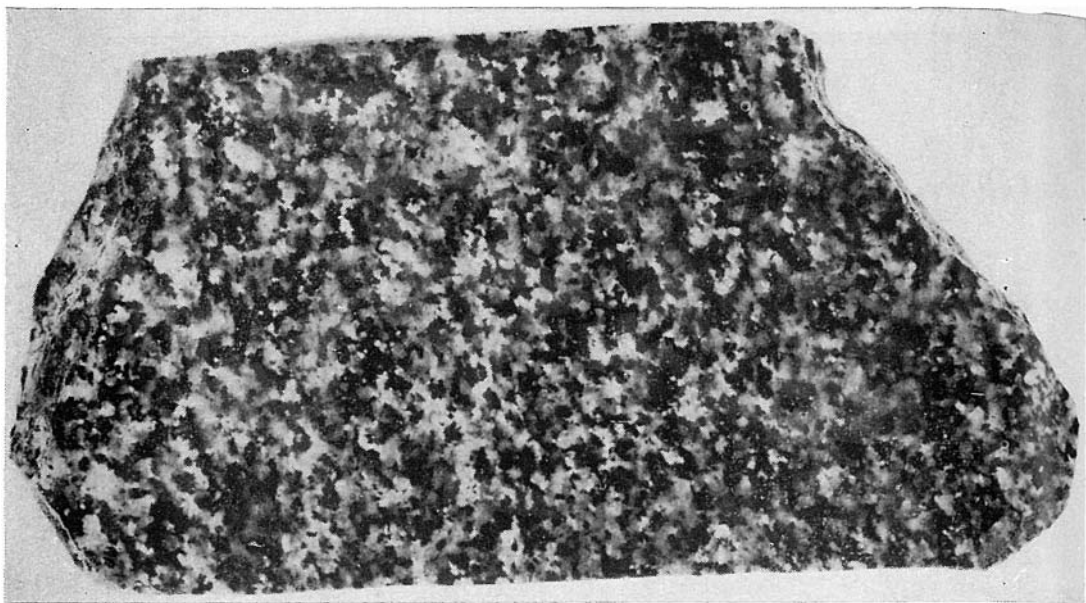


Табл. XI Мезократовый троктолит с равномерным распределением плагиоклаза. Экзо-
контактная зона габброидного интрузива (мыс. Валижген). Полированный штуф
Ув. 1,1.

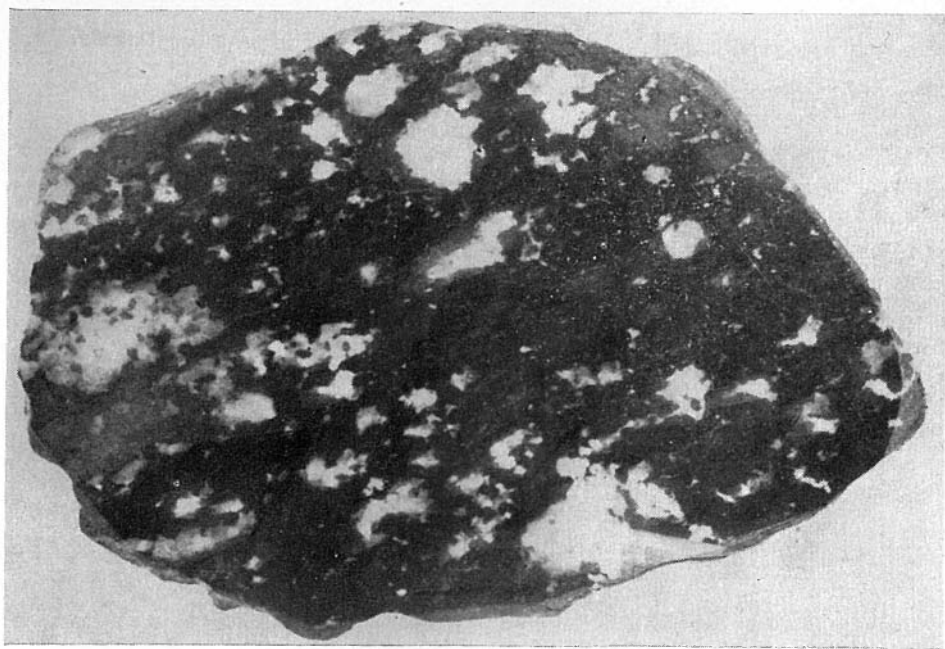


Табл. XII. Меланократовый троктолит с неравномерным распределением непра-
вильной формы зерен плагиоклаза. Контактная зона габброидного интрузива
(Усть-Бельские горы). Полированный штуф. Ув. 1,6.

