

Г.Н. САВЕЛЬЕВА
ГАББРО-УЛЬТРАБАЗИТОВЫЕ
КОМПЛЕКСЫ
ОФИОЛИТОВ УРАЛА
И ИХ АНАЛОГИ
В СОВРЕМЕННОЙ
ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЕ

Труды, вып. 404



МОСКВА
"НАУКА"
1987

Научная библиотека
Ин-та геологии и осадочных
УЗН АН СССР

Academy of Sciences of the USSR

Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

G.N. Savelyeva

**GABBRO-ULTRABASITE ASSEMBLAGES
OF THE URALS OPHIOLITES
AND THEIR ANALOGUES IN MODERN OCEANIC CRUST**

Transactions, vol. 404

Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1986. 246 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 404).

Рассмотрены строение, состав и история формирования габбро-ультрабазитовых комплексов офиолитов Урала, проведено их сопоставление с габброидами и ультрабазитами офиолитов Тетиса, современных океанов и перикоеанических окраин. Разобраны различные аспекты пластического течения пород и связь дифференциации вещества с его высокотемпературными деформациями в верхней мантии. Приведены новые данные о строении и внутренней структуре разрезов габбро-ультрабазитовых массивов и о направленных изменениях составов первичных минеральных парагенезисов ультраосновных пород. Показано, что степень обеднения перидотитов базальтовыми компонентами нарастает от центральных частей тел к границе с габброидными сериями во всех типах разреза. Реконструирована последовательность процессов в области частичного плавления мантийного вещества.

Для геологов, тектонистов и петрологов.

Ил. 86. библиогр. с. 191—205 (474 назв.).

Редакционная коллегия:

член-корреспондент АН СССР

П.П. Тимофеев (главный редактор),

А.Л. Книппер, В.А. Крашенинников, В.Г. Гербова

Ответственные редакторы:

академик *А.В. Пейве*,

доктор геолого-минералогических наук *А.Л. Книппер*

Editorial board:

Corresponding-Member of Academy of Sciences of the USSR

P.P. Timofeev (editor-in-Chief),

A.L. Knipper, V.A. Krashennikov, V.G. Gerbova

Responsible editors:

doctor of geological and mineralogical sciences *A.V. Peive*,

academician *A.L. Knipper*

ПРЕДИСЛОВИЕ

В настоящее время исследование глубинных верхнемантийных процессов неуклонно расширяется, поскольку становится ясно, что структурообразование и магматизм в земной коре и верхней мантии взаимосвязаны. Новые данные о строении океанического ложа и его магматических пород внесли существенный вклад в понимание этой связи, которая отражает динамику развития океанической литосферы. Петрологии верхней мантии посвящены многочисленные публикации, и в познании физико-химических реакций, протекающих в глубинах Земли, достигнут определенный успех, но представления о движении вещества, образовании геологических структур и реальных геологических тел в мантийной области разработаны гораздо меньше.

Главным объектом изучения геологического строения верхней мантии являются габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитовой ассоциации. Сходство разрезов офиолитов складчатых областей континентов с корой океанического типа расширяет возможности анализа глубинных процессов и позволяет ставить следующие задачи: 1) провести сопоставление разных типов разрезов офиолитов с комплексами ультрабазитов и габброидов в различных структурах и областях современного океана и краевых морей; 2) выяснить направленность эволюции мантийного вещества, степень его истощения базальтоидными компонентами в различных структурных областях генерации океанической коры; 3) выявить роль глубинных деформаций в формировании ультраосновных пород.

Поставленные задачи касаются наименее исследованной части проблемы взаимодействия коры и верхней мантии: зарождение базальтовых магм при частичном плавлении мантийного вещества, их отделение от субстрата и эволюция интенсивно изучаются, в то же время о реакции тугоплавкого остатка, т.е. ультраосновных пород, на отделение базальтоидного мобилизата известно крайне мало. Очевидно, что процессы, протекающие в мантийных ультрабазитах при генерации базальтовых магм, обуславливают основные закономерности формирования структурно-вещественных неоднородностей самых верхних частей мантии.

Исследования, материалы которых легли в основу данной книги, являются частью научной программы Геологического института АН СССР по проблеме "Офиолиты", разработанной под руководством А.В. Пейве. Фактический материал проанализирован с позиции идей о тектонической расслоенности литосферы, латеральных движениях в мантии и эволюции океанической коры при формировании коры континентов, развиваемых в лабораториях А.В. Пейве и Н.А. Штрейса.

Автор глубоко признателен А.В. Пейве за постоянную поддержку и полезные советы на разных стадиях исследования. Многие положения работы обсуждались с А.А. Савельевым, вопросы петроструктурного анализа — с С.А. Щербаковым и Е.А. Денисовой. Микрозондовые определения были бы невозможны без помощи В.А. Дрица и работ С.С. Степанова и Г.В. Карповой. В обсуждении различных аспектов исследований участвовали Н.А. Штрейс, Ю.М. Пущаровский, А.Л. Книппер, Н.Л. Добрецов, Н.А. Богданов, А.С. Перфильев, С.В. Руженцев, С.Г. Самыгин, Н.Н. Перцев. Всем перечисленным коллегам и товарищам по работе автор приносит глубокую благодарность.

ГЛАВА ПЕРВАЯ
**ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ
ГАББРО-УЛЬТРАБАЗИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ
ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ УРАЛА**

В Уральском складчатом поясе ультраосновные породы и габбро распространены чрезвычайно широко: от северных границ Полярного Урала до южного погружения уральских структур под чехол мезозойско-кайнозойских отложений и в широтном пересечении — от Западно-Уральской зоны складчатости до Восточно-Уральского прогиба.

При геологических исследованиях этого гигантского складчатого сооружения неизбежно возникает вопрос о закономерностях пространственного размещения габбро-ультрабазитовых массивов и связи их с историей развития того или иного крупного тектонического элемента. Различные схемы тектонического районирования Урала включают следующие главные элементы (с запада на восток): Предуральский краевой прогиб, выполненный мощными флишеидными и моласовыми толщами карбона и перми; Западно-Уральскую зону складчатости, в которую вовлечены сильно деформированные перикратонные образования — отложения шельфа и толщи окраинно-континентальных впадин с конденсированными разрезами средне-верхнепалеозойских отложений (Лемвинская, Зилаирская впадины); далее область распространения миогеосинклинальных образований отделена от эвгеосинклинали прерывистой зоной внешних поднятий, которые сложены метаморфизованными верхнепротерозойскими и кембрийскими (?) отложениями и объединены в систему Центрально-Уральского поднятия. В южно-уральском пересечении эта последовательность осложнена тем, что между Западно-Уральской внешней зоной складчатости и Зилаирским прогибом располагается Башкирский антиклинорий — выступ сильно дислоцированных докембрийских пород, перекрытых терригенно-карбонатными отложениями ордовика, силура и девона. Эвгеосинклинальная область распадается на ряд субмеридионально ориентированных структур: Тагило-Магнитогорский прогиб, выполненный ордовикскими и средне-, частично верхнепалеозойскими отложениями; сменяющее его к востоку Восточно-Уральское поднятие, которое характеризуется широким развитием крупных гранитных интрузий среди метаморфизованных нижне-, среднепалеозойских и частично докембрийских (?) отложений ("гранитная ось" Урала); Восточно-Уральский прогиб, выполненный палеозойскими отложениями, которые в значительной мере перекрыты мезозойско-кайнозойскими осадками; Зауральское поднятие — зону распространения варисских гранитных интрузий в палеозойских отложениях, погребенных под мезозойско-кайнозойским чехлом.

Перечисленные главнейшие структурные элементы всегда оставались той основой, на которой строились модели тектонического развития Урала [78, 87, 174, 175, 177, 181, 213, 240, 241, 250, 264, 281 и др.].

Размещение ультраосновных и габбро-ультрабазитовых тел также явно подчинено линейным поясам вдоль главных структур Урала. Именно здесь еще на рубеже прошлого и настоящего столетий был выделен Платиноносный пояс ультрабазит-габбровых интрузий, ставший благодаря классическим исследованиям Ф.Ю. Левинсон-Лессинга [123, 124], Н.К. Высоцкого [32, 33], Л. Дюпарка [62], А.Н. Заварицкого [67], Е.П. Молдаванцева [152] и других мировым эталоном для

сравнения с аналогичными ассоциациями интрузивных пород. При дальнейших исследованиях ультрабазитов Урала платиноносная дунит-пироксенит-габбровая ассоциация была четко отделена от хромитоносной дунит-гарцбургитовой [9, 68, 246, 274 и др.]. Линейный характер распределения ультраосновных (габбро-ультраосновных) массивов трактовался по-разному, но постоянно учитывался во всех построениях. Так, Б.М. Романов, опираясь на представления Г. Хесса о связи внедрения серпентинизированных перидотитов с надвигами в островодужных структурах, предполагал миграцию ультраосновного магматизма в палеозое с запада на восток и выделял шесть поясов, наиболее древний из которых — ордовикско-силурийский — считал приуроченным к границе Центрально-Уральского поднятия и Тагило-Магнитогорского прогиба, а самый молодой — позднекаменноугольный—пермский — к Восточно-Уральскому прогибу [204, 205]. А.А. Пронин выделял уже восемь поясов и связывал их с зонами глубинных разломов, развивавшихся в течение всего палеозоя [196]. В отличие от Б.М. Романова он отмечал присутствие разновозрастных массивов в пределах единого пояса и одновозрастных — в различных поясах. Идеи Г. Хесса о миграции серпентинитовых поясов были интерпретированы А.А. Прониным не по отношению ко всей Уральской палеозойской геосинклинальной области, а только в рамках локальных структур. Все возрастающий объем противоречивых данных о возрасте ультрабазитов приводил к построению разнообразных тектономагматических моделей развития региона. Это прекрасно видно и в работах Н.Д. Соболева, выделявшего многочисленные "полосы ультрабазитов субмеридионального простирания" по возрастному принципу с омоложением магматизма с запада на восток [238, 240], и в работах Ю.Е. МолдавANCEВА [153, 155]. Ю.Е. МолдавANCEВ неоднократно отмечал связь ультраосновных пород с длительно развивавшимися зонами глубинных разломов, и в частности с Главным уральским глубинным разломом, на сочленении Центрально-Уральского поднятия и западного крыла Тагило-Магнитогорского прогиба [156]. Д.С. Штейнберг также отводил большую роль глубинным разломам в размещении перидотитовых массивов Урала и считал, что Кемпирсайский, Серовско-Невьянский и Полярно-Уральский пояса приурочены к единому разлому [274, 275].

Таким образом, в отношении определения тектонического положения и истории становления ультрабазитов в уральских структурах прочно сложился вполне определенный подход: учитывалась приуроченность ультраосновных (габбро-ультраосновных) массивов к тому или иному разлому, петрохимические характеристики пород [15, 16, 74, 119, 140, 240] и возраст, главным критерием в определении которого был возраст вмещающих пород. Последнее положение было обусловлено широко распространенным, но не доказанным мнением об интрузивном внедрении ультраосновных пород *in situ*. Именно это обстоятельство породило многочисленные бесплодные споры геологов о связи ультраосновного магматизма с выделяемыми тектономагматическими циклами и о выделении таких циклов, поскольку время внедрения ультраосновных пород относилось к началу магматической активности. С резко отличной точкой зрения на тектоническое положение и природу ультраосновных пород дунит-гарцбургитовой формации выступала С.В. Москалева, рассматривая их как блоки вещества верхней мантии, обнаженные и перемещенные в кору в твердом состоянии в процессе рифтогенеза [161, 162].

Особенность тектонической позиции альпинотипных перидотитов (дунит-гарцбургитовой формации А.Н. Заварицкого, Ю.А. Кузнецова, Г.Л. Пинуса и др.) — их связь с шарьяжами, подчеркнутая еще Зюссом [462], — стала вновь привлекать пристальное внимание исследователей в конце 60-х—начале 70-х годов. В работах [81, 82, 85, 87 и др.] показано для Южного Урала, что многие перидотитовые массивы входят в состав тектонических покровов, ассоциируя с вулканогенно-осадочными породами эвгеосинклинальной зоны, и некоторые из них (например,

Кракнинский) проринутой далеко на запад, на автохтонные фации шельфа и континентального склона раннепалеозойского возраста. другие располагаются в Сакмарской структурно-фациальной зоне (Медногорский, Катралинский) или в пределах Тагил-Магнитогорского прогиба (Айдырлинский, Алапаевский, Первомайский и Баженовский).

Пересмотр истории тектонического развития Урала с мобилистских позиций, начатый А.В. Пейве [175] и продолженный многочисленными работами [76—78, 176, 177, 182, 213], привел к трем важнейшим для понимания тектонического положения ультрабазитов заключениям.

1. На Урале из огромного количества габбро-ультраосновных и ультраосновных массивов, разнообразных по происхождению, были выделены существенно гарцбургитовые и перцолитовые массивы, входящие в состав офиолитовой ассоциации.

2. Прямое сопоставление разрезов офиолитов складчатых областей и аналогичных ассоциаций пород в современных океанических структурах позволило рассматривать ультрабазиты офиолитов как фрагменты верхнемантийных пород, подстилающих кору океанического типа в палеоструктурах ("меланократовый фундамент" по [145]).

3. Показано, что появление этих пород на поверхности в палеоструктурах обусловлено тектоническим скупиванием коры океанического типа и надвиганием ее на континентальный край. В ходе тектонической эволюции палеоокеанических структур формирование тектонических покровов происходит в несколько этапов.

С этих позиций тектоническое положение габбро-ультрабазитовых массивов Урала было освещено А.С. Перфильевым, который рассматривал их как фрагменты меланократового основания эвгеосинклинальных серий. При этом первый пункт заключений не был соблюден: к комплексам меланократового основания были отнесены как альпинотипные ультрабазиты и связанные с ними габброиды, серпентинизированные меланжи различного типа, так и дунит-пироксенит-габбровые массивы Платиноносного пояса [181]. Такое обобщение типичных офиолитовых комплексов и комплексов Платиноносного пояса, представленных как фундамент, на котором накапливались вулканогенно-осадочные формации эвгеосинклинальной зоны, вновь усложнило расшифровку тектонического положения собственно офиолитовых массивов габбро-ультрабазитов.

Положение офиолитовых комплексов нашло отражение на Тектонической карте Урала [250] и вышедшей вслед за ней карте "Офиолитовый пояс Урала" [425], которая была составлена А.Л. Книппером на основе Тектонической карты Урала при разработке Международного атласа офиолитов. На этой карте были выделены разновозрастные офиолиты: доордовикские, ордовикско-раннесилурийские, позднеордовикско-силурийские и позднесилурийско-раннедевонские, а также офиолитовый меланж, в который были включены фрагменты офиолитовых разрезов — от позднесилурийского до раннекаменноугольного возраста. Крупнейшие ультрабазитовые массивы Урала Войкаро-Сынынский, Рай-Из, Сыум-Кеу, Кракнинские, Халиловский, Хабарнинский, Кемпирсайский, а также Салатимская группа массивов, Верхнеуфалейский, Нейвинский и Восточно-Тагильский (?) были отнесены к доордовикской офиолитовой ассоциации; массивы Платиноносного пояса, согласно схеме А.С. Перфильева, включены в ордовикско-раннесилурийскую офиолитовую ассоциацию. Согласно определению понятия "офиолиты", принятому на Пенроузской конференции, раскрытому и дополненному в многочисленных трудах проекта "Офиолиты", наиболее древние члены разреза офиолитовой ассоциации представлены мантийными перидотитами (гарцбургитами, перцолитами с деформационными структурами); эта часть разреза наращивается дунит-верлит-пироксенитовой и далее габбровой серией пород. Хорошо известно, что в массивах Платиноносного пояса деформированные гарцбургитовые и перцолитовые массы

отсутствуют, и автономные, нередко концентрически зональные структуры дунит-пироксенит-габбровых массивов не оставляют сомнений в том, что эти тела не относятся к офиолитовому типу ассоциаций.

Рассматривая офиолитовые комплексы габбро-ультраосновных пород на Урале, необходимо отметить, что в работах уральских геологов не проводилось разделение альпинотипных массивов на офиолитовый тип и тип массивов "корневых зон" [330]. Дунит-гарибургитовые и лециолитовые массивы выделил еще Г.А. Соколов [246], и этого разделения придерживались многие геологи. Сложность же тектонического строения региона при недостаточной изученности обуславливала ненадежность палеотектонических реконструкций, которые могли позволить подобную структурную классификацию.

На основе перечисленных региональных тектонических и петрологических исследований, а также детальных работ многих геологов на конкретных объектах [17, 41, 73, 95, 111, 136, 138; 139, 166, 171, 187, 208, 216—220, 223, 231, 232, 237] стало возможным выделить ультрабазитовые и габбро-ультрабазитовые массивы офиолитовой ассоциации и охарактеризовать в общих чертах их тектоническое положение.