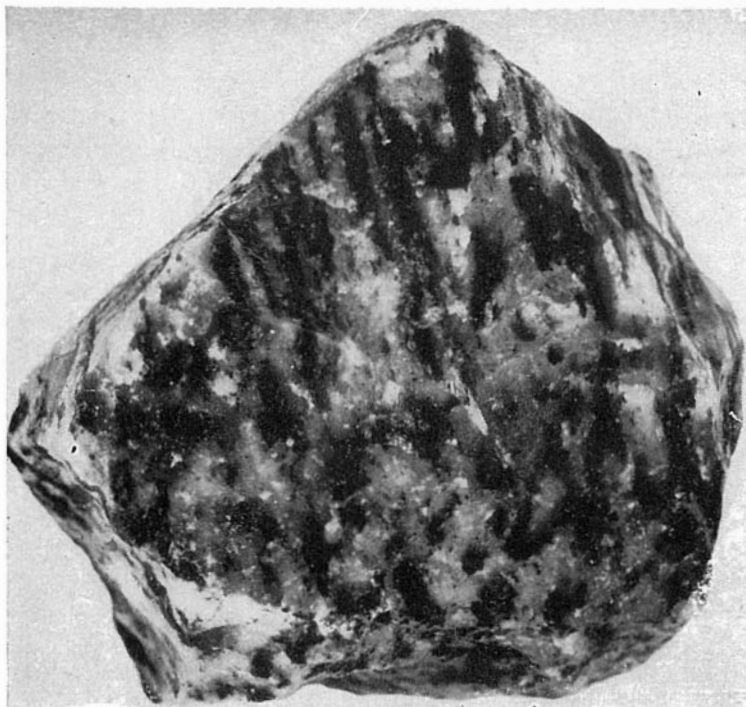


Табл. XIII. Неравнозернистое оливиновое парамагматическое габбро с шлировидными обособлениями оливина и клинопироксена в мелкозернистом (светлое) агрегате плагиоклаза. Экзоконтактовая зона габброидного интрузива (бассейн р. Мал. Научирынай). Полированный штупф. Ув. 1,1.