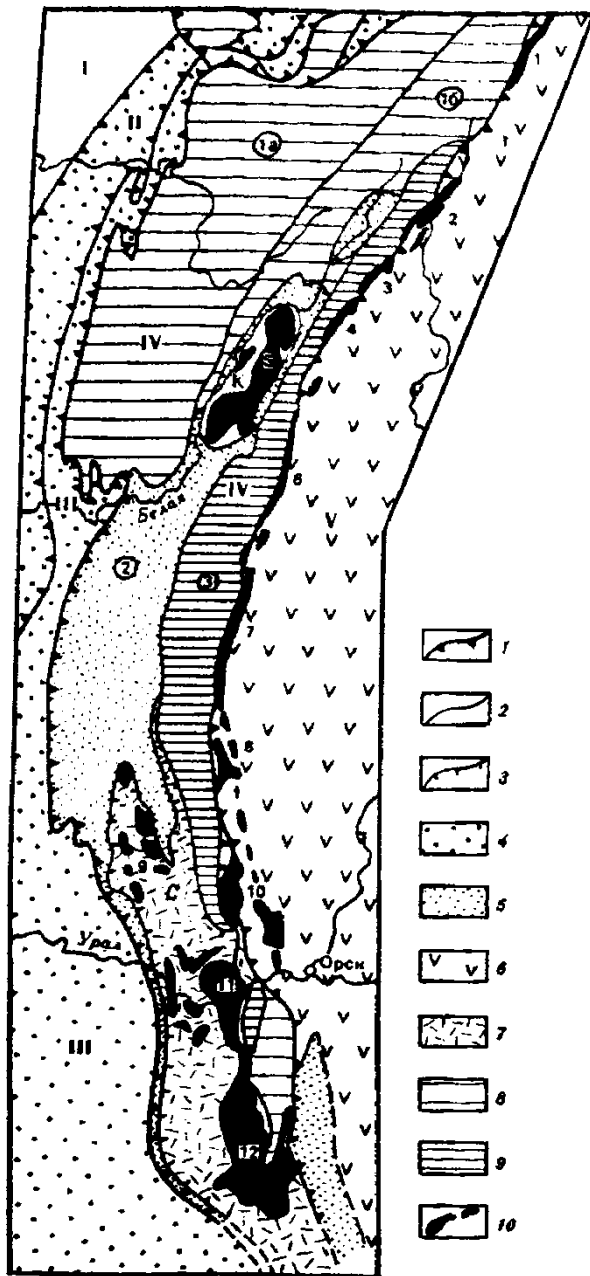
В современной структуре Урала, сформированной в герцинское время и усложненной мезозойско-кайнозойскими движениями, габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитовой ассоциации занимают различное положение, объединяясь в ряд групп, которые располагаются вдоль простиранья уральских структур (рис. 1).

1. Массивы, входящие в состав краевых аллохтонов, шарьированных из эвгеосинклинальной области на толщи, накопленные в глубоководных прогибах и впадинах миогеосинклинальной области: Кракинские массивы в Зилаирском синклинории [82, 87, 213, 232]; Катралинский, Шайтантауский, Медногорский, а также Кокпектинский массивы, расположенные во фронтальной части Сакмарской покровно-складчатой структуры, и Хабаровинский, Кемпирсайский, Даульский — в ее тыловой части [1, 111, 176, 213, 232]; Сыум-Кей, Рай-Из и частично Войкаро-Сынынский на Полярном Урале [43, 178, 181, 218, 221]. Особенностью положения Войкаро-Сынынского массива является то, что северная часть гигантского покрова, в состав которого он входит, значительно перекрывает миогеосинклинальные толщи Лемвинской зоны, тогда как южная часть покрова надвинута на докембрийские породы Центрально-Уральского поднятия.

К группе краевых аллохтонов относятся, таким образом, крупнейшие на Урале массивы ультраосновных пород с полными, слабо нарушенными разрезами, которые наращиваются верлитами, пироксенитами, габброидами. По составу среди них выделяются существенно гарибургитовые и лециолитовые тела. Объем пород дунит-верлит-пироксенитовой и габбровой серий значительно варьирует в разных массивах.

2. Массивы, представляющие собой реликты "корневых зон" аллохтонов, располагаются на сочленении Уралтауского и Башкирского мегаантиклинорий с западным крылом Магнитогорского мегасинклинория. Они образуют круто-залегающие маломощные линзы и тектонические клинья, а также пластины, прослеживающиеся по простиранью на десятки километров при мощности десятки — первые сотни метров (см. рис. 1). Направление падения, как правило, восточное. Примером их являются линейные группы тел: Ишкинско-Байгусаровская, Сакмаро-Вознесенская, Абзакровский, Миндякский, Учалинский и Нуралинский массивы. Все они сопровождаются серпентинитовым меланжем с включениями перидотитов, габброидов и вулканогенно-осадочных пород ранне-среднепалеозойского возраста. По существу, отдельные крупные массивы с сохранившейся последовательностью разреза (Нуралинский) представляют собой мегаблоки в гигантской полосе меланжа [232]. Зона сочленения Уралтауского мегаантиклинория и Магнитогорского мегасинклинория имеет сложное строение:

Рис. 1. Структурная схема западной части Южного Урала (по данным [87, 110, 232])



1, 2 — структуры и их границы: I — первого порядка (1) — Восточно-Европейская платформа, II — Предуральский краевой прогиб, III — Западно-Уральская зона — внешняя зона складчатости, IV — Центрально-Уральское поднятие, V — Магнитогорский прогиб), 2 — второго порядка (цифры в кружках: 1 — Башкирский антиклинорий с западной (1а) и восточной (1б) структурно-формационными подзонами, 2 — Зилаирский синеклинорий, 3 — Уралтауский антиклинорий); 3 — аллохтоны (К — Кракинский, С — Сакмарский); 4,5 — неозавхтонные комплексы: 4 — преимущественно флишевые, 5 — преимущественно граувакковые; 6—8 — ранне-среднепалеозойские отложения тектонических зон: 6 — Вознесенско-Халиловской, 7 — Сакмарской, 8 — Эбетиной; 9 — выступы доордовикского фундамента; 10 — массивы ультраосновных пород (1 — Нуралинский, 2 — Новобайрамгуловский, 3 — Миндякский, 4 — Абзакский, 5 — Кракинские, 6 — Верхнесакмарские, 7 — Сакмарские, 8 — Байгускаровский, 9 — Медногорские, 10 — Халиловский, 11 — Хабарнинский, 12 — Кемпирсайский)

на отдельных участках, особенно в районе южного замыкания мегаантиклинория, прослеживаются субпараллельные или сходящиеся, круто падающие к востоку разломы, насыщенные линзами серпентинитов. Между ними на нижнепалеозойских отложениях эвгеосинклинальной зоны полого залегают деформированные тектонические пластины перидотитов. Подобное положение, в частности, имеет Халиловский дунит-гарцбургитовый массив [165, 284].

Состав пород в массивах этой группы аналогичен составу пород в краевых аллохтонах: здесь присутствуют лерцолиты, гарцбургиты, дуниты, пироксениты и габброиды. Некоторые массивы "корневых зон" аллохтонов — Нурали, Миндяк — обладают удивительным сходством разреза и состава пород с Кракинским аллохтоном, наиболее продвинутом к западу. Это обстоятельство подтверж-

дает принятую точку зрения на тектоническое положение массивов (их геологическое строение рассматривается в следующей главе).

3. Крупная группа ультраосновных и габбро-ультраосновных массивов офиолитовой ассоциации располагается вдоль восточной части Тагило-Магнитогорского мегасинеклинория. По отношению к выделяемым структурным элементам положение этих массивов было охарактеризовано во многих работах, наиболее ранние из которых связаны с поисками и разведкой асбестовых месторождений [3, 41, 73, 89, 120, 165, 181, 248, 249, 257].

В пределах Магнитогорского прогиба ультрабазиты не обнажаются даже вдоль крупных региональных разломов. Они приурочены к зоне сочленения Тагило-Магнитогорского прогиба с Восточно-Уральским поднятием, обнажаются в

сложнодислоцированных, гранитизированных структурах Восточно-Уральского поднятия, располагаются вдоль сочленения восточного борта этого поднятия с одноименным прогибом и в разломных зонах на сочленении этого прогиба с Зауральским поднятием. Соответственно простирацию герцинских структур выходы ультрабазитов и связанных с ними габброидов группируются в пояса, кулисообразные цепочки тел, линейное простираие которых выражено менее отчетливо, нежели в зоне, протягивающейся вдоль Центрально-Уральского поднятия. Особенно сложное строение имеет группа массивов Восточно-Уральского поднятия. Общей региональной закономерностью является широкое развитие крутопадающих зон серпентинитового меланжа, с которыми сочетаются фрагменты пологих тектонических покровов серпентинизированных перидотитов вдоль бортов Восточно-Уральского поднятия и относительно широкое распространение сравнительно крупных деформированных тектонических пластин ультрабазитов в области развития гранито-гнейсовых куполов [181].

Вдоль западной границы Восточно-Уральского поднятия с севера на юг располагаются: Серовско-Маукский (Невьянский) пояс с крупным Восточно-Тагильским массивом и далее Увельские, Куликовские, Браиловские, в южной части Атырлинский и Бриентский массивы. Тектонические контакты и линзовидное, будинированное строение мелких тел серпентинитов этого района хорошо известны. Самый крупный, Восточно-Тагильский массив описывался в ранних работах как межпластовая интрузивная залежь с тектоническими контактами, приуроченная к верхнесилурийским—нижнедевонским отложениям [4], (Андрющенко, 1932 г.). Отмечалась также и деформация этой залежи с образованием сложной складки с пологими падениями крыльев к западу и востоку. Петрографическое описание пород, указывающее на их принадлежность офиолитовому комплексу, — гарцбургитов, дунитов, сменяющихся во внешней зоне пироксенитами; габбро, затем роговообманковыми габбро и диабазами — с исчерпывающей полнотой выполнено П. М. Татариновым [248].

В области развития гранито-гнейсовых куполов Восточно-Уральского поднятия тектонический характер налегания серпентинитов на гнейсы и кристаллические сланцы, амфиболиты, обнаженные в ядрах структур, описан А. С. Перфильевым [181] для Сысертско-Ильменогорского района. А. С. Перфильев отмечает серпентинитовые покровы, смятые в складки совместно с вулканогенно-осадочными породами, которые тектонически надвинуты на метаморфические толщи куполов. Иной тип залегания ультраосновных пород в виде мелких будин серпентинитов с зональными антофилит-вермикулитовыми метаморфическими оболочками среди гнейсов и амфиболитов описан в [257] в Восточно-Мугоджарской зоне гранитизации.

Прекрасно изучен при разведке асбестовых месторождений Кiemбайский апогарцбургитовый (дунит-гарцбургитовый) массив, прорванный гранитоидами [120, 165]. Судя по приведенным описаниям скважин и выработок, в которых серпентиниты чередуются с углисто-глинистыми, кремнисто-глинистыми сланцами, туффитами и диабазовыми порфиритами среднепалеозойского возраста, в контакте массива (в его подошве) залегает меланжевая толща, хотя авторы и называют контакт интрузивным. Массив, представлявший единое тело, разорван гранитным куполом на две пологозалегающие (субгоризонтальные) пластины. Подобная форма тел в апикальной части купольных структур очень характерна. По их периферии нередко располагаются крутопадающие линейные зоны серпентинитовых меланжей или отдельных серпентинитовых линз, "обтекающих" купола — район Подольского, Джетыгаринско-Аккагаринского, Айдырлинского массивов. Такие структуры могли возникнуть при формировании гранитных куполов в уже тектонически расслоенных толщах, где ультрабазиты находились в аллохтонном залегании среди дислоцированных вулканогенно-осадочных образований: ультраосновные породы, как наиболее пластичные,

"отжимались" к крутым контактам куполов и, "растекаясь" по их апикальной части, образовали пологие пластины.

Вдоль зоны сочленения Восточно-Уральского поднятия с одноименным прогибом с севера на юг на Среднем Урале протягиваются Алапаевский, Режевский, Баженовский. Ключевской массивы, а на Южном — Успенский, Татищевский, Верблюжегорский, и далее — почти непрерывная цепь выходов ультрабазитов с такими крупными массивами, как Мадыбайский, Шевченковский, Аккаргинский, Джетыгаринский, Бурыктальский и др. М.А. Камалетдинов с соавторами характеризуют многие из этих массивов как аллохтоны незначительной мощности: 2—3 км в Алапаевском массиве (по данным О.В. Белавина, И.Ф. Таврина), менее 900 м в Джетыгаринском и 350—400 м в Айдырлинском [89]. Эти пластообразные тела с тектоническими контактами деформированы совместно с вмещающими силурийско-девонскими вулканогенно-осадочными отложениями и ранее описывались как межпластовые интрузии [739 и др.]. Ультраосновные тела залегают в основном с наклоном к востоку, но именно в этой зоне появляются западные падения тектонических контактов ультрабазитов, надвигов, к которым они приурочены, а также опрокидывание складок к востоку, свидетельствующие о движениях масс в восточном направлении [181]. Сравнительно пологое (под углом 40—50°) западное падение тектонического контакта (до глубины 1100 м) описано для Баженовского массива, где отмечены мелкие протрузии серпентинитов в верхнетурнейские отложения, с западным падением залегают тела Аккаргинского массива.

Два "горизонта" серпентинитового меланжа с фрагментами офиолитового разреза протяженностью более 100 км в Алапаевско-Теченской зоне описывает Е.А. Белгородский [7]. Первый "горизонт" представлен серпентинитами с глыбами кремней, габброидов и диабазов, залегающими на терригенных ордовикских осадках в основании разреза недифференцированных базальтов раннесилурийского возраста. Ко второму "горизонту" приурочен Косаргинский массив апогарибургиновых серпентинитов, пироксениты, небольшие тела беербахатового габбро, сменяющиеся вверх по разрезу диабазами и далее подушечными лавами ранне-среднедевонского возраста.

Таким образом, в восточных структурах Урала, так же как в Западно-Уральской зоне складчатости и Центрально-Уральском поднятии, габбро-ультраосновные тела находятся в тектоническом залегании. Формы залегания разнообразны: от крутопадающих линз до пологих тектонических пластин. Однако особенности группового расположения тел по отношению к крупным структурам (гранито-гнейсовым куполам, складкам в палеозойских толщах) и их морфология позволяют предполагать, что в настоящее время мы наблюдаем фрагменты сильно деформированных, разбитых крутыми разломами покровов ультрабазитовых и габбро-ультрабазитовых разрезов (Аккаргинско-Джетыгаринско-Бурыктальского, Аниховско-Киёмбайского, например).

Появление габбро-ультрабазитов офиолитовой ассоциации в уральских структурах происходило в ходе тектонической эволюции коры океанического типа на обширной территории [177, 181, 213 и др.]. В течение раннего и среднего палеозоя выделяется ряд эпох с интенсивными перемещениями масс и формированием комплексов пород, отвечающих разным стадиям эволюции океанической коры. Общие закономерности этого процесса, связь его с глобальными тектоническими событиями и время конкретных тектономагматических эпох отражены на Тектонической карте Северной Евразии [251]. В этой работе показано, что начиная с позднего протерозоя—венда происходило неуклонное "наращивание" коры Восточно-Европейской и Сибирской платформ, ведущее к сужению области с корой океанического типа, которая располагалась между платформами.

На фоне этого процесса рубеж кембрия—ордовика ознаменовался крупными расколами в консолидированном краю континентальной окраины и последо-

вавшим формированием новой коры океанического типа. Линейные структуры раннепалеозойского океана Урала возникали в результате рифтогенеза, охватившего области не только в разной степени консолидированной коры, но, вероятно, и более древней коры океанического типа [251, с. 104]. Ультраосновные породы и габбро, славившие фундамент допалеозойской океанической коры при таком ходе событий, очевидно, могут быть представлены на Урале также породами, испытавшими метаморфические преобразования при формировании континентальной коры в байкальскую фазу складчатости (амфиболитовой, гранулитовой и эклогитовой фаций метаморфизма). Примером их, возможно, являются метаморфизованные ультрабазиты и базиты максютовского комплекса (средний рифей) Уралтауского антиклинория [125, 126], которые рассматриваются как фрагменты древних офиолитов [59]. Эта схема тектонического развития региона допускает существование разновозрастных габбро-ультрабазитовых комплексов, ассоциирующих с кремнисто-вулканогенными разрезами палеозойского возраста ($O-S_1$ и S_2-D_2), генетически связанных с формированием раннепалеозойской коры океанического типа и более древних, рифейских (?). Возможным примером более древних, но относительно поздно выведенных в кору комплексов является Войкаро-Сынынский массив, а собственно палеозойских — Кракинские массивы (сравнение их в этом плане проводится в следующей главе).

Накопление вулканогенно-осадочных комплексов океанической стадии развития — диабазов, спилитов с подушечной отдельностью, кремнисто-глинистых сланцев, яшм и др. — происходило на Урале с раннего ордовика по средний девон включительно. Возраст этих комплексов в западной части палеоокеанической структуры (эвгеосинклинали) датируется как $O-S_1$; восточнее, к осевой части и далее, аналогичные комплексы имеют возраст S_2-D_2 ; в южной части Магнитогорского прогиба, в Зауралье, вновь появляются толщи спилитов и кремнисто-глинистых сланцев ордовикско-раннесилурийского возраста [181, 251]. Соответственно рост островодужных поднятий, возраст покровных перемещений офиолитовых комплексов и выведение ультрабазитов на поверхность размыва в западных структурах Урала относятся к более раннему времени. Так, покровные перемещения, в которые были вовлечены и крупнейшие ультраосновные массивы Южного Урала — Кемпирсайский и Хабаровинский — происходили на рубеже силура и девона в восточном направлении [1, 232]. Существование ранне-девонских шарьяжей в Сакмарской зоне убедительно показано С.В. Руженцевым [213].

На Полярном Урале ранний этап перемещения габбро-ультрабазитов Войкаро-Сынынского массива относится к началу силурийского времени и связывается с ростом островодужного поднятия [221, 223]; направление движения было западным.

Ранние продукты размыва ультрабазитов наиболее достоверно установлены для района Серовско-Мауского пояса, где обломки серпентинитов и хромшпинелидов обнаружены в песчаниках основания турьинской свиты (S_2-D_1) (Самыгин, 1984 г.). На Полярном Урале галька пироксенитов, габбро, амфиболитов присутствует в эйфельских (D_2ef) конгломератах [29, 132]. Сведения о хромшпинелидах в песчаниках нижнего ордовика [213], очевидно, не являются однозначным свидетельством размыва ультрабазитов, появившихся в ходе эволюции палеозойской коры океанического типа, так как в обоих случаях песчаники представляют собой продукты размыва докембрийских пород, входящих в состав фундамента Восточно-Европейской платформы, где, как известно, присутствуют стратиформные тела перидотитов.

Следующий этап интенсивного перемещения офиолитовых комплексов к западу происходил вдоль всей западной области палео-Урала: на Южном Урале регионально шарьирование масс относится к зилаирской эпохе D_2fm-S_1 и сопровождается образованием олистостромов [87, 181, 232]; на Полярном — к средне-девонскому — каменноугольному времени [223]. Продукты разрушения ультраба-

зитов — серпентиниты и обломки хромшпинелидов — насыщают осадочные породы зилайрской свиты и нижнепермские песчаники кечельской свиты. В восточной части Тагило-Магнитогорского прогиба также устанавливается несколько крупных этапов шарьирования [181]. Относительно ранние шарьяжи — среднедевонские — "запечатывались" позднедевонскими гранитными интрузиями; в поздних покровах серпентиниты тектонически подстилают каменноугольные толщи.

Герцинский орогенез на Урале (С₁—Т) сопровождается формированием крупных шарьяжей и последующим перемещением офиолитовых комплексов. Чрезвычайно широкое развитие этих комплексов в герцинской структуре Урала позволяет с достаточной долей вероятности установить, что среди выведенных на поверхность мантийных масс явно преобладают гарибургитовые и дунит-гарибургитовые серни, "истощенные" базальтоидными компонентами, тогда как существенно лерцолитовые, менее "истощенные" серии распространены значительно меньше и занимают обособленное положение.

ГЛАВА ВТОРАЯ

ДВА ТИПА ГАББРО-УЛЬТРАБАЗИТОВЫХ РАЗРЕЗОВ В ОФИОЛИТАХ УРАЛА

С начала XX в. уральские существенно перидотитовые, дунит-перидотитовые массивы, сопровождаемые в подчиненном количестве габброидами, рассматривались как самостоятельная формация, резко отличная от габбро-дунит-пироксенитовой (платиноносной) формации Ф.Ю. Левинсон-Лессинга [123]. На разных этапах исследования уральских ультрабазитов название формации, объединяющей перидотитовые массивы, менялось: габбро-перидотитовая, гипербазитовая, дунит-гарибургитовая, альпинотипная [68, 118, 119, 130, 238, 274—276]; против термина "габбро-перидотитовая формация" последовательно выступал Ю.А. Кузнецов, поскольку это название использовалось в ряде случаев и для массивов габбро-дунит-пироксенитового состава. Ранние представления о генезисе пород "гипербазитовой" формации связывались с кристаллизацией ультраосновной магмы, рожденной в пределах симатической оболочки при заложении глубинных разломов; габброиды относились к поздним магматическим дифференциатам или рассматривались как гетерогенные образования, в том числе и метаморфические (метасоматические) [160, 189 и др.]. Среди перидотитовых массивов выделялись существенно гарибургитовые (дунит-гарибургитовые) и лерцолитовые их типы [70, 170, 238, 246 и др.]. Примерами первых являются Хабарнинский, Халиловский, Алапасьевский, Рай-Из, Войкаро-Сыньинский; лерцолитовый тип наиболее полно представлен Кракинскими массивами. Выделялись также массивы смешанного дунит-гарибургит-лерцолитового типа и отмечалось присутствие верлитов, пироксенитов и габбро в разном, но всегда подчиненном объеме. Подобное разделение массивов основывалось лишь на преобладании той или иной петрографической разновидности пород и связывалось не с условиями их образования, а, как правило, со степенью эродированности стратифицированных интрузивных разрезов с дунитами в их основании и лерцолитами в верхних горизонтах либо с исходным составом ультраосновной магмы. Вопросы генетической связи различных типов массивов "гипербазитовой" формации с тектоническими условиями их образования практически не рассматривались, но постоянно отмечалась ассоциация ультрабазитов с диабазами, спилитами, кремнистыми сланцами. В тех работах, где развивались представления о миграции ультраосновного магматизма в уральских структурах с запада на восток в течение палеозоя [205,

234, 240] или многофазном их внедрении в определенные тектонические структуры [196], гарцбургитовые и лерцолитовые массивы были объединены в единую формацию. Такое объединение подкреплялось работами Н.Д. Соболева [240]. В основу выделения крупных групп ультраосновных пород был положен петрохимический критерий, в результате чего породы лерцолитовых и гарцбургитовых массивов Урала были объединены под названием "ультрамагбазиты".

Позднее мобилистская трактовка тектонического строения Урала и выделение фрагментов палеоокеанических структур показали принадлежность совершенно определенных габбро-ультрабазитовых комплексов Урала к офиолитовой ассоциации [77, 87, 175, 176, 181, 213, 221, 232, 250 и др.]. Перидотиты, ассоциирующие с ними породы полосчатой серии и габбронды в этих работах трактовались как фрагменты меланократового фундамента океанической коры (по М.С. Маркову [145]). В этом меланократовом фундаменте перидотиты, представляющие собой мантийные образования, отождествлялись, таким образом, с верхнемантийным материалом океанических областей. Одновременно с этими работами был поставлен вопрос о генетическом смысле разделения лерцолитовых и гарцбургитовых масс [330, 411] и, казалось, была создана цельная, стройная картина генетической классификации мантийных (альпинотипных) перидотитов: лерцолиты рассматривались как фрагменты неистощенной базальтоидным материалом мантии, подстилающей континентальную кору, гарцбургиты — как истощенный материал верхней мантии в океанических центрах спрединга. Однако первые результаты исследований в океане нарушили стройность этой концепции; в срединно-океанических хребтах и трансформных разломах были драгированы преимущественно лерцолиты [47, 188, 302, 396].

Новые материалы, полученные в последнее время при изучении коренных пород океанического дна, и структурно-вещественные исследования двух типов габбро-перидотитовых разрезов в Уральском складчатом поясе позволяют восстановить фрагменты тектонической истории дифференциации мантийного вещества и связать с определенной тектонической обстановкой (режимом) появление в коре либо существенно гарцбургитовых, либо лерцолитовых масс.

Как пример гарцбургитового типа рассмотрен Войкаро-Сыньинский массив на Полярном Урале, лерцолитового — массивы Средний Крака и Нурали на Южном Урале.

МАССИВ СРЕДНИЙ КРАКА

Крупнейшие на Южном Урале выходы ультрабазитов располагаются к югу от г. Белорецка, в 65 км западнее г. Магнитогорска, на западном склоне главного водораздела Урала. Массив Средний Крака является одним из четырех ультраосновных тел, слагающих горные хребты на левом берегу р. Белой (рис. 2). Общая площадь выходов ультрабазитов составляет здесь около 1200 км², из них около 180 км² приходится на массив Средний Крака.

Обзор исследований и тектоническое положение Кракинских массивов

Геология Кракинских гор изучалась практически непрерывно с начала 30-х годов XX в. Сложность тектонического строения района и принципиально различающиеся трактовки генезиса ультрабазитов породили многообразие точек зрения на геологическую историю его развития. Долгое время господствовало представление об интрузивном внедрении пород *in situ*. Согласно одному из мнений, они внедрялись в зилаирскую серию пород в турнейское (послетурнейское) время [24, 101, 104, 129, 245]. С.С. Горохов, Г.Б. Рудник и В.С. Шарфман считали, что формирование ультраосновных пород было многофазным и охватывало силу-

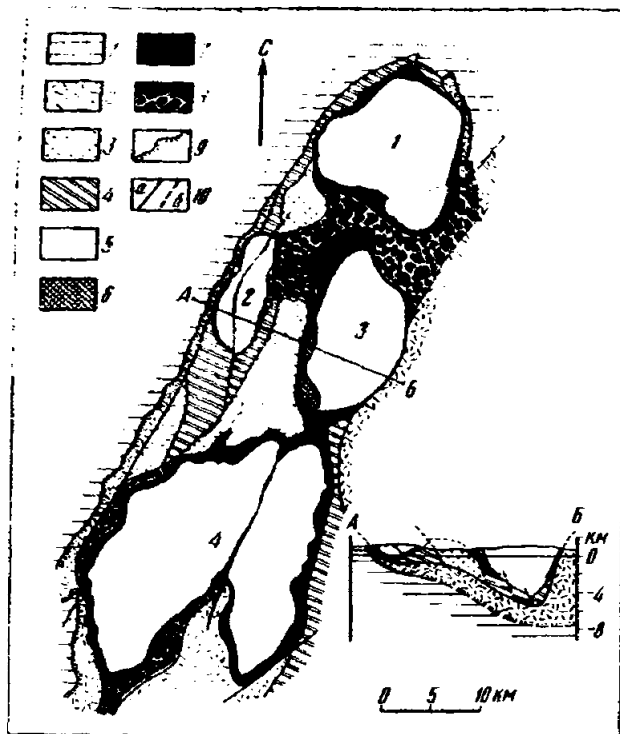


Рис. 2. Тектоническая схема Крайних массивов (составлена с использованием материалов Л.В. Клочихина, В.В. Радченко, 1968 г. и данных [82])

1, 2 — автохтон; 1 — нижне-средне-палеозойские отложения, объединенные; 2 — элиаирская серия; 3—4 — аллохтон, нижний покров; 3 — силурийские отложения; 4 — ордовикские отложения; 5—8 — верхний покров; 5 — перидотиты, 6 — верлиты, пироксениты, габбро, 7 — серпентиниты, 8 — меланж; 9 — границы стратиграфического несогласия; 10 — разрывные нарушения; 11 — наблюдаемые, 12 — предполагаемые

Цифры на схеме указывают массивы: 1 — Северный Крак, 2 — Узянский Крак, 3 — Средний Крак, 4 — Южный Крак

рийско-раннекаменноугольный отрезок времени [40]. Позже Г.Л.Кашинцев, И.Е. Кузнецов, М.Г. Патхан и Г.Б. Рудник предполагали позднесилурийский—раннедевонский возраст ультрабазитов массива Южный Крак [94]. По другим представлениям, ультраосновные породы досилурийского возраста выведены в ядре крупной антиклинали [168, 169, 233, 285 и др.].

С.В. Москалева рассматрива-

ла ультраосновные массивы как тектонические блоки верхней мантии, выведенные в кору в процессе рифтогенеза [162].

Строение ультрабазитовых массивов и состав их пород рассмотрены многими геологами в 30—40-е годы: В.П. Логиновым, Р.Э. Квятковским, И.С. Бурдюговым, Д.Г. Ожигановым, Н.П. Споровым, П.Г. Фарафонтьевым, К.П. Ляшенко; в 60—70-е годы: В.В. Радченко, А.Б. Клочихин, Е.А. Шумихин, О.П. Горяиновой и др. Наиболее подробно освещено строение массива Южный Крак в работах [94, 105, 170, 173, 246]. Именно здесь для уральских ультраосновных массивов Г.А. Соколов предложил модель строения с вертикальной зональностью в распределении петрографических фаций: гипсометрически нижняя зона массива сложена породами дунит-гарцбургитового комплекса, выше она сменяется гарцбургитами, а самые высокие гипсометрические отметки сложены перидотитами [246]. Поскольку автор предполагал интрузивное внедрение ультрабазитов в верхнедевонские—турнейские отложения и форму массива трактовал как пологий лакколит, гипсометрическая зональность интерпретировалась как первичная магматическая расслоенность при кристаллизации в камере, тем более, что между всеми породами наблюдались постепенные переходы. Г.А. Соколов совместно с В.П. Логиновым и Н.В. Павловым впервые провел площадное картирование плоско-параллельных текстур в перидотитах, в результате чего было выявлено несогласное положение полосчатости с контурами массива и с залеганием условных поверхностей, разделяющих петрографические фации. Существование подобной дискордантности объяснялось формированием полосчатости "вследствие кристаллизации гомогенной магмы при действии ориентированного давления" [246, с. 42].

Последующие работы на массиве существенно не дополнили геологических наблюдений и не изменили модель его строения, предложенную Г.А. Соколовым. Отмеченные закономерности в строении массива Г.Л. Кашинцев и соавторы

объясняли дифференциацией "ультраосновного расплава, представляющего эмульсию кристаллов оливина в остаточном расплаве базальтоидного состава" [94, с. 66].

Ранние интерпретации генезиса пород и их структур, высказанные Г.А. Соколовым, представляются более последовательными и логичными — образование основных структурных элементов ультрабазитов в стрессовых условиях для этого массива очевидно. Кристаллизацию пород при стрессе предполагал также М.Т. Патхан на основе петроструктурного анализа пород массива Южный Крак [173]. Образование оливина в этих условиях из расплава обосновывалось тем, что во вмещающих породах перекристаллизация отсутствует и, следовательно, в ультрабазитах, формировавшихся, по мнению автора, *in situ*, не могла осуществляться переориентировка оптических структур в твердом (твердо-пластичном) состоянии. В перечисленных работах прекрасно видна зависимость трактовки петрографических наблюдений (зональность, закономерность оптической ориентировки минералов и т.д.) от принятой точки зрения на структурное положение массива во вмещающих породах.

Мнение по поводу залегания массива *in situ* поддерживалось сведениями о "горячих интрузивных" контактах ультрабазитов с вмещающими породами [105, 129]. Эти авторы приводят следующие доказательства интрузивного внедрения ультрабазитов: 1) неровная зубчато-фестончатая поверхность контакта с апофизами ультрабазитов во вмещающие породы зилаирской свиты; 2) наличие ксенолитов палеозойских пород в серпентинизированных перидотитах; 3) существование экзоконтактовых ореолов на границе с вмещающими породами зилаирской свиты и метаморфических оболочек вокруг ксенолитов; мощность зон контактовых изменений, по данным разных авторов, составляет от 1—2 до 3—5 м.

Другие исследователи интерпретируют приведенные наблюдения совершенно иначе [82, 83, 87]. Иная трактовка нужна также для объяснения новых данных, полученных совместно с Е.А. Денисовой при полевых работах: 1) зубчатая неровная поверхность подошвенного контакта серпентинитов неизбежно возникает при пологом залегании дислоцированного покрова; нередко при плохой обнаженности за зубчатую границу принимались чередующиеся породы в меланже или даже в олистостроме; 2) "ксенолиты" в серпентинитах различных конкретных обнажений представляют собой тектонические блоки в серпентинитовом меланже; останцы тектонической пластины, перекрывающей серпентиниты и сложной вулканогенно-осадочными породами раннепалеозойского возраста; реликты деформированных метаморфизованных диабазовых даек в серпентинитах; 3) "экзоконтактовые ореолы" и "метаморфизованные ксенолиты" представляют собой: диафторированные милониты в подошве надвига; зоны биметасоматических изменений в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фации метаморфизма на границе существенно магнезиальных (ультрабазиты) и кальциево-глиноземистых (основные вулканиты, граувакки) пород; зональные родингиты амфибол (широксен)-эпидот-гроссулярового состава, в различной степени диафторированные. В геологической литературе существует немало примеров тому, как родингиты принимались за контактово-измененные породы при внедрении ультраосновной магмы и наиболее яркий из них — описания активных контактов гарцбургитов массива Ред Хиллс в Новой Зеландии, приводимые Чэллис [326], на которые ссылались многие исследователи. Позднее работами Р. Варна и Дж. Синтона было показано тектоническое залегание этих гарцбургитов.

В последние годы развернулась дискуссия по поводу становления ультрабазитовых массивов в структуре региона: представляют ли они интрузию магмы в породы силурийско-девонского возраста или являются аллохтоном, перемещенным с востока? Поскольку в аллохтонном залегании могут находиться и магматические тела, вопрос о первичном происхождении ультрабазитов в этом обсуждении не имеет значения; решающим аргументом является та или иная оценка

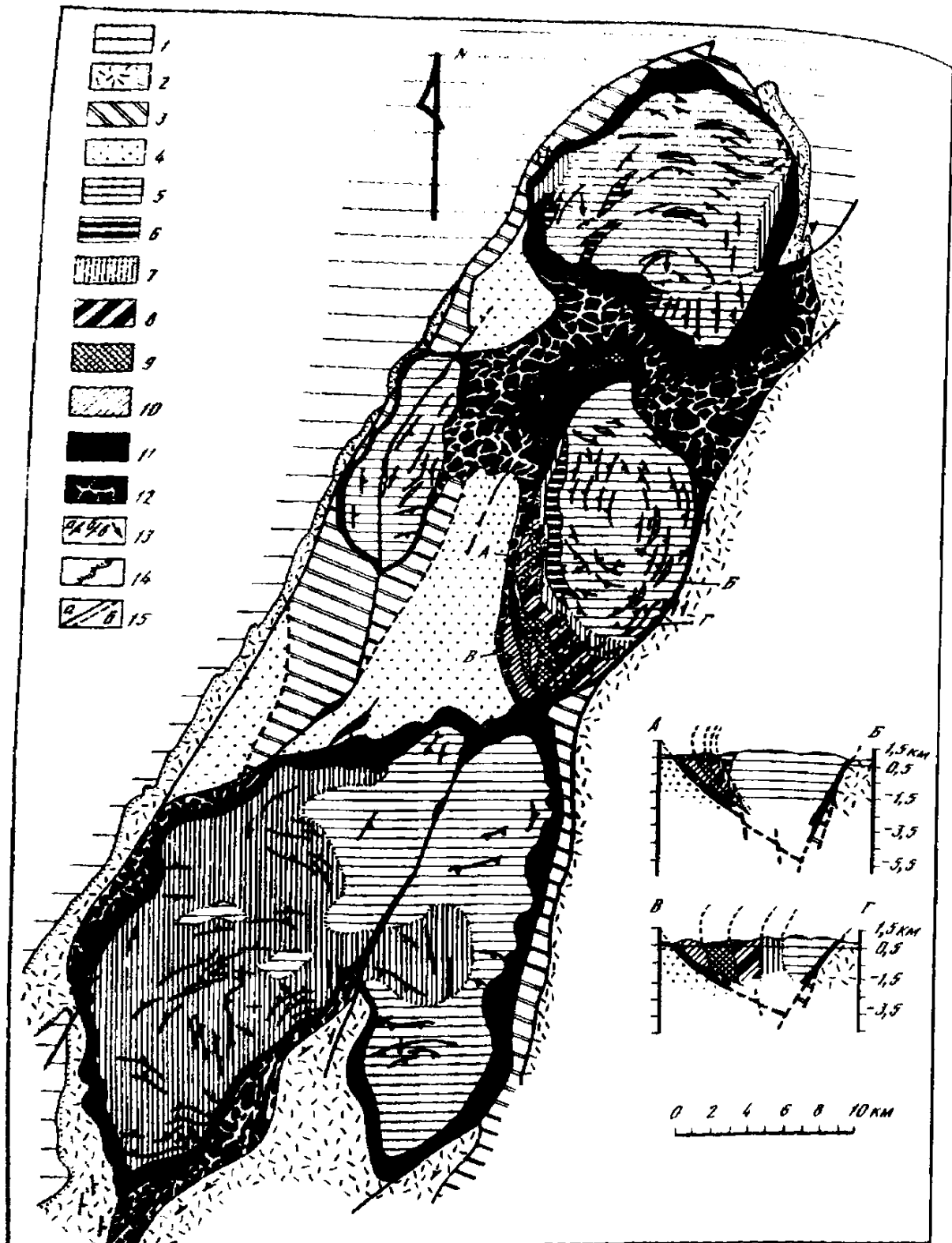


Рис. 3. Геологическая схема Крайних массивов (составлена с использованием материалов [82, 246] и автора)

1, 2 — автохтон: 1 — шельфовые фации (нижне-среднепалеозойские известняки, доломиты, глинистые сланцы), 2 — зилаирская серия (граувакковые песчаники, алевролиты, аргиллиты); 3–13 — аллохтон: 3 — силурийские отложения (глинисто-кремнистые сланцы с граптолитами, пироксен-плагноклазовые, плагноклазовые порфиры, их туфы и туфобрекчии), 4 — ордовикские отложения (кварцевые песчаники, аргиллиты, алевролиты)

геологической структуры района и истории его развития, расшифровка соотношений внутренней структуры ультрабазитов со структурами вмещающих пород.