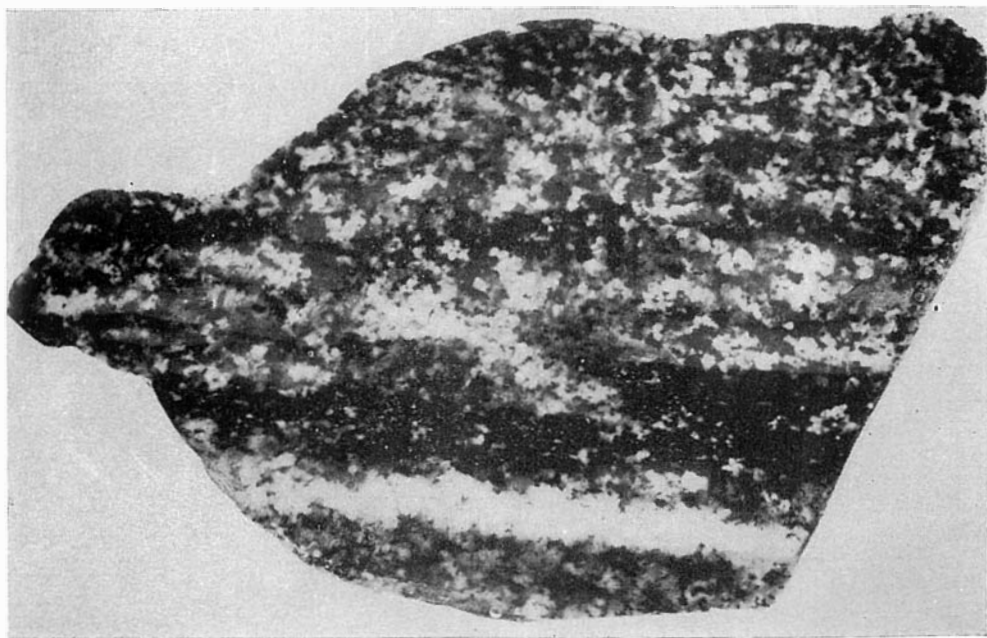


Табл. XIV. Меланократовое оливиновое парамагматическое габбро из экзоконтактовой зоны габброидного интрузива с полосовидной текстурой (Таловские горы). Полированный штупф. Ув. 1,2. Внизу—полоса, сложенная оливинсодержащим анортозитом.



Табл. XV. Псевдоритмическая полосчатость в меланократовом оливиновом парамагматическом габбро из экзоконтактной зоны габброидного интрузива (Таловские горы). Полированный штуч. Ув. 0,65.



Табл. XVI. Меланократовый троктолит из экзоконтактной зоны Усть-Бельского габброидного интрузива. На контакте зерен плагиоклаза (светлое) с оливином (темное) реакционная оторочка (серое со спайностью) амфибола. С анализатором. Ув. 50,

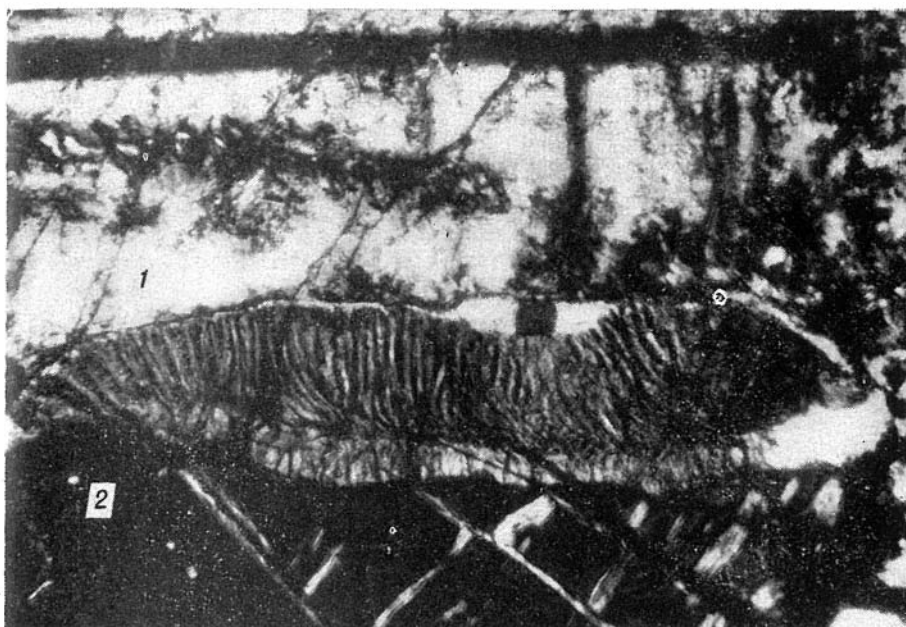


Табл. XVII. Троктолит. Келифитовая оторочка, развивающаяся на контакте зерен плагиоклиза (1) и оливина (2) и сложенная амфиболом, находящимся в симплекти-
товом срастании с червеобразными выделениями шпинели (деталь табл. XVI). С ана-
лизатором. Ув. 100.