Установлено, что ультрабазиты и ассоциирующие с ними вулканогенно-осадочные породы раннепалеозойского возраста слагают останец шарьяжа, залегающего на осадках зилаирской серии (D_2fm-C_1t) [82, 83, 87, 232]. Чрезвычайно широкое развитие меланжевых зон вдоль контактов ультрабазитов явно свидетельствует об их тектоническом перемещении на породы зилаирской серии. Эта серия представлена флишовой толщей граувакковых песчаников, алевролитов, аргиллитов с маломощными прослоями известняков и в верхней части — глинисто-кремнистых сланцев. Она формировалась в фаменско-раннетурнейское время, и в это же время, по данным С.Г. Самыгина [232], широкое площадное распространение получили толщи олистостром, замещающиеся по простираанию флишными пачками с клиппами чужеродных пород. В сложении зилаирских олистостром участвуют разнообразные породы раннепалеозойского возраста, распространенные в эвгеосинклинальной области, габбро и ультрабазиты, что указывает на формирование олистостром при движении ее с востока.

Геологические наблюдения и палеорекострукции, представленные в работах [82, 83, 87, 213, 232] и других, с исчерпывающей полнотой решают вопрос о структурном положении Кракинских ультрабазитовых массивов, показывая аллохтонное их залегание в Зилаирском синклинии и субширотное — с востока на запад — движение покрова. Синклинальное строение зилаирских толщ особенно четко выражено в северной части Зилаирского синклиния: в его северной центриклинали субплатформенные осадки ордовика, силура и девона огибают со всех сторон породы Кракинского покрова, погружаясь под них.

Структура Кракинского шарьяжа рассмотрена Т.Т. Казанцевой и М.А. Камалетдиновым в перечисленных выше работах. Эти авторы в составе покрова выделили три тектонические пластины: нижняя представляет собой зону серпентинитового меланжа с блоками пород ордовикского, силурийского и среднедевонского возраста; средняя образована четырьмя телами ультраосновных пород, слагавших некогда единое пластообразное тело; верхнюю образуют маломощные (до сотен метров) тектонические останцы пород ордовикского, силурийского и среднедевонского возраста, распространенные преимущественно на серпентинитах массива Южный Крака (рис. 3).

Стратиграфический разрез вулканогенно-осадочных пород Кракинского аллохтона, по данным А.В. Клочихина, Т.Т. Казанцевой и М.А. Камалетдинова, включает следующие толщи.

Нижнеордовикские отложения представлены желто-зелеными глинистыми сланцами с фауной тремадокского яруса (граптолиты), а также мелкозернистыми кварцевыми песчаниками, кремнисто-глинистыми сланцами и конглобрекциями с прослоями глинистых сланцев. Видимая мощность их оценивается в 200 м.

К среднему и верхнему ордовика условно отнесена толща, сложенная кварцевыми песчаниками, аргиллитами, алевролитами, глинистыми и кремнистыми сланцами, туффитами, эффузивами основного состава и их туфами. Видимая мощность ее достигает 700 м.

Силурийские отложения представлены кремнистыми, глинистыми сланцами, пироксен-плагноклазовыми порфиритами, их туфами и туфобрекциями ландовери-венлокского яруса (с граптолитами ландовери в кремнистых сланцах) и лудловскими кремнистыми и глинистыми сланцами, кремнями, полимиктовыми песчаниками, также фаунистически охарактеризованными сборами граптолитов. Видимая мощность отложений достигает 1100 м.

туфобрекчии, метапорфириты), 5—9 — ультраосновные породы: 5 — перцолиты шпинелевые, 6 — перцолиты шпинель-плагноклазовые, 7 — гарцибургиты, 8 — дуниты, 9 — верлиты, пироксениты (преимущественно клино-); 10 — габбро роговообманковое, габбро-диабазы; 11 — серпентиниты, 12 — меланж; 13 — элементы залегания (а — полосчатости, б — линейности в ультраосновных породах, а — сланцеватости во вмещающих ультрабазиты породах); 14 — граница стратиграфического несогласия; 15 — разрывные нарушения (а — наблюдаемые, б — предполагаемые)

Все вулканогенно-осадочные отложения обнажаются в разобленных блоках и глыбах, часто среди серпентинитов; для них характерны брекчированность и зоны милонитов. Предполагается, что рассмотренный разрез представляет собой фрагмент нескольких фациальных зон эвгеосинклинали Урала.

Аллохтонная природа нижнепалеозойских отложений Кракинского района прекрасно иллюстрируется резким сближением разновозрастных гетеротипных формаций [87]: мощный (до 700 м) разрез вулканогенно-осадочных образований ордовика, обнаженный между Северным и Узянским Крака, располагается в 2—3 км восточнее маломощного (до 40 м) разреза ордовикских кварцевых песчаников западного крыла Зилаирского синклиория; порфиристы и кремнистые сланцы ландовери—венлока вскрыты в районе Узянского Крака, в 1,5—2 км восточнее толщи разновозрастных доломитов, и т.д.

Геофизические исследования, проведенные в районе Кракинских массивов, показали, что наиболее вероятная интерпретация морфологии ультрабазитов — это бескорневые тела небольшой мощности, залегающие на осадках миеосинклинального типа: 0,8—1,2 км — Южный Крака, около 1 км — Северный и 2—3 км — Средний (Вальков и др., 1963 г.; Гафаров, 1968 г.). Более поздние гравиметрические работы Е.М. Ананьевой позволили оценить мощность массива Средний Крака в 4—6 км.

Рассмотренный материал и данные по геологическому строению сопредельной территории [88, 102, 106, 110, 146, 181, 250 и др.] позволяют кратко охарактеризовать основные этапы тектонической истории развития района.

Начиная со среднеордовикского времени вдоль восточного крыла Башкирского антиклиория фиксируется трансгрессивное налегание маломощных (десятки метров) кварцевых песчаников на рифейские отложения. В силурийское время песчаники сменились доломитами и глинистыми сланцами общей мощностью сотни метров — происходило углубление бассейна осадконакопления. С раннедевонского по франкское время включительно формировались толщи известняков общей мощностью до 800—850 м. Этот разрез с выдержанными мощностями горизонтов представляет собой субплатформенные и шельфовые фации, которые накапливались на краю континентального склона, медленно погружающегося вплоть до фаменского времени. В фаменское время произошло резкое прогибание бассейна и началось его интенсивное заполнение терригенными породами зилаирской серии, лежащими с размывом на барминские слои франкского яруса, эйфельские и живетские отложения [83]. Породы зилаирской серии — граувакки, алевролиты и глинистые сланцы — формировались в возрастном интервале D_{2fm} — C_{1t} , мощность их достигает 800 м. Полимиктовый состав песчаников с большим количеством темноцветных минералов указывает на изменившийся источник сноса — в это время материал поступает с востока, свидетельствуя о растущем поднятии в этой области.

Появление ультрабазитов на уровне размыва в девонское время известно в различных секторах Урала [23, 132, 196, 213 и др.], и этот район не является исключением — обломки хромшпинелидов распространены в песчаниках зилаирской свиты. Учитывая данные С.Г. Самыгина о движении зилаирских олистостромов из эвгеосинклинальной области на запад [232] и рассмотренные материалы М.А. Камалетдинова, Т.Т. Казанцевой [82, 83, 87], логично предположить, что в это же время происходило сползание тяжелых ультрабазитовых масс с растущего поднятия в Зилаирский прогиб. Вместе с ультрабазитами были шарьированы осадочно-вулканогенные толщи эвгеосинклинальной зоны, и все эти массы горных пород при движении формировали сложный пакет покровов, подстилаемых и связанных серпентинитовым меланжем.

Геологическое строение массива Средний Крака

Четыре ультраосновных тела — Северный, Узянский, Средний и Южный Крака — облекаются серпентинитами, переходящими в серпентинитовый полимиктовый меланж, и таким образом оказываются связанными в единый, сложно построенный покров, вытянутый в северо-восточном направлении на 75 км при ширине от 14 до 20 км (см. рис. 3). Три северных тела сложены преимущественно шпинелевыми лерцолитами с подчиненным количеством плагиоклаз-шпинелевых; в южном — наряду с лерцолитами широко развиты гарцбургиты. Гарцбургиты присутствуют также и в остальных телах; в меньшей степени во всех массивах распространены дуниты. Жилы пироксенитов диопсид-энстатитового состава (с переменными количественными соотношениями минералов) встречаются сравнительно редко и наиболее типичны для массива Южный Крака. Пироксениты (преимущественно, клино-), верлиты и дуниты полосчатой серии наиболее полно представлены на массиве Средний Крака; фрагменты разреза полосчатой серии встречены в меланже между массивами Средний и Северный Крака, по левому и правому борту долины р. Узян, а также среди серпентинитов у юго-восточного контакта массива Северный Крака и на массиве Узянский Крака. Рогово-обманковое габбро и габбро-амфиболиты встречены только на массиве Средний Крака.

Таким образом, массив Средний Крака отличается наиболее полным набором петрографических разновидностей ультрабазитов. Обнаженность этого массива также лучшая на Кракинских горах, что позволило автору совместно с Е.А. Денисовой проследить на значительном расстоянии и откартировать границы пород и их структурные элементы.

Контакты с вмещающими породами. Массив размером 20×(6—9) км имеет в плане овальную форму и отличается сравнительно крутыми залеганиями контактов с вмещающими породами (рис. 4). Как уже отмечалось, со всех сторон массив облекается серпентинитами, мощность которых относительно велика (до сотен метров) на участках северного и южного "перешейков", соединяющих это тело с Северным и Южным массивом, и сокращается до 20—30 м на восточном контакте, где тонко рассланцованные серпентиниты отделяют лерцолиты от песчаников и алевролитов зилаирской свиты и осадочно-вулканогенных пород силурийского возраста. Падение восточного контакта — западно-северо-западное, под углом 70—85°; такую же ориентировку имеет сланцеватость в серпентинитах и залегание вмещающих пород.

В разрезе по р. Шатра серпентиниты в 30 м выше выходов переслаивающихся алевролитов и филлитовидных сланцев насыщены будинами относительно массивными лерцолитами. Количество и размеры будин возрастают по удалении от контакта с вмещающими породами, и постепенно серпентиниты сменяются массивными лерцолитами, рассеченными крутопадающими ветвящимися зонами сланцеватых серпентинитов. Подобный характер контакта наблюдался по многочисленным ручьям, пересекающим восточный и западный контакты массива; при этом вдоль западного контакта наиболее часто прослеживаются восточные падения сланцеватости серпентинитов и вмещающих пород под углами от 60—70° (р. Сухоляд) до субвертикальных (руч. Черный Ключ).

Помимо сланцеватых серпентинитов, для северного и особенно южного контактов массива характерно широкое распространение серпентинитов массивных с "блоково-подушечной" отдельностью. Подобный тип серпентинитов весьма характерен для южного и западного контакта массива Южный Крака (долина р. Бол. Апшак), представляющего классический пример пологого (субгоризонтального) налегания ультрабазитов на вмещающие породы.

Последовательность образования пологих и крутопадающих зон серпентинитов вдоль контактов не всегда ясна, однако в большинстве случаев (район устья ручья

Черный Ключ, долины р. Качи, р. Узьян и др.) относительно позднее развитие крутопадающих зон серпентинитов очевидно, поскольку вдоль них наблюдаются смещения серпентинитов с "блоково-подушечной" отдельностью и пологих границ ультрабазитовых тел (см. рис. 4).

В северо-восточной части массива, в истоках р. Катырыш, серпентиниты граничат с пироксен-плагноклазовыми порфиридами, афировыми базальтами и диабазами силурийского возраста. Непосредственно на контакте этих пород в серпентинитах иногда появляется зеленый гроссуляр, в диабазах развиваются хлорит-талк-актинолитовые оторочки; изредка присутствует везувиан. Эти образования, во многом сходные с теми, что наблюдались в будинах диабазов среди серпентинитов Войкаро-Сыньинского массива [197], формировались, наиболее вероятно, при биметасоматическом обмене между существенно магнезиальными и кальций-глиноземистыми породами в процессе зеленосланцевого и, вероятно, амфиболитового метаморфизма. Важно отметить, что базальтоиды образуют блоки-будины в серпентинитовом меланже и здесь же в серпентинитах присутствуют 2—5-метровые блоки крупно- и среднезернистого ильменитового габбро-гранатом.

Распределение пород в разрезе. Ультраосновные породы слагают субмеридионально ориентированный хребет, протягивающийся между широтными долинами рек Кага и Узьян. Рельеф характеризуется столообразными поверхностями выравнивания на главном водоразделе (абс. отм. 1020—1100 м), рассеченном круто врезанными узкими долинами ручьев с относительными превышениями 400—600 м. Северо-восточная часть массива сильно залесена, в южной его части скальные гребни возвышаются над лесными долинами.

Большая часть площади массива сложена шпинелевыми лерцолитами, содержащими небольшое количество линз шпинель-плагноклазовых лерцолитов. Наиболее крупное пластинообразное тело последних протягивается в северо-западной части массива вдоль границы с гарцбургитами. Лерцолиты с запада и юга окаймлены полосой гарцбургитов, которые в направлении контакта с вмещающими породами последовательно сменяются дунитами, затем верлитами, пироксенитами и далее роговообманковыми габбро и габбро-диабазами, превращенными участками в амфиболиты. Южное тело габброидов представляет собой уже крупную будину в серпентинитовом меланже (см. рис. 4).

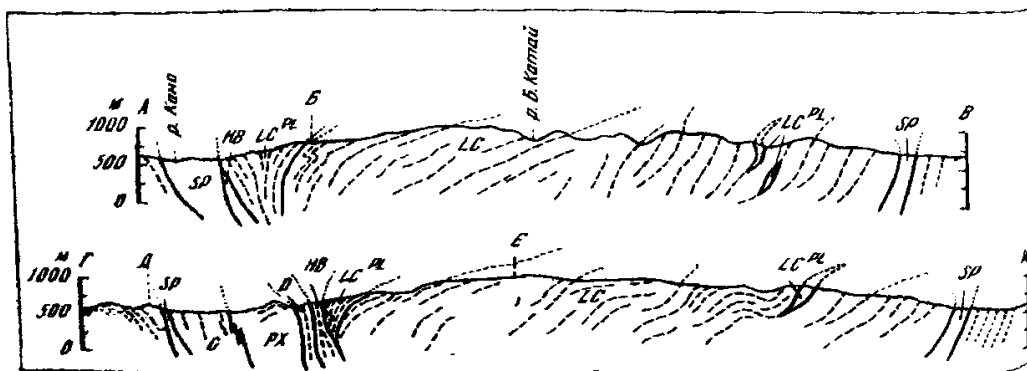


Рис. 4. Структурная карта массива Средний Крак [239]

Исходные обозначения: LC — лерцолиты шпинелевые, LC^{pl} — лерцолиты шпинель-плагноклазовые, NB — гарцбургиты, D — дуниты, PX — пироксениты, верлиты, SP — серпентиниты, G — роговообманковые габбро, габбро-диабазы.