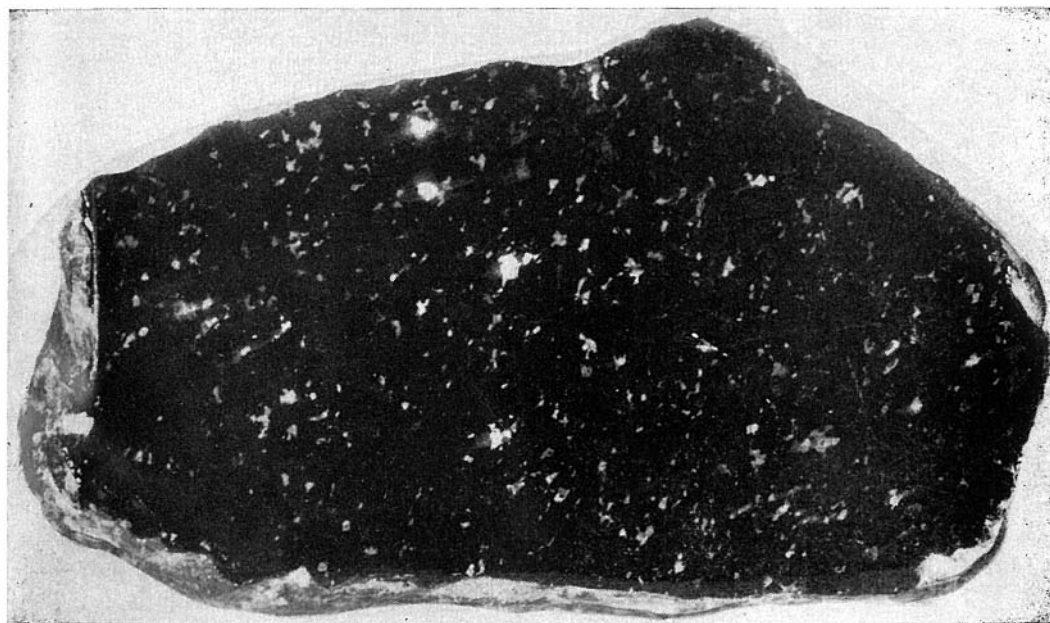


Табл. XVIII. Плагиоклазсодержащий серпентинизированный дунит с равномерным
распределением плагиоклаза из экзоконтактовой зоны габброидного интрузива (Та-
довские горы). Полированный штуф. Ув. 1,5.

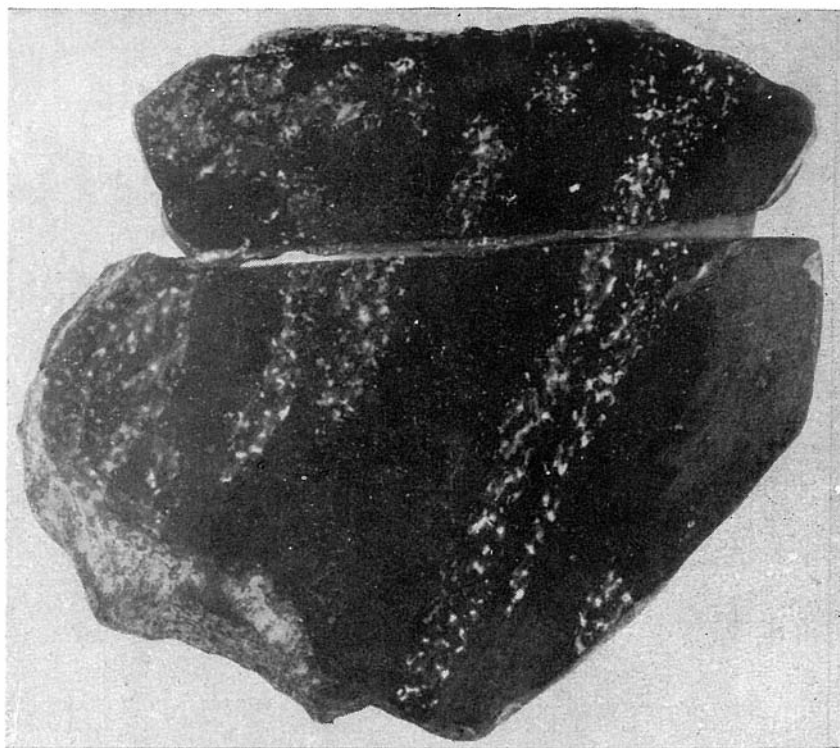


Табл. XIX. Дунит с полосовидным распределением плагиоклаза. Экзо-контактная зона Усть-Бельского габброидного массива. Полированный штуф. Нат. вел.

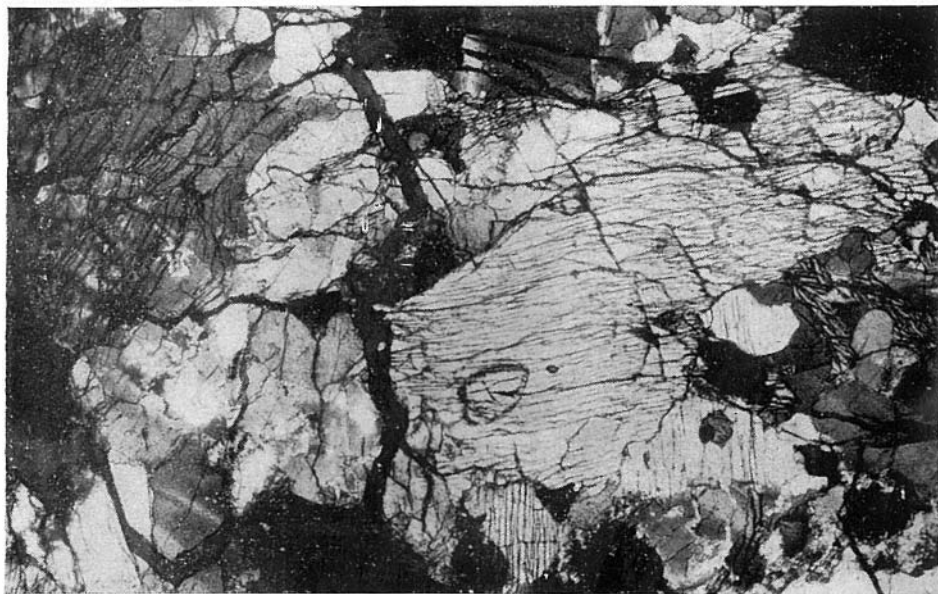


Табл. XX. Трещиноватый (форстерит, реликтовый) и гладкий (хризолит, вторичный) оливин в метасоматическом гарцбургите. Массив п-ова Камчатский Мыс. С анализатором. Ув. 20.

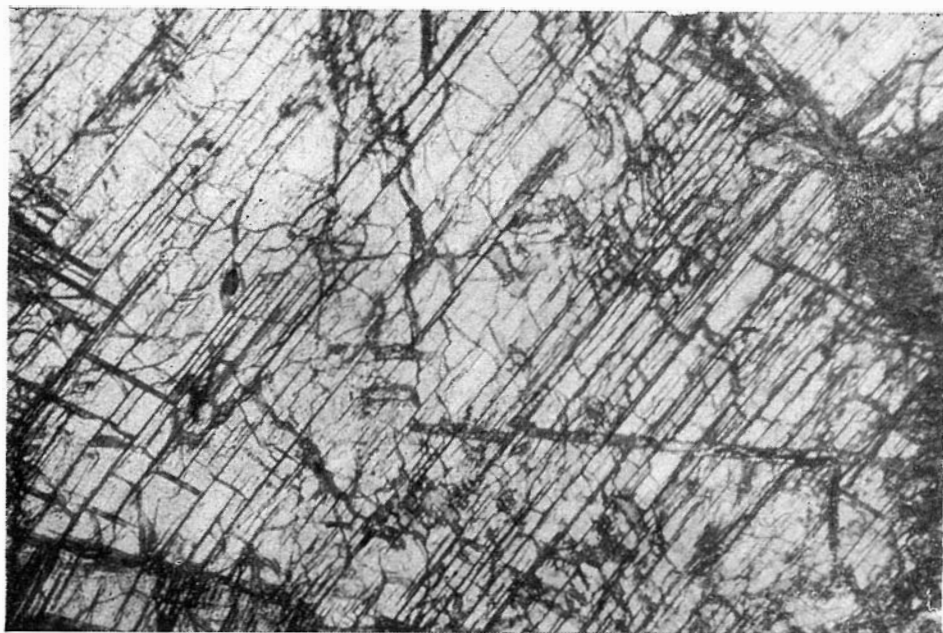


Табл. XXI. Совершенная спайность в метасоматических оливинах (Усть-Бельский массив). С анализатором. Ув. 50.