1 — жилы пироксенитов, 2 — габбровые жилы, 3 — залегание полосчатости и совпадающей с ней уплотненности минералов (последняя — только в лерцолитах и гарцбургитах): а — под углом 5—30°, б — 31°—80°, в — 81—90°; 4 — залегание сланцеватости во вмещающих породах под углами: а — 30°, б — более 30°; 5 — залегание линейности в лерцолитах: а — до 30°, б — 35—80°; б — местоположение проб, приведенных в табл. 1—9 приложения

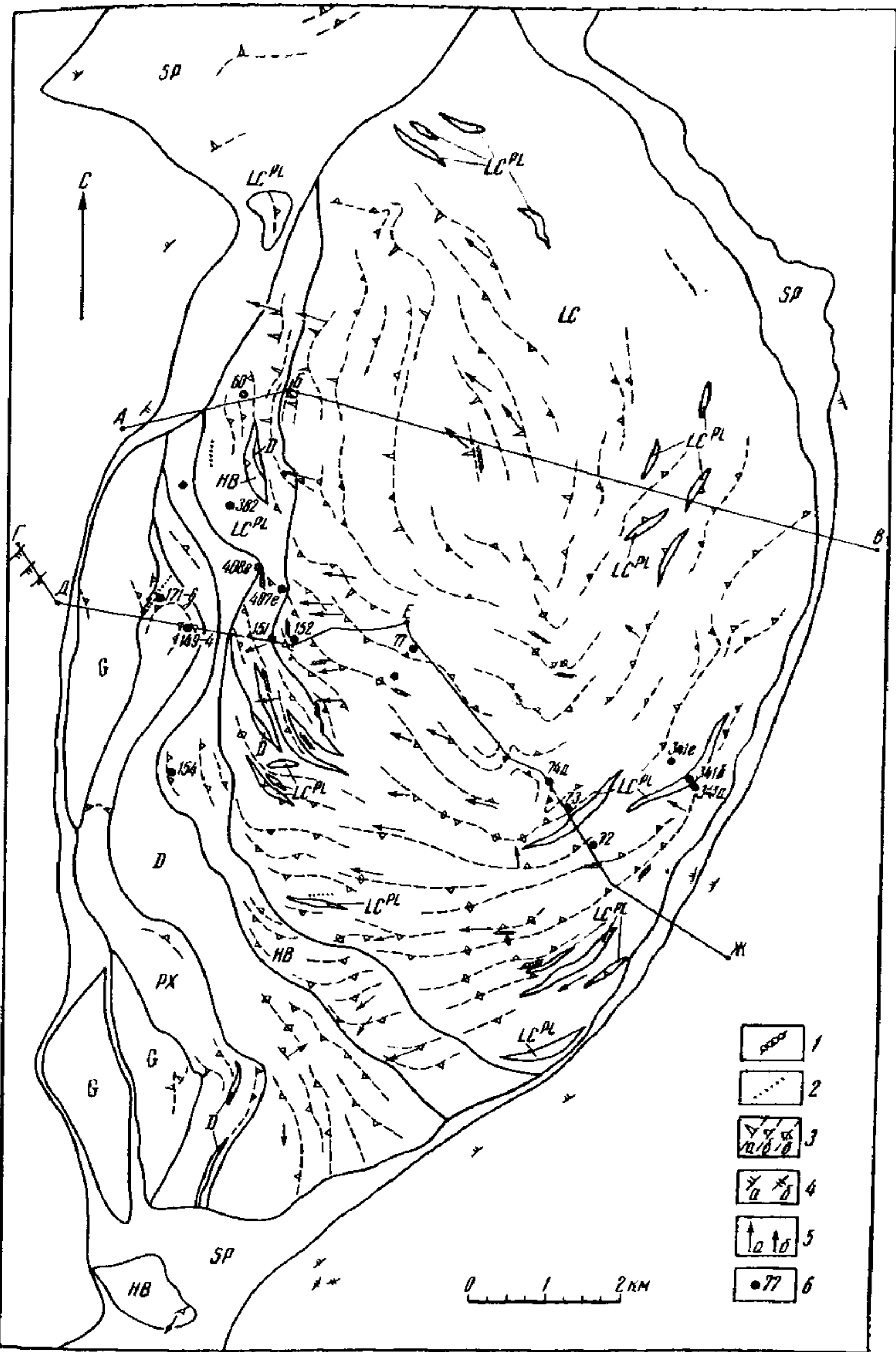


Рис. 4 (окончание)

Положение границ между выделенными породами определяется при картировании как круто наклоненное на восток (в большинстве случаев). Исходя из этого, а также принимая во внимание, что контакты западный габброидов и восточный лерцолитов — с вмещающими породами сорваны, мощность "горизонтов" составляет: лерцолитов шпинелевых с мелкими линзами шпинель-плагиоклазовых — 6000 м, шпинель-плагиоклазовых лерцолитов в северо-западной части массива — до 800 м, гарцбургитов — 200—750 м, дунитов — 200—1800 м, клинопироксенитов с прослоями, линзами верлитов, оливиновых вебстеритов и дунитов — 500—700 м, габброидов — до 700 м.

Контакты между шпинелевыми лерцолитами и гарцбургитами представляют собой постепенный переход, обусловленный уменьшением количества диопсида в породе: постепенный характер контакта между гарцбургитами, дунитами, а также между дунитами, верлитами и пироксенитами заключается в дробном чередовании этих пород в зонах перехода с нарастанием мощности и количества жилеобразных тел, "пропластков", линз последовательно сменяющихся пород — дунитов среди гарцбургитов и пироксенитов среди дунитов. Последний переход, как правило, более резкий, чем гарцбургит-дунитовый. Внутри существенно пироксенитовой части разреза переходы между верлитами и пироксенитами часто петрографически постепенные: последовательное уменьшение количества оливина дает всю гамму пород — от клинопироксеновых дунитов до оливиновых пироксенитов.

В зоне перехода между шпинелевыми и шпинель-плагиоклазовыми лерцолитами наблюдаются зональные оторочки дунитов и гарцбургитов вокруг линз плагиоклазсодержащих лерцолитов, отдельные мелкие линзы дунитов и гарцбургитов в наиболее мощном "горизонте" плагиоклазсодержащих лерцолитов (рис. 5); здесь же развиты жилы диопсидитов и вебстеритов.

Мелко-, среднезернистые роговообманковое габбро, переходящее участками в габбро-диабазы, образует интрузивный контакт с ультрабазитами. На правом берегу р. Сухоляд, в ее верховьях, оливиновые пироксениты, содержащие прослои дунитов, прорваны жилами мелкозернистого роговообманкового габбро. Жилы мощностью от 1 до 4 м круто падают к востоку (под углами 70—80°), пересекая пироксенит-дунитовую полосчатость. В дунитах и пироксенитах вдоль контакта с жилами наблюдаются рассеянные призмы черной роговой обманки; непосредственно на контакте распространены сливные белые актинолит-цонзитовые, актинолит-гранат(гроссуляр?)-цонзитовые породы. Мощность зоны этих пород достигает 30 см. Гранат развивается в габброидах и в пироксенитах, образуя тонкозернистые массы и отдельные сравнительно крупные кристаллы. В габбро среди зеленой короткопризматической роговой обманки присутствуют редкие идиоморфные зерна авгита; плагиоклаз сосюритизирован; рудный минерал замещается лейкоксеном.

Такие же по составу и структуре габбро в юго-западной части массива на левом берегу руч. Черный Ключ содержат угловатый ксенолит серпентинизированных гарцбургитов размером 1,2×2,3 м. Вдоль резкого контакта со стороны гарцбургита развита 1,5-сантиметровая полоса черного серпентина, насыщенного магнетитом; между серпентинитом и габбро прослеживается зона мощностью 20 см тонкозернистых светлых пород гранат-пренит-амфиболового состава. Сравнительно низкотемпературная ассоциация минералов в зоне контакта ультрабазитов и роговообманкового габбро представляет собой, по всей вероятности, продукт более поздних изменений контактовых пород в условиях метаморфизма амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Возможно также, что эти изменения являются результатом аутометасоматических процессов после кристаллизации водосодержащей магмы, давшей роговообманковое габбро.

Структурно-петрографическая характеристика разреза. Лерцолиты. Внутренняя структура наиболее мощной существенно лерцолитовой части разреза установ-

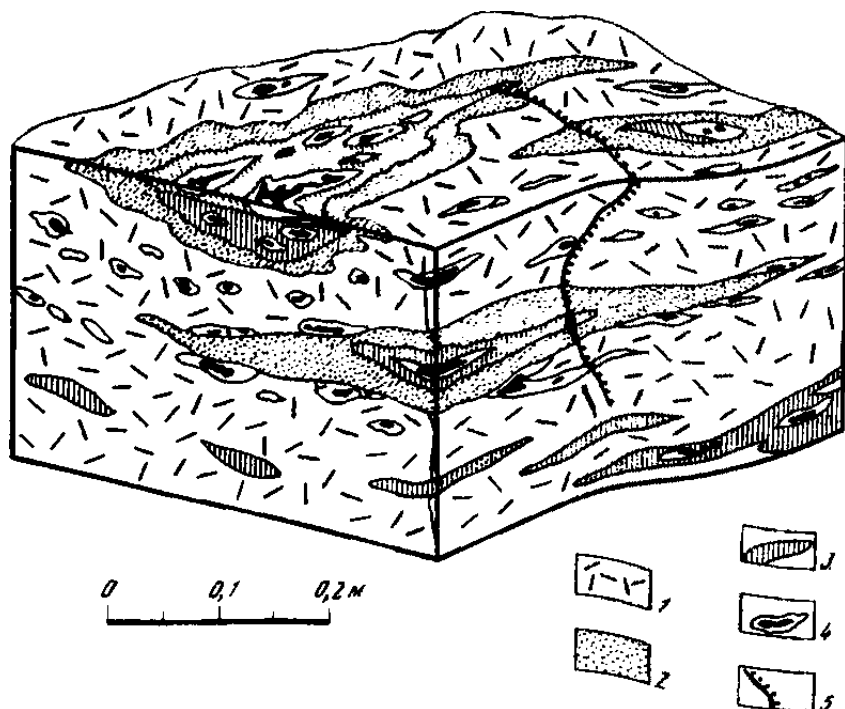


Рис. 5. Схематическая зарисовка зональных шлиров в системе полосчатости плагиоклазовых лерцолитов, массив Средний Крака

1 — лерцолит, 2 — дунит, 3 — лерцолит, обогащенный диопсидом (до 30—40%) и насыщенный хромшпинелид-плагиоклазовыми агрегатами; 4 — плагиоклаз-хромшпинелевые шлиры, 5 — энстатит-диопсидовые прожилки с дунитовыми оторочками

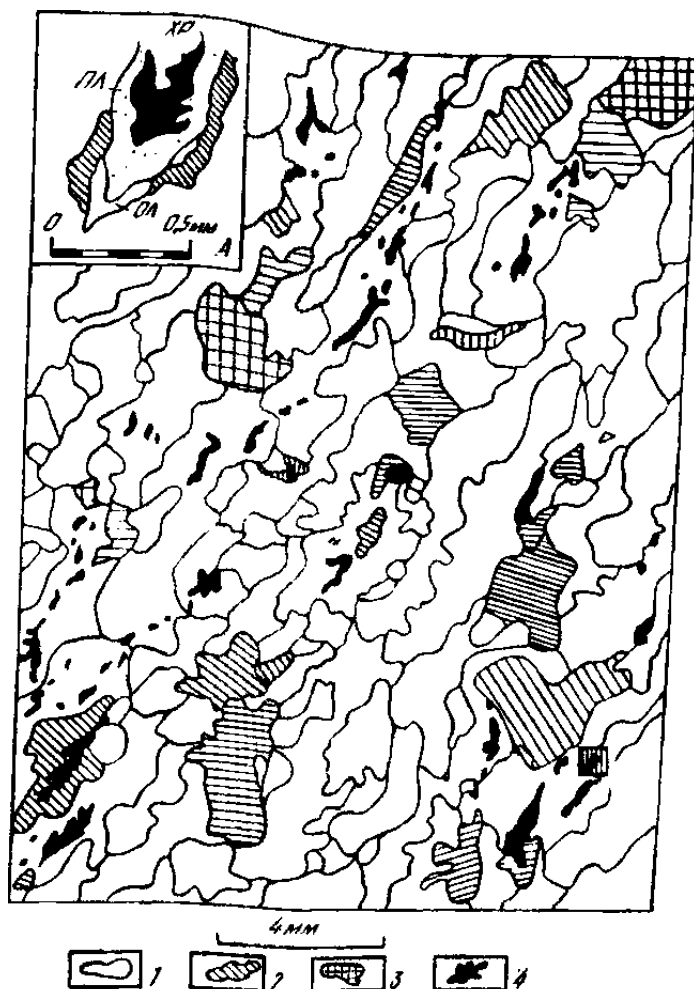


Рис. 6. Микроструктура хромшпинель-плагиоклазового лерцолита восточной части массива Средний Крака

Зарисовка шлира в разрезе, перпендикулярном к плоскости уплощенности. На врезке — плагиоклаз вокруг хромшпинелида. Полосы излома в минералах не показаны

1 — оливин, 2 — энстатит, 3 — диопсид, 4 — хромшпинелид

ливается по полосчатости и линейно-плоскостной ориентировке минералов шпинелевых и шпинель-плагиоклазовых лерцолитов. Структурные элементы этих пород полностью согласны между собой, и, по существу, плагиоклазосодержащие разновидности в основном образуют уплощенные линзы в системе полосчатости. В широтном пересечении массива, в наиболее хорошо обнаженной центральной

части разреза, с востока на запад в направлении к полосчатой серии состав и структура пород закономерно меняются. Направленное изменение химизма минералов по разрезу будет рассмотрено ниже, здесь же мы остановимся на характеристике мезо- и микроструктур.

1 У восточного контакта массива лерцолиты представлены шпинелевыми крупнозернистыми разновидностями с повышенным до 50% содержанием пироксенов, из которых преобладает энстатит. Характерны: шлировое распределение энстатита, слабо выраженная полосчатость и четкая уплощенность минералов с макроскопически заметной деформацией энстатитовых таблиц. Эти породы обнажены фрагментарно только вдоль восточного и северо-восточного контакта массива; видимая мощность их не превышает 20 м. Залегание шлиров, уплощенности и слабой полосчатости северо-западное, под углами 60—70°.

Микроструктура порфиробластов, гнейсовидная: среди мелкозернистого гранобластового оливина сохраняются крупные (до 10 мм) изогнутые растянутые таблитчатые зерна энстатита с многочисленными полосами излома, рекристаллизованные по краям, отдельные уплощенные и вытянутые зерна оливина (8—10 мм) с полосами излома и таблитчатые диопсиды с зубчатыми границами. В породе также сохраняются участки крупнозернистой структуры (с полосами излома в минералах), обтекаемые мелкозернистой существенно оливниновой массой. Крупный ксеноморфный хромшпинелид, тяготеющий к пироксенам, прозрачен и окрашен в светло-оливковые или зеленовато-(розово)-желтые цвета. Степень серпентинизации лерцолитов составляет 30—50%; серпентин представлен хризотилом в петельчатых прожилках; тальк и бесцветные амфиболы по пироксенам развиты в локальных зонах.

2 Далее эти породы сменяются средне-крупнозернистыми шпинелевыми лерцолитами с 15—20% энстатита и 5—7% диопсида, со слабой полосчатостью и совпадающей с ней плоскостной ориентировкой минералов, наклоненной к северо-западу (азимут 290—310°; угол 60°). Линейность в них, как правило, не проявлена. Микроструктурный облик типичен для пород, испытавших пластические деформации: разнозернистость обусловлена рекристаллизацией (зерна по 0,2—0,5 мм составляют примерно 15% от их общего количества, остальное — оливины по 6—8 мм и пироксены по 2—6 мм), в оливинах и энстатитах наблюдаются четкие, субпараллельные ориентированные полосы излома; ламеллы диопсида в энстатитах изогнуты, число и размеры диопсидовых вrostков возрастают вдоль полос излома, свидетельствуя о распаде твердого раствора диопсид—энстатит в процессе деформации. Акцессорный хромшпинелид светлого зелено-желтого и палевого цвета размером 1—3 мм ксеноморфен и тяготеет к пироксенам.

3. На расстоянии 250—300 м от восточного контакта массива в этих породах появляется рассеянная вкрапленность плагиоклаза. Плагиоклазсодержащие линзы-прослои имеют мощность от нескольких метров до 100 м. В тех случаях, когда его количество не превышает 2—3% и он не образует шлиров и ступеней, структура и текстура пород не изменяются. Важно отметить, что эти наблюдения справедливы только для восточной части массива, наиболее удаленной по разрезу от горизонта дунитов и верлит-пироксенитов. Именно для этой области в шлирах отчетливо устанавливается зарождение тонких кайм плагиоклаза на границе хромшпинелида (рис. 6). Как будет показано ниже, состав пироксенов и хромшпинелида в этих породах практически еще не меняется в сравнении с составом этих минералов в соответствующих разновидностях без плагиоклаза.

Общая мощность интервалов 2 и 3 составляет ориентировочно 800 м.

4 При движении на запад (аверх по разрезу) среди шпинелевых лерцолитов увеличивается количество линзовидных участков, содержащих плагиоклаз, возрастают их размеры и содержание плагиоклаза; здесь же меняется структура и текстура пород без плагиоклаза. Максимальные размеры линз плагиоклазсодержащих лерцолитов составляют 250×2000 м; количество плагиоклаза варьирует по полосчатости и в шлирах от 2—3 до 15%. Залегание полосчатости и уплощенности в лерцолитах с плагиоклазом и без него, линз и шлиров сохраняется северо-западным, под углами 60—70°. Ориентировочная мощность "горизонта", в котором спорадически встречаются линзы шпинель-плагиоклазовых лерцолитов, составляет около 2000 м.

Текстура лерцолитов отличается здесь резкой полосчатостью и контрастным составом полос — от мономинеральных энстатитов до дунитов с тонкими диопсидовыми жилками в системе полосчатости (рис. 7). Явное преобладание дунитовых полос и резкое увеличение контрастности состава полос наблюдается вблизи крупных (или богатых плагиоклазом) тел шпинель-плагиоклазовых лерцолитов. Микроструктура характеризуется относительно однородной крупной зернистостью и более слабыми остаточными деформациями минералов. Ксеноморфный, или субгедральный, хромшпинелид имеет густой вишневый цвет как в прослоях с 5—10% диопсида, так и в прослоях с его единичными зернами: в дунитовых прослоях субидиоморфный хромшпинелид слабо просвечивает красным или непрозрачен. Подобные резко полосчатые лерцолиты прослеживаются по простиранию с перерывами на 8—8,5 км, что позволяет уверенно выделять их вместе с плагиоклазсодержащими разновидностями в "горизонт", расположенный в разрезе над лерцолитами со светлым зелено-желтым хромшпинелидом.

В шпинель-плагиоклазовых лерцолитах, имеющих состав: оливин — 70—75%, энстатит — 15—20%, диопсид — около 5, плагиоклаз — 2—10, хромшпинелид — 1—2%, микроструктура, как правило, разно-среднезернистая с четко выраженной уплощенностью минералов. Основная масса оливинов имеет размер зерен 4—6 мм. Гранобластовые мелкие (0,2—0,5 мм) зерна оливина и пироксенов составляют

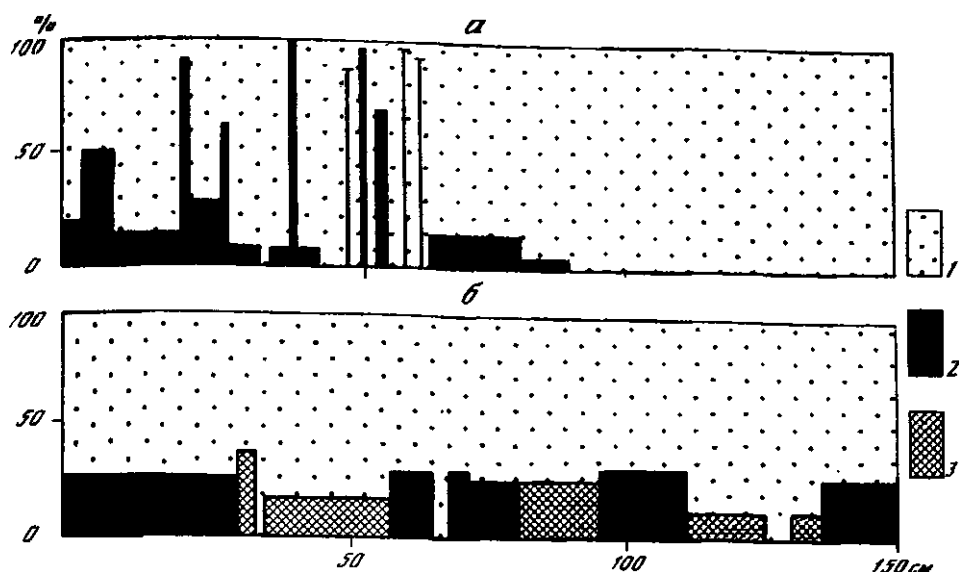


Рис. 7. Гистограмма распределения минералов в полосчатых шпинелевых лерцолитах массива Средний Крака
а — на границе с плагиоклазовыми лерцолитами, б — преобладающий (фоновый) тип
1 — оливин, 2 — среднезернистый энстатит-диопсид, 3 — крупнозернистый энстатит-диопсид



Рис. 8. Хромшпинелид (светлый, рельефный) в сростании с плагиоклазом (черный); лерцолит, массив Средний Крака. Отраженный свет, увел. 200

обычно не более 10% и локализуются около плагиоклаз-шпинелевых линейных агрегатов. Хромшпинелид ксеноморфный или субидиоморфный, просвечивающий красно-бурым, образует цепочки в интерстициях среди оливина и пироксенов; встречаются идиоморфные мелкие кристаллы в оливине. Мелкие (0,05—0,1 мм) зерна плагиоклаза образуют сложные сростания с ксеноморфным хромшпинелидом, располагаясь по его периферии (рис. 8); вместе с тем наблюдаются округлые, ксеноморфные зерна плагиоклаза среди оливина или в интерстициях мелких энстатитов. Плагиоклаз нередко замещен землистыми агрегатами гидрогроссуляра. В шлирах, богатых плагиоклазом (до 20%) сравнительно крупный (0,5—1,5 мм) ксеноморфный плагиоклаз выполняет промежутки среди оливинов и пироксенов, цементируя их. Такая структура весьма сходна с троктолитовой; порода и по составу приближается к троктолитам: количество пироксена возрастает до 35—40% за счет увеличения содержания диопсида. Размеры подобных шлиров (реже выклинивающихся жиллообразных обособлений) не превышают 10—15 см.

5. Высокая водораздельная часть массива сложена средне-крупнозернистыми шпинелевыми лерцолитами. Среди них встречены единичные малоомощные (не более 2 м) линзы плагиоклазсодержащих разновидностей, а также жилы дунитов и энстатит-диопсидовых пород.

Основная масса лерцолитов обладает полосчатыми текстурами и четкой плоскостной ориентировкой минералов. Полосчатость выражена чередованием средне-крупнозернистых разновидностей и вариациями количества пироксенов от 10 до 30%. Дунитовые жилы-полосы редки и около них обычно повышается количество диопсида до 15% (см. рис. 7). Залегание полосчатости меняется: от крутого (75—80°) запад-северо-западного до северного и затем крутого северо-восточного падения — вся смена происходит на расстоянии 2 км к западу от условной границы с предыдущей выделенной толщей (см. рис. 4). Далее на запад полосчатость приобретает западно-юго-западные падения. Плохая обнаженность позволяет картировать здесь лишь фрагменты открытых асимметричных складок с по-

логими западными падениями крыльев. Дунитовые жилы с прямолинейными границами секут полосчатость; мощность жил варьирует от 10 см до 2,5 м, т.е. сопоставима с мощностью дунитовых полос в перцолитах. Дуниты сопровождаются параллельными малоэнергичными жилками диопсидового и диопсид-энстатитового состава, создавая участками впечатление второй системы полосчатости. Однако четкая уплощенность пироксенов и хромшпинелидов совпадает с системой полосчатости, которую жилы пересекают. Общая мощность этой части разреза, представленной в основном однородными шпинельевыми перцолитами, составляет около 3000 м.

Линейные структуры отчетливо проявлены в верхней части перцолитовой толщи, на последних 600—900 м перед выходами западного "горизонта" плагиоклазовых перцолитов и гарцбургитов. Линейность выражена агрегатами диопсида и хромшпинелида, иногда с энстатитом; реже встречаются цепочные агрегаты хромшпинелида и линейность "растаскивания" энстатита (таблицы энстатита разорваны и выстроены в цепочки; промежутки между ними выполнены оливинами). Склонение линейности западное, преимущественно пологое; в северной части массива отмечаются склоны в северо-западных, а в южной — в юго-западных румбах. В целом направление склоны линейности гораздо более выдержанное, чем азимут падения полосчатости, свидетельствуя об устойчивом направлении пластического течения материала, ориентированном субперпендикулярно к границам горизонтов полосчатой серии.

Петрографический облик перцолитов в этой части разреза характеризуется относительно слабо проявленной рекристаллизацией минералов: количество мелких гранобластовых зерен оливинов и энстатитов составляет обычно не более 10%, повышаясь до 20—40% в локальных зонах, как правило, в плагиоклазосодержащих разновидностях. При варьирующих содержаниях пироксенов в полосах среднее количество энстатита составляет около 20, диопсида — около 5—7%. Остаточные деформации в оливине выражены полосами излома и удлиненно-уплощенной формой зерен (5×4×2,5 мм) с извилистыми границами; в энстатите полосы излома встречаются редко, изгибы ламелл нехарактерны (рис. 9).

6. На западных отрогах водораздела обнажаются шпинель-плагиоклазовые перцолиты, венчающие (в северо-западной части массива) мощный разрез, сложенный в основном шпинельевыми перцолитами. Так же как и в рассмотренной выше части разреза, появление плагиоклаза в породах сопровождается усилением контрастности состава чередующихся полос, однако здесь масштабы этого явления значительнее: в зоне перехода наблюдаются линзообразные тела дунитов и гарцбургитов размером от сотен метров до 1,5 км по простиранию и десятки—сотни метров по мощности, жилы дунитов и энстатит-диопсидовых пород. Гарцбургитовые обособления с оторочками дунитов встречаются и среди шпинель-плагиоклазовых перцолитов (см. рис. 4). Плагиоклазосодержащие перцолиты этого горизонта имеют полосчатую текстуру и совпадающую с ней хорошо проявленную линейно-плоскостную ориентировку минералов. Полосчатость выражена переменным содержанием минералов при среднем процентном их количестве: оливин — 70, энстатита — 20, диопсида — менее 5, плагиоклаза — 3—5, хромшпинелида — 1—2%; мономинеральные полосы отсутствуют. Ориентировка полосчатости согласна с залеганием границы "горизонтов" 5 и 6, наклоненной к западу под углами 40—65°. Склонение линейных хромшпинелид-плагиоклазовых и пироксеновых агрегатов также преимущественно западное. Примерно в середине разреза горизонта шпинель-плагиоклазовых перцолитов, общая мощность которого составляет ориентировочно 600—800 м, направление падения полосчатости и уплощенности резко меняется на крутое восточное и остается таким до контакта с гарцбургитовым горизонтом, протягивающимся с запада (см. рис. 4).

Микроструктура шпинель-плагиоклазовых перцолитов этого "горизонта" отличается чрезвычайно сильными остаточными деформациями — в большинстве случаев она определяется как порфиров-бластовая, порфирокластическая с общим количеством гранобластового материала 70—85%. Реликты крупных оливиновых зерен сильно уплощены и вытянуты до размеров 7,0 × 4,5 × 0,8 мм (рис. 10). Размер необластов оливина составляет 0,2—0,6 мм (средний 0,3—0,4 мм), энстатита — 0,1—0,5 мм. Хромшпинелид непрозрачный или коричнево-бурый образует уплощенные зерна с клиновидными, ступенчато-извилистыми очертаниями либо скелетные агрегаты, в ячейках которых располагается плагиоклаз (см. рис. 10). Растянутые скелетные хромшпинелиды переходят в цепочки округлых, субидiomорфных зерен (0,1—0,3 мм), часто ассоциирующих с изометрично-таблитчатым плагиоклазом такого же размера. Пространственная связь хромшпинелида и плагиоклаза явно распадается при пластическом течении пород, сопровождаемом рекристаллизацией.

Степень вторичных изменений этих перцолитов минимальна — содержание серпентина колеблется от 5 до 30%; тип серпентинизации — петельчатый. В зонах поздних тектонических нарушений встречаются тальк и амфиболы тремолит-актинолитового ряда. В редких образцах наблюдались мелкие (0,1—0,2 мм) единичные зерна коричнево-желтого амфибола среди рекристаллизованных оливинов и энстатита.

Рассмотренные плагиоклазосодержащие перцолиты не прослеживаются между шпинельевыми перцолитами и гарцбургитами в юго-западной части массива: мощная пачка этих пород выклинивается, распадаясь на серию линз, и здесь наблюдается вся гамма структурно-петрографических переходов, описанных выше.

Опираясь на приведенную характеристику пород и их положение в разрезе, можно сделать следующее краткое заключение. Структура всей перцолитовой части разреза

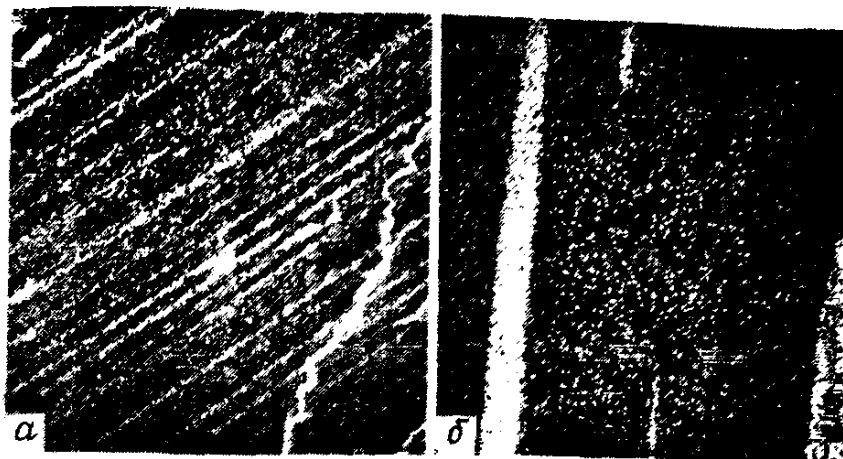


Рис. 9. Ламелли диопсида в энстатите; лерцолит, массив Средний Крака. Белое — Са, К α_1
а — увел. 200, б — увел. 400 (другое зерно)

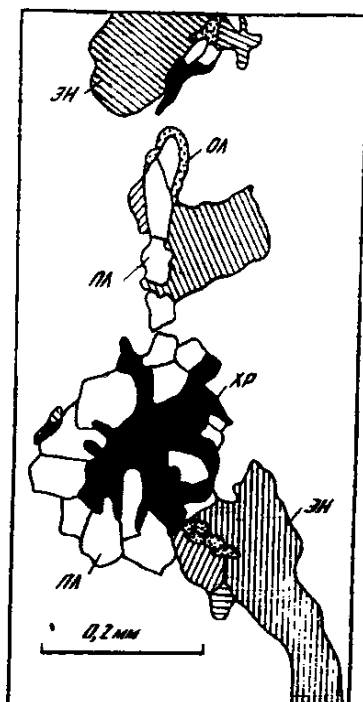


Рис. 10. Соотношение минералов в лерцолите, массив Крака
В центральной части рисунка — рекристаллизованная плагиоклазовая кайма вокруг хромшпинелида

("горизонтов" 1—6), отраженная в ориентировке полосчатых, линейно-плоскостных текстур и в расположении плагиоклазосодержащих, в меньшей степени дунитовых и гарцбургитовых линз, представляет собой фрагмент системы открытых асимметричных складок течения меридионального простириания с полого залегающим шарниром. Осевая плоскость складки полого наклонена к западу, и в системе параллельных ей плоскостей располагается линейность.

Условия деформаций менялись по разрезу, и относительная оценка их выглядит следующим образом.

1. В большей части разреза лерцолитов деформации релаксированы при пластическом течении вещества, осуществлявшегося в основном внутрикристаллическим скольжением дислокаций, что привело к возникновению крупнозернистых структур с плавноизвилистыми, ровными границами минералов, обладающих линейно-плоскостной ориентировкой. Типичны полосы излома в оливинах и незна-

чительное количество необласт. Принимая во внимание экспериментальные данные [323, 414 и др.] и анализ аналогичных петроструктур пород Войкаро-Сынынского и Нуралинского массивов, температура таких деформаций может быть оценена как субсолидусная, скорость — как относительно низкая [226, 231].

2. В нижней части разреза (наиболее удаленной от контакта с полосчатой серией) присутствуют зоны пород с нерелаксированными деформациями: изгибами крупных зерен с зубчатыми мелкозвивистыми границами, тонкими необластами по периферии крупных оливинов и энстатитов, что свидетельствует о значительной скорости деформаций при тех же температурах (расчет температур приведен при характеристике состава минералов в следующем разделе).

3. В прослоях-линзах плагиоклазсодержащих лерцолитов возрастает количество необластов; характерны мозаичное строение сильно уплощенных вытянутых оливинов и зубчато-извилистые границы закономерно ориентированных энстатитов, т.е. механизм рекристаллизации играл существенную роль при пластическом течении вещества, формировавшем структуру этих пород. При условии сохранения (в сравнении с первым рассмотренным случаем) значений температур, о чем свидетельствует близкий состав новообразующихся минеральных ассоциаций, скорость деформаций в этих зонах была выше, чем в случаях 1 и 2.

4. Максимальная скорость деформаций существовала, вероятно, при формировании порфировидных бластокатаклазитов и бластомилонитов (размеры необласт 0,01—0,05 мм) лерцолитового состава, слагающих маломощную (5—10 м) зону в системе полосчатости на северо-востоке массива.

5. Плагиоклазовые лерцолиты западного "горизонта" 6 обладают порфиро-бластовыми (кластовыми) структурами с переходами от мозаичных с извилистыми контурами необласт и "просвечивающими" очертаниями крупных растянутых зерен до полигонально-зернистых с ровными четкими границами изометричных необласт размером 0,3—0,5 мм. Последний тип структур характеризует пластическое течение вещества со снятием напряжений путем полигонизации, чему способствует относительное повышение температуры.

Таким образом, при субсолидусном пластическом течении лерцолитовой массы существовали локальные зоны, где деформации осуществлялись с более высокой скоростью, нежели в граничных слоях. Повышение скорости течения вещества может быть связано: а) с понижением вязкости вещества — локальным возрастанием температур (появлением расплава?), б) усилением локального стресса. Судя по тому, что следы относительно высоких скоростей деформации (течения) нередко устанавливаются в плагиоклазсодержащих лерцолитах, можно полагать, что появление плагиоклаза и возрастание скорости деформаций взаимосвязаны, т.е. локальный разогрев обеспечивал условия, необходимые для кристаллизации плагиоклаза (в результате твердофазовой реакции "глиноземистый хромшпинелид + диопсид — высокохромистый шпинелид + анортит..." или частичного плавления лерцолита). В отдельных случаях, очевидно, происходило резкое увеличение локального стресса и соответственно скорости деформаций, не сопровождавшееся ростом температуры, что приводило к образованию бластокатаклазитов и бластомилонитов состава хромшпинелевых лерцолитов.