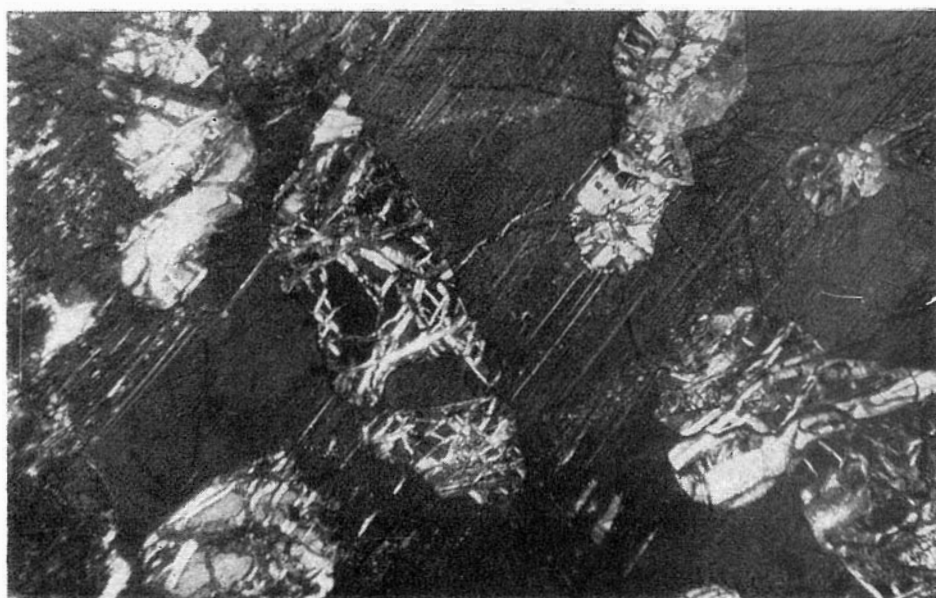


Табл. XXII. Реликты серпентинизированного дунита и серпентинита во вторичных ромбических пироксенах (бассейн р. Лозовки). С анализатором. Ув. 50.

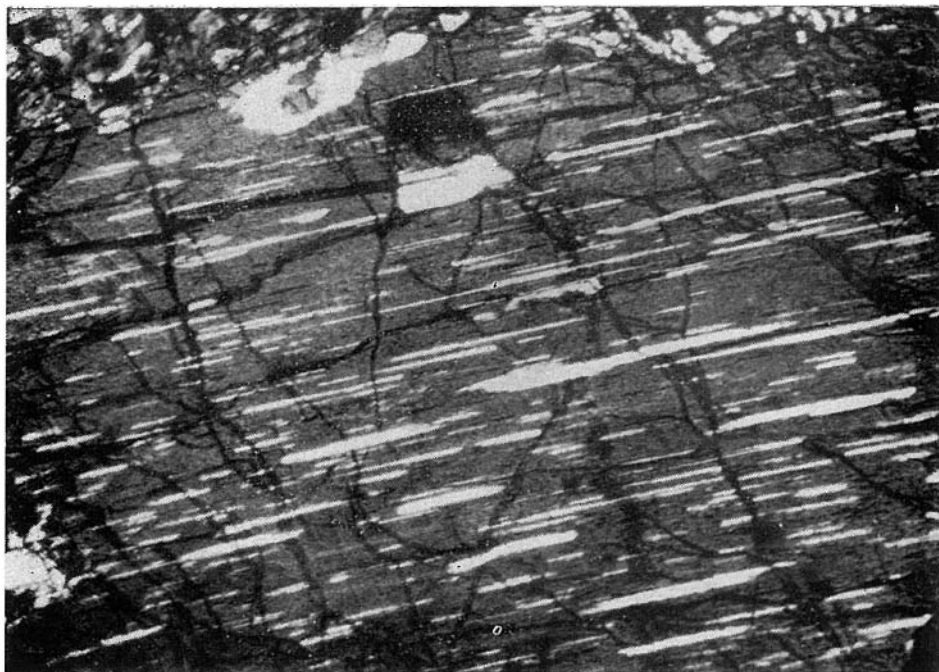


Табл. XXIII. Выделения амфиболов в зернах ромбического пироксена (Тамватнейский массив). С анализатором. Ув. 50.

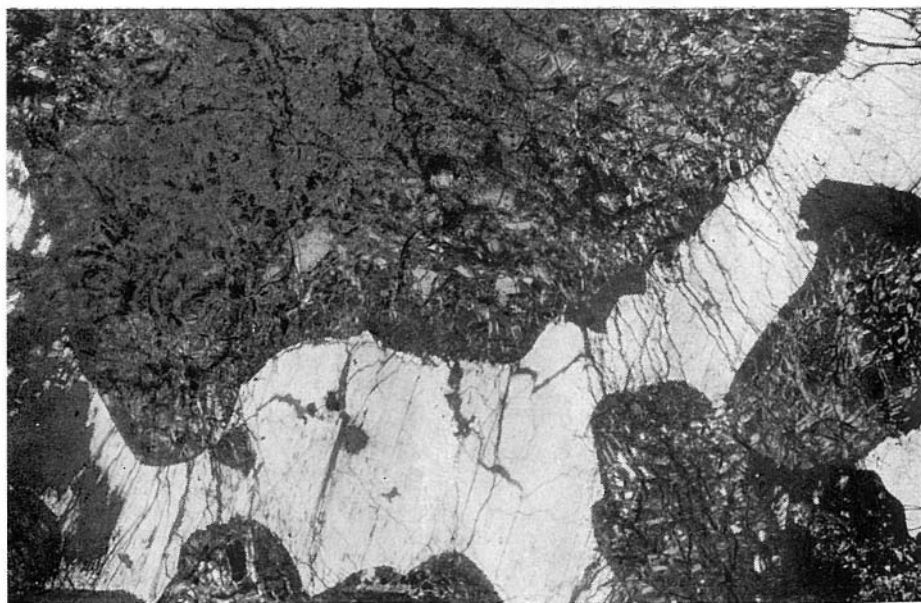


Табл. XXIV. Неправильная форма новообразованного клинопироксена (массив п-ова Камчатский Мыс). С анализатором. Ув. 20.

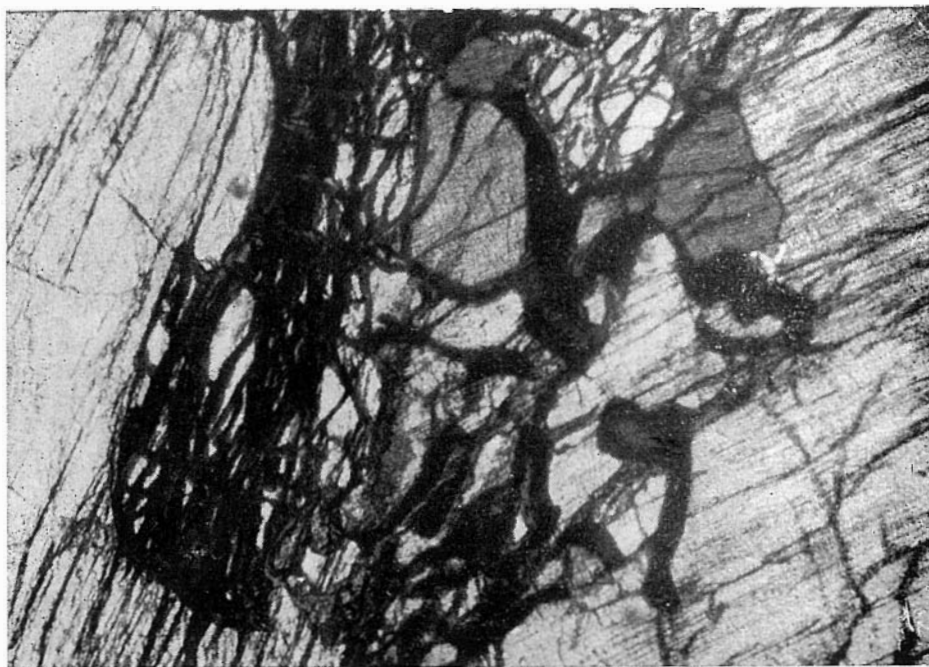


Табл. XXV. Неправильной формы выделения хромшпиннели (черное) в лерцолитах (Тамватнейский массив). С анализатором. Ув. 50.