Гарцбургиты обнажены в западной и юго-западной части массива, где они слагают отроги хребтов и долины ручьев в верховьях притоков рек Кага и Сухоляд-руч. Черный Ключ. Относительно маломощная толща гарцбургитов образует полосу выходов шириной 300—1000 м, которая окаймляет лерцолитовое тело. Граница между гарцбургитами и лерцолитами проведена по исчезновению лерцолитовых выходов (пород, содержащих более 5% диопсида или плагиоклаз) из разреза. В то же время со стороны лерцолитов гарцбургитовые тела присутствуют как среди плагиоклазсодержащих, так и среди шпинелевых их разновидностей и картина пестрого чередования всех этих пород (и дунитов), по существу, характеризует растянутую зону перехода. Между гарцбургитами и дунитами также

выделяется зона дробного чередования этих пород с постепенным увеличением мощности и количества дунитовых жил, так что гарцбургиты остаются в дунитах в виде узких (доли метра) реликтовых блоков.

Гарцбургиты представлены крупнозернистыми полосчатыми породами, линейно-плоскостные структуры которых выражены гораздо слабее, чем в лерцолитах. Полосчатость образована сгущением и разряжением энстатита (среднее содержание 20%); мономинеральные полосы сложены только дунитами и наблюдаются в зоне перехода к дунитовому горизонту. Ориентировка полосчатости либо согласна с залеганием контакта гарцбургит — лерцолит и залеганием полосчатости плагиоклазовых лерцолитов в верхней части разреза их западного "горизонта", либо в южной части массива, где отсутствует плагиоклазовый горизонт, она не учитывает ориентировку контакта. Почти на всем протяжении выходов гарцбургитов контакт наклонен к востоку под углами 70—80°. В южной части массива, где плагиоклазовые лерцолиты в зоне перехода присутствуют в виде редких линз, граница лерцолитов и гарцбургитов неотчетлива: количество диопсида в лерцолитах уменьшается постепенно. Ориентировка полосчатости здесь вблизи границы с лерцолитами совпадает с ориентировкой полосчатости последних, а вдоль границы с дунитами — с залеганием зон вкрапленных хромитов в дунитах (см. рис. 5).

Подобная структура гарцбургитового "горизонта" и петрографическое строение переходных (контактных) зон описаны для Нуралинского массива и, очевидно, являются характерными для разрезов подобного типа.

Микроскопически устанавливается две разновидности гарцбургитов: первая составляет основной объем толщи, вторая тяготеет к контакту с дунитами в юго-западной части массива.

Гарцбургиты первой разновидности имеют крупнозернистую однородную структуру и состоят из оливина — 80—85%, энстатита — 15—20, диопсида — менее 2 и хромшпинелида — 1—2%. Преобладающий размер зерен оливина 4—6 мм, энстатита — 2—4, диопсида — 0,5—2, хромшпинелида — 0,1—0,3, редко до 1,5 мм. Оливины имеют слабо уплощенную, вытянутую форму с плавно-извилистыми границами; повсеместно наблюдаются широкие полосы излома. Таблитчатый энстатит с узкими затеками между оливинowymi зернами группируется в агрегаты; с ним ассоциирует диопсид и красно-бурый ксеноморфный хромшпинелид. Последний также образует мелкие идиоморфные зерна среди оливина. Относительно мелкие (0,3—0,6 мм) изометричные зерна (необласты) оливина и энстатита (0,1—0,3 мм) составляют не более 10% объема породы и располагаются вокруг пироксеновых агрегатов. Количество лизардита-хризотила, развивающегося в петельчатых прожилках по оливины (без магнетита) колеблется от 40 до 60, редко до 70%; энстатит баститизирован слабо; тальк и бесцветные амфиболы актинолит-тремолитового ряда встречаются спорадически, так же как и в лерцолитах.

Вторая разновидность гарцбургитов представляет собой сильно деформированные породы с порфиροкластическими структурами — примерно 80% оливина рекристаллизовано с образованием изометричных необластов с извилистыми контурами размером 0,3—0,6 мм. Хромшпинелид мелкий (0,1—0,4 мм), почти непрозрачный, субидиоморфный, образует цепочки среди оливина. Степень серпентинизации рекристаллизованных гарцбургитов ниже, чем крупнозернистых, и составляет 20—30%.

Таким образом, в гарцбургитах, как и в лерцолитах, прослеживаются линейные зоны с сильными остаточными деформациями (относительно окружающих масс), которые указывают на высокие скорости пластического течения в отдельных слоях при высокотемпературных деформациях.

Дуниты сменяют гарцбургиты в направлении западного контакта массива, слагая полосу шириной 0,3—2 км, обрамляющую гарцбургиты. Они обнажены неравномерно и в целом гораздо слабее, чем лерцолиты и гарцбургиты, вскрываясь как на водоразделах, так и в долинах. Внутренняя структура дунитов

устанавливается по залеганию хромитовых шпиров, крапленно-полосчатых зон оруденения, цепочек акцессорного хромшпинелида, а также пироксенитовых и верлитовых линзовидных тел. Все перечисленные образования залегают конформно с контактами дунитового "горизонта": восточным — с гарибургитами и западным — с верлитами и пироксенитами. Залегание структурных элементов, особенно четкое в зонах бедновкрапленных полосчатых хромитов, преимущественно вертикальное, с северо-западным простиранием; в южной части массива хромитовая полосчатость наклонена по азимуту 250—270° под углом 80°, в северной — по азимуту 80°, под углом 80°.

Дуниты представлены в основном крупно-грубозернистыми разновидностями с тонкозернистым акцессорным хромшпинелидом. Вблизи контакта с гарибургитами в них присутствует энстатит — до 5—7%, располагаясь согласно с цепочками уплотщенных хромшпинелидов; вдоль контакта с пироксенитами в дунитах появляется диопсид — до 5%, образуя шпировидные скопления. Здесь же наблюдаются зоны расщепления, в пределах которых дуниты амфиболлизированы. Остаточные деформации в оливинах выражены плоскостной ориентировкой удлиненных зерен оливинов и широкими полосами излома в них; рекристаллизация проявлена слабо, усиливаясь в амфиболлизированных разновидностях. Непрозрачный хромшпинелид идиоморфный или субидиоморфный распределен в породе крайне неравномерно.

Пироксениты и верлиты слагают внешнюю кайму ультраосновного массива на западе, протягиваясь между дунитами и габброидами извилистой полосой, ширина которой меняется от 0,4 до 1 км. Они обнажены на разобщенных участках и нередко пересечены зонами дробления, расщепления с интенсивной амфиболлизацией либо зеленосланцевыми изменениями, что говорит о сильной тектонической нарушенности их разреза. Однако устанавливается, что дунитовые линзовидные тела и прослои среди верлитов и пироксенитов тяготеют к контакту с дунитами, а массивные клинопироксениты — к контакту с габброидами. Преобладают в разрезе полосчатые породы оливин-клинопироксенитового состава: мономинеральные пироксениты чередуются с оливиновыми (5—10% оливина) пироксенитами и верлитами (30—50% оливина). Мощность полос колеблется от 2—3 см до 60 см, переходы между ними как резкие, так и постепенные, характерны гнейсовидно-очковые структуры: оливниновая масса обтекает скопления клинопироксенов. В редких случаях, у контакта с габбро, в оливниновых пироксенитах содержатся малоомощные (2—4 см) прослои мелкозернистого габбро, амфиболлизированного и цоизитизированного. Также редки оливниновые вебстериты крупнозернистые, переходящие к оливин-энстатитовым породам; они встречаются вблизи контакта с дунитовым "горизонтом". Полосчатость имеет в основном субмеридиональное, северо-западное простирание и крутое восточное падение под массив, конформное контакту с дунитами. На двух участках полосчатость очерчивает открытые малоамплитудные складки, однако даже общая характеристика их приблизительно из-за плохой обнаженности.

Микроструктура пироксенитов и верлитов сильно варьирует: массивные равномернозернистые разновидности чередуются с резко разномасштабными, порфировидными (порфирокластическими) и сланцеватыми, в которых крупнозернистые участки обтекаются мелкозернистыми. Чередование мелкозернистых и разномасштабных участков наблюдается и в оливниновых прослоях, содержащих примесь бесцветного амфибола. Рудный минерал в оливин-пироксеновых породах распределен весьма неравномерно: прослои, совершенно не содержащие рудного, чередуются с пироксенитами сидеронитовой структуры, где количество титаномагнетита, цементирующего клинопироксен, достигает 10—15%. В расщепленных пироксенитах развит желто-зеленый амфибол, замещаемый актинолитом и хлоритом.

Габбро роговообманковое и габбро-диабазы обнажаются к западу от пироксенитов и подстилаются толщей серпентинового меланжа. Тектоническая

деинтеграция габбровой части разреза прекрасно видна на юге массива, где расслаивающиеся серпентиниты маркируют зону разрывного нарушения и отчленяют от массива крупный блок габбро (см. рис. 4). Интрузивный контакт габброидов с пироксенитами описан выше. В южной части массива соотношения этих пород маскированы метаморфизмом амфиболитовой фации. Так, на правом берегу руч. Черный Ключ амфиболитизированные пироксениты очковой гнейсовидной структуры сменяются к западу амфиболитами полосчатыми мелкозернистыми, состоящими из клинопироксена, желто-зеленой роговой обманки, сосюритизированного плагиоклаза и розового граната с примесью сфена и апатита. Количественные соотношения минералов резко меняются в полосах вплоть до мономинеральных гранатитов или амфиболовых пород. Видимая мощность гранатовых амфиболитов не превышает десятков метров. По направлению к внешнему контакту они сменяются полосчатыми цоизитовыми амфиболитами, обычно мелкозернистыми, со сфеном и апатитом. В этих амфиболитах явно проступает структура мелкозернистого габбро или габбро-диабазов с идиоморфным короткопризматическим плагиоклазом. Большая часть пород, сменяющих амфиболиты к западу, представлена мелкозернистыми габбро роговообманковыми (с изометрично-таблитчатой структурой плагиоклаза и роговой обманки) и габбро-диабазами (с субофитовой структурой). Полосчатость выражена неотчетливо; состав представлен авгитом — 1—5%, коричнево-зеленой роговой обманкой — 45, плагиоклазом — 50, апатитом — до 1%, титаномагнетитом. Размер минералов колеблется в чередующихся полосах от 0,3 до 0,6—0,8 мм, зернистость в пределах полос равномерная. В наиболее удаленной (около 600 м) от контакта с пироксенитами части разреза появляются мелкозернистые кварцевые разновидности габброидов с теми же минералами; содержание кварца составляет 3—5%. Постепенно они сменяются массивными такситовыми роговообманковыми габбро с кварцем и биотитом (менее 1%), в котором крупно- и мелкозернистые участки чередуются беспорядочно — пятнисто. В отдельных обнажениях уже в серпентинитовом меланже рядом с выходами роговообманковых кварцевых габбро встречены кварцевые габбро-диориты, переходящие к крупнозернистым роговообманковым диоритам (содержание кварца 15—20%). Структурные соотношения диоритов и габбро-диабазов не ясны.

Общая структура разреза массива Средний Крака на основании изложенного материала представляется в следующем виде. В асимметрично построенном массиве выделяется ряд последовательно сменяющихся толщ, из которых наиболее мощная представлена лерцолитами. В направлении к контакту с габбро лерцолиты вначале сменяются породами с относительно понижающейся кремнекислотностью, все более обедненными базальтоидными компонентами — гарцбургитами, затем дунитами. Только вслед за дунитами следует серия пироксенитов — верлитов и затем роговообманковое габбро. Наличие постепенных переходов разнообразного типа между ультраосновными членами разреза доказывает его единство. Деформационные структуры пластического течения в лерцолитах (линейность и осевые плоскости складок) и границы "горизонтов", составляющих внешнее псевдослоистое обрамление лерцолитового тела, резко несогласны между собой. Несогласие главным образом угловое — осевые плоскости наиболее крупных складок течения в лерцолитах полого наклонены на запад, тогда как границы лерцолит — гарцбургит, гарцбургит — дунит и дунит — пироксенит круто наклонены к востоку (см. рис. 4). Линзы шпинель-плагиоклазовых лерцолитов залегают среди шпинелевых разновидностей в полном согласии с их деформационными структурами. При этом остаточные деформации в минералах плагиоклазосодержащих лерцолитов нередко отражают более высокие скорости течения вещества относительно окружающих их слоев. Образование линз-прослоев плагиоклазосодержащих лерцолитов в системе полосчатости и уплощенности шпинелевых происходило, таким образом, во время высокотемпературных пласти-

ческих деформаций — вязкого течения твердой лерцолитовой массы. Судя по резкой дискордантности к структурам течения лерцолитов границ последующих серий пород, следует считать, что формирование гарцбургитового, дунитового и пироксенитового "горизонтов" определялось иными причинами, нежели образование полосчатости и линз при массовом течении лерцолита. Положение гарцбургитов и следующих за ними дунитов во внешней зоне лерцолитового тела, а также общий состав этих пород позволяют рассматривать гарцбургитовый и дунитовый горизонты как области рестирования, границы которых располагались субперпендикулярно к направлению пластического течения в лерцолитах. Горизонт верлитов и клинопироксенитов с дунитовыми линзами представляет в этой схеме разреза область кристаллизации магмы, выделившейся из лерцолитов. Наиболее ярко выраженный интрузивный характер по отношению к ультрабазитам имеет роговообманковое габбро, относительно позднее среди магматических дифференциатов.

Линейные структуры метаморфитов амфиболитовой фации фрагментарно сохранились в краевых зонах массива в гарцбургитах, дунитах, пироксенитах и главным образом в габброидах. Образование их происходило, очевидно, при перемещениях габбро-ультрабазитовых масс в коровых условиях, но до шарьирования в пределы Зилаирского синклинория, поскольку в автохтонных осадочных образованиях метаморфизм амфиболитовой фации (уровня гранатовых амфиболитов) отсутствует.

Состав минералов и пород

Состав минералов всех разновидностей ультрабазитов изучался по разрезу массива в субширотном пересечении наиболее полно вскрытой его части (см. рис. 4). В 16 образцах выполнено более 120 микрозондовых анализов оливина, энстатита, диопсида, хромшпинелида и плагиоклазов, из них 99 анализов приведено в табл. 1—8 (см. приложение) [229, 239]. Результаты анализов показали последовательное изменение состава минералов по мощности разреза (по нормальным границам выделенных горизонтов), а также закономерные вариации состава различных генераций минералов в едином разрезе (рис. 11).

Шпинелевые лерцолиты. В шпинелевых лерцолитах наиболее глубоких горизонтов (обр. 341a) оливин с железистостью 10,1 сосуществует с высокоглиноземистыми энстатитом, диопсидом и хромшпинелидом. Содержание Al_2O_3 в пироксенах достигает здесь максимальных значений среди изученных составов (в энстатите — 5,34, в диопсиде — 6,47%) при содержании Cr_2O_3 соответственно 0,59 и 1,11% (см. рис. 11, 12). Диопсид отличается высокими содержаниями TiO_2 — 0,37% и Na_2O — 0,77%, тогда как в энстатите TiO_2 — 0,08—0,09, Na_2O — 0,02—0,03% (рис. 13); железистость крупных энстатитов и диопсидов одинакова — 10,1—10,3. В краевых зонах крупных энстатитов количество Al_2O_3 снижается на 1,28. Cr_2O_3 — на 0,19% (каждый из окислов — более чем на 20 отн. %, железистость уменьшается до 9,9). Светлооливковый хромшпинелид характеризуется очень низкими величинами железистости — 21,1 и хромистости — 15,6 (см. табл. 6 приложения; рис. 11, 14).

Лерцолиты шпинелевые, переслаивающиеся в нижней части разреза с плагиоклазосодержащими, состоят из несколько более магнезиального оливина ($f = 9,0 \div 9,5$) в ассоциации с энстатитом ($f = 9,5 \div 9,7$), диопсидом ($f = 7,4$) и высокоглиноземистым хромшпинелидом (обр. 341e). В энстатитах содержание Al_2O_3 незначительно уменьшается — до 4,69% в ядре зерна с ламеллями и до 3,74% в необласте. Cr_2O_3 остается примерно на том же уровне; в диопсидах снижение Al_2O_3 более существенно — до 3,69%; Cr_2O_3 уменьшается в них до 0,62%, TiO_2 — до 0,18%, Na_2O — до 0,28%. Состав аксессуарного хромшпинелида изменяется мало: слабо возрастает железистость — до 27,8 и хромистость — до 16,8.