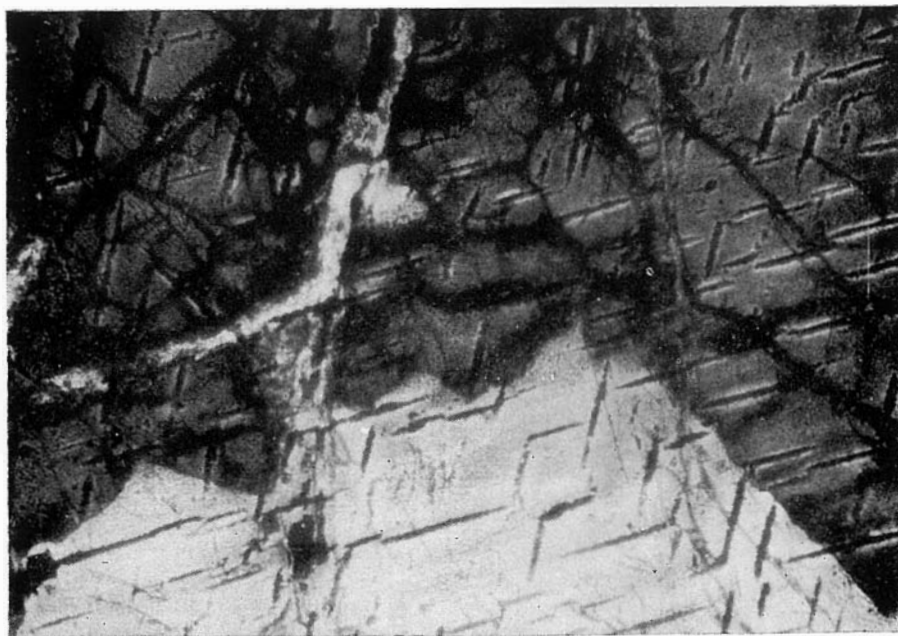


Табл. XXVI. Структура распада (магнетитовая решетка, черное) в шпинели из диопсидита (Пекульнейский массив). Без анализатора. Ув. 50.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава I. Основные черты тектоники и глубинного строения Корякско-Камчатской складчатой области	6
Тектоника и история развития области	6
Анадырско-Корякская складчатая система	6
Олюторско-Камчатская складчатая система	12
Геофизическая характеристика современной складчатой структуры области	16
Глава II. Гипербазитовые пояса, их геоструктурное положение и общая характеристика массивов	22
Западно-Камчатско-Анадырская гипербазитовая зона	23
Западно-Чукотский гипербазитовый пояс	23
Западно-Камчатский гипербазитовый пояс	46
Восточно-Камчатско-Корякская гипербазитовая зона	48
Корякский гипербазитовый пояс	48
Хатырский гипербазитовый пояс	57
Восточно-Камчатский гипербазитовый пояс	62
Камчатско-Вывенская гипербазитовая зона (Ватыно-Вывенский гипербазитовый пояс)	75
Глава III. Петрография и минералогия ультраосновных и основных пород	86
Петрографическая характеристика пород	86
Ультраосновные породы	86
Основные породы	103
Особенности состава породообразующих минералов	107
Ультраосновные породы	107
Основные породы	146
Глава IV. Вопросы петрологии гипербазитов	154
Глава V. Альпинотипные гипербазиты и геосинклинальный процесс	191
Глава VI. Некоторые вопросы металлогении гипербазитов	214
Заключение	232
Литература	235
Фототаблицы	249

Вадим Викторович Велинский

АЛЬПИНОТИПНЫЕ ГИПЕРБАЗИТЫ ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН ОКЕАН—КОНТИНЕНТ

Ответственный редактор
Георгий Владимирович Пинус

Редакторы Т. Н. Сконечных, Н. Г. Рязанова
Художественный редактор М. Ф. Глазырина
Художник В. В. Заплавный
Технический редактор Л. В. Семкова
Корректоры Л. А. Гуринович, Н. В. Кузнецова

ИБ № 9939

Сдано в набор 17.09.75. Подписано к печати 19.12.78. МН 02129. Формат 70×108¹/₁₆. Бумата типографская. Литературная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 23,1 + 1 вкл. Уч.-изд. л. 24,8. Тираж 1000 экз. Заказ № 13283. Цена 4 руб.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
Типография изд-ва «Омская правда», 644056 г. Омск-56, пр. Маркса, 39.