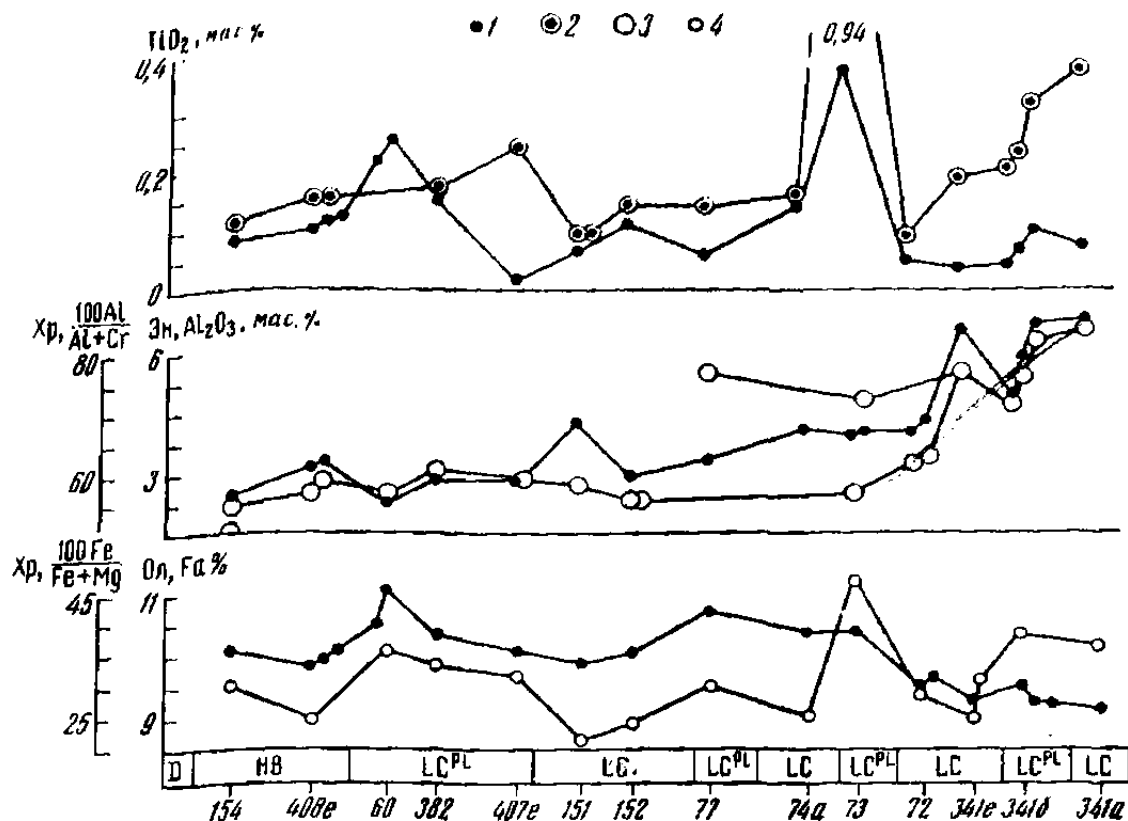


Рис. 11. Ковариации состава сосуществующих минералов в ультраосновных породах массива Средний Крак

Положение проб см. на рис. 4.

1 — хромшпинелид, 2 — диопсид, 3 — энстатит, 4 — оливин

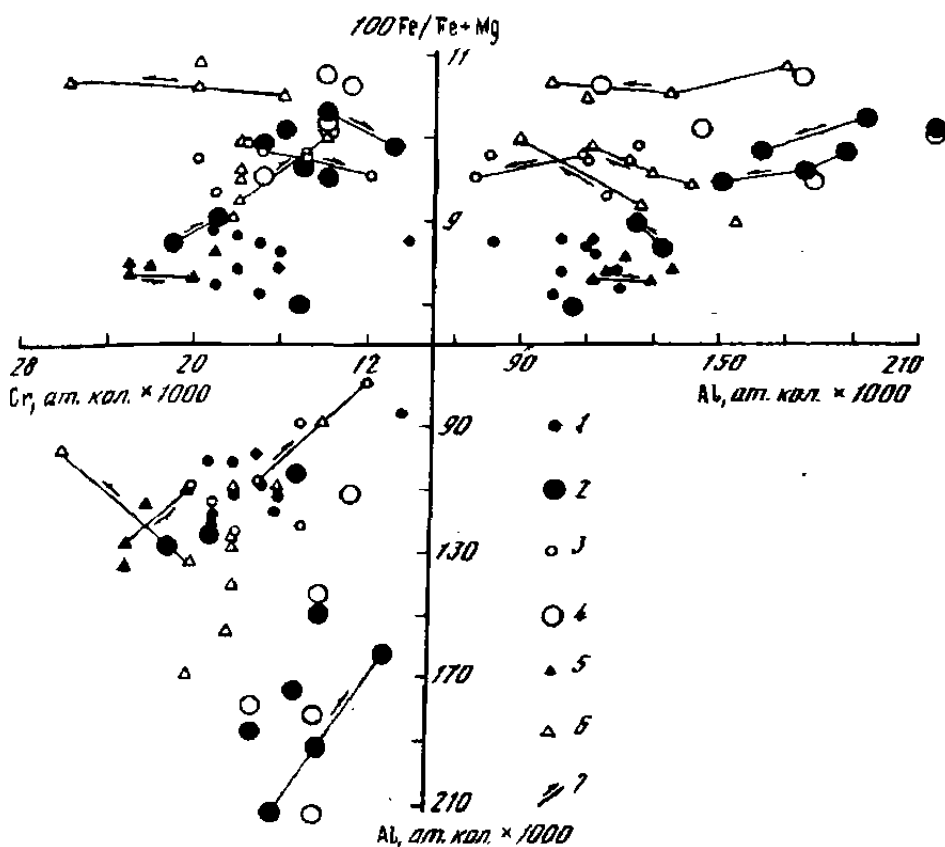


Рис. 12. Вариации состава ортопироксенов в ультраосновных породах массивов Средний Крак (кружки) и Нурали (треугольники) [231]

1 — гарибуриты и шпинелевые лерцолиты верхних горизонтов; 2 — шпинелевые лерцолиты нижних горизонтов; 3, 4 — шпинель-плаггиоклазовые лерцолиты верхнего (3) и нижнего (4) горизонтов; 5 — шпинелевые лерцолиты и гарибуриты; 6 — шпинель-плаггиоклазовые лерцолиты; 7 — направленность изменений составов от ядер крупных зерен к их краевым зонам и необластам

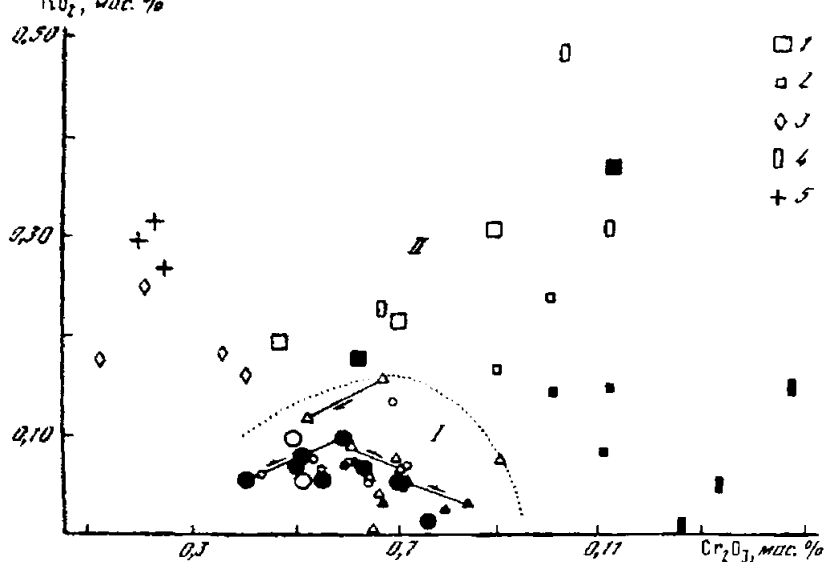


Рис. 13. Распределение титана и хрома в пироксенах ультраосновных пород массивов Средний Крака и Нурали

I — поле энстатитов (условные обозначения см. на рис. 12). II — поле диопсидов (черные знаки — лерцолиты и гарцбургиты без плагиоклаза, белые — с плагиоклазом)

Средний Крака: 1 — лерцолиты нижних горизонтов 2 — лерцолиты и гарцбургиты верхних горизонтов 3 — верлиты, пироксениты; Нурали: 4 — лерцолиты и гарцбургиты. 5 — верлиты, пироксениты

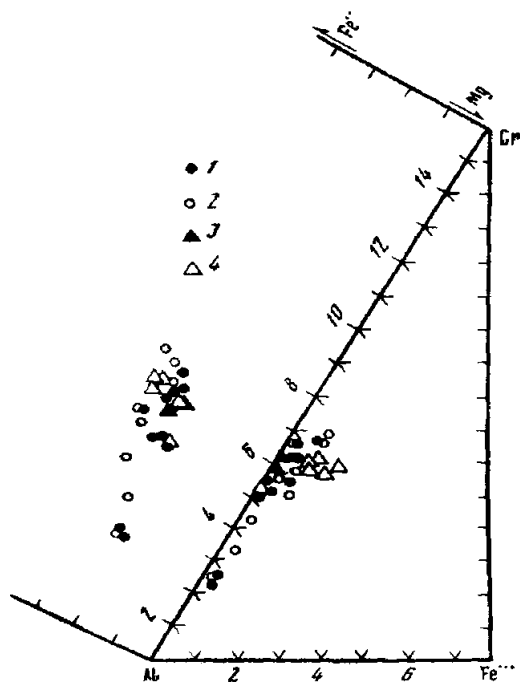


Рис. 14. Состав акцессорных хромшпинелидов: лерцолитах и гарцбургитах массивов Средний Крака (1, 2) и Нурали (3, 4) (черные знаки — породы без плагиоклаза, белые — с плагиоклазом)

Тенденция к уменьшению железистости оливина, энстатита и диопсида с одновременным снижением в пироксенах окиси алюминия, титана и натрия, а также ростом хромистости и железистости хромшпинелида прослеживается в шпинелевых лерцолитах по направлению к гарцбургитовому "горизонту". Особенно сильно она проявлена в лерцолитах, граничащих с плагиоклазосодержащими прослоями и линзами в западной части массива (см. табл. 3, 5 приложения, рис. 11, 12). В этих лерцолитах неравномерное распределение диопсида обуславливает появление участков (линз, "прослоев") гарцбургитового состава. Именно в них (обр. 15 и 151-1) максимальны указанные различия: железистость оливина снижается

8,7—8,9, энстатита — до 8,1—8,4, диопсида — до 6,8; количество Al_2O_3 в энстатите составляет 2,49—2,85%, в диопсиде — 2,47—3,67%. Содержание Cr_2O_3 в пироксенах остается высоким: 0,58—0,68% в энстатитах и 0,78—1,28% в диопсидах; в последних уменьшается количество TiO_2 до 0,08—0,14%. В хромшпинелидах резко возрастают железистость — до 35,4 и хромистость — до 41,2.

Шпинель-плаггиоклазовые лерцолиты. Вариации составов сосуществующих минералов плаггиоклазсодержащих лерцолитов в разрезе массива более сложны, чем рассмотренные для шпинелевых разновидностей. Однако здесь также отчетливо выступают различия между породами, представляющими структурно-глубокие горизонты разреза (обр. 3416) и породами, залегающими ближе к краевой зоне массива (обр. 60, 382, см. рис. 11). Так, в обр. 3416 железистость силикатов (оливина — 10,3, энстатита — 10,1—10,2, диопсида — 8,3—8,7) слабо повышена в сравнении с образцами 382 и 60, где составляет: оливина — 9,8—10,1, энстатита — 9,6—9,9, диопсида — 7,9 (табл. 2, 4, 5 приложения). В энстатите количество Al_2O_3 снижается соответственно с 5,28 до 2,97—3,06%. Во всех образцах отмечается резкое уменьшение окиси алюминия в краевых зонах и необластах энстатитов: с 5,28 до 3,46% в обр. 3416; с 2,97 до 1,80% в обр. 60 и с 3,06 до 1,96% в обр. 382 и т.д. Cr_2O_3 варьирует в энстатитах меньше, оставаясь в пределах 0,43—0,72%, причем это максимальное различие наблюдается в системе "центр—край" зерна. Хромшпинелиды по разрезу меняются наиболее сильно: в обр. 3416 их железистость варьирует в интервале 27,3—37,4; в обр. 60 — 39,9—45,4, хромистость соответственно 15,9—27,2 и 44,2—45,0. Вариации состава хромшпинелидов в одном образце подчинены следующим закономерностям: крупные ксеноморфные зерна с каемками плаггиоклаза имеют наиболее магнизальный и глиноземистый состав; мелкие субидiomорфные, скелетные зерна среди плаггиоклаза относительно более железистые и хромистые; железистость и хромистость наиболее высока в идиоморфных зернах, включенных в оливин. По всему разрезу прослеживается прямая корреляция железистости оливина и хромшпинелида (см. рис. 11) как в плаггиоклазсодержащих, так и в шпинелевых лерцолитах. Степень окисленности железа — $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Fe^{2+})$, % — в хромшпинелидах меняется, подчиняясь следующей закономерности: минимальна она в ксеноморфных включениях в энстатите, незначительно повышается в шпинелидах, окруженных тонкими каймами плаггиоклаза, и возрастает по мере увеличения количества плаггиоклаза в шпинелид-плаггиоклазовом агрегате: высокая степень окисленности железа отмечена в некоторых скелетных и мелких субидiomорфных зернах хромшпинелида среди плаггиоклаза, а также в его идиоморфных зернах среди оливина.

Состав плаггиоклаза меняется от An_{71} до An_{96} (см. табл. 8 приложения), закономерных изменений его по разрезу и зональных зерен не обнаружено. Следует, однако, отметить ассоциацию наиболее кальциевого плаггиоклаза — $An_{94,6}$ с менее железистым хромшпинелидом с низкой степенью окисленности железа (обр. 3416).

На фоне общих последовательных изменений составов сосуществующих оливина, пироксена и хромшпинелида по разрезу и в разных генерациях выделяются особые составы минералов в некоторых линзах плаггиоклазсодержащих лерцолитов (обр. 73), преимущественно на участках с неравномерным сгустковым распределением плаггиоклаза. К особенностям состава относятся: высокие содержания TiO_2 в диопсидах (0,92—0,94%), хромшпинелидах (0,36—0,94%) и энстатитах (0,21—0,28%); повышенная железистость всех силикатов и при этом относительно низкая хромистость шпинелида (34,4—34,6) и высокие содержания Cr_2O_3 в диопсиде (1,04—1,37%). Принимая во внимание, что количество окиси титана и хрома аномально велико не только в мелких зернах диопсида, ассоциирующих с плаггиоклазом, но и в диопсидовых ламеллях в энстатите, а также в самих энстатитах (TiO_2), надо признать обогащенность титаном всей породы в целом, т.е. существование среди лерцолитов участков с неравномерным рас-

предделением малых элементов до их дифференциации в процессе образования необластов и плагиоклаз-диопсидовых скоплений.

Гарцбургиты. Оливин и пироксены гарцбургитов близки аналогичным минералам шпинелевых лерцолитов верхних структурных горизонтов по железистости: для оливинов $f = 8,9 \div 9,5$, энстатитов — $8,2 - 8,9$ и диопсидов — $7,1 - 7,3$. Для энстатитов характерны стабильно низкие содержания Al_2O_3 ($2,08 - 2,93\%$) и Cr_2O_3 ($0,38 - 0,71\%$) с той же направленностью изменений от крупного зерна к необласту (обр. 154-1, табл. 3 приложения), что и в лерцолитах. В диопсидах содержание этих окислов повышается и также слабо варьирует — Al_2O_3 до $3,61\%$, Cr_2O_3 — до $1,14\%$; количество TiO_2 — $0,12 - 0,18\%$ — примерно в два раза выше, чем в энстатитах. Na_2O — $0,32 - 0,49\%$ (см. табл. 5 приложения). Хромшпинелид отличается максимально высокой хромистостью ($39,5 - 43,1$) среди всех бесплагиоклазовых перидотитов разреза, причем железистость его возрастает слабо ($f = 32,8 \div 35,5$, см. табл. 6 приложения) и степень окисленности железа низка. Последние две характеристики резко отличают шпинелиды гарцбургитов от акцессория плагиоклазовых лерцолитов, содержащего при том же количестве хрома примерно на треть больше железа.

Оливиновые клинопироксениты представлены образцами, отобранными в структурно-нижней части разреза верлит-пироксенитового горизонта, вблизи контакта с дунитами (обр. 149-4) и в его верхней части, вблизи контакта с габбро (обр. 171-6, см. рис. 4). Составы оливинов и пироксенов в этих образцах различаются в основном по железистости: в обр. 149-4 $f_{ol} = 19,4$, $f_{di} = 13,5 \div 14,8$; в обр. 171-6 эти же величины составляют соответственно $23,6 - 24,6$ и $13,0 - 17,5$ (см. табл. 1, 5 приложения), и, таким образом, железистость минералов нарастает к контакту с габбро. Вариации железистости минералов в пределах образца, по имеющимся данным, не связаны с их зональностью или разной крупностью зерен (при резко разнозернистой структуре пород), и лишь в одном зерне пироксена (обр. 149-4) намечается понижение железистости к его краю. Количество Al_2O_3 в пироксенах этого образца меняется очень слабо — от $2,59$ до $2,93\%$, Cr_2O_3 — от $0,33$ до $0,40\%$, TiO_2 — от $0,16$ до $0,18\%$. В обр. 171-6 одинаковые по размерам и форме пироксены имеют различный состав, причем более железистый пироксен содержит относительно высокое ($3,91\%$) количество Al_2O_3 (против $1,83\%$ в более магниальном пироксене), TiO_2 — $0,25\%$ (против $0,18$) и Cr_2O_3 — $0,20\%$ (против $0,12\%$), т.е. тенденция фракционирования Al и Cr здесь обратна той, что наблюдалась в лерцолитах и гарцбургитах, где увеличение железистости пироксенов сопровождается понижением содержаний Al_2O_3 и Cr_2O_3 . Рудный минерал в обр. 149-4 представлен мелким идиоморфным железистым хромшпинелидом, в значительной степени замещенным магнетитом, в обр. 171-6 рудный минерал отсутствует.

Суммируя приведенные материалы, следует подчеркнуть наиболее четкие закономерности вариаций состава минералов по разрезу массива.

Оливин. В шпинелевых лерцолитах оливины имеют в целом более низкую железистость и более высокое содержание NiO, чем в плагиоклазсодержащих. Колебания железистости характерны для переходных зон плагиоклазовых — шпинелевых лерцолитов. В гарцбургитах и дунитах (в последних — по химическим анализам пород) железистость оливина незначительно снижается, затем поднимается в оливине верлитов и оливиновых клинопироксенитов и резко возрастает по разрезу в направлении контакта с габбро. Содержание окиси никеля в оливинах пироксенитов минимально, в то же время здесь появляется в заметных количествах — до $0,19\%$ — окись кальция, полностью отсутствующая в оливинах лерцолитов и гарцбургитов.

Энстатит. Железистость энстатита прямо коррелируется с железистостью оливина, и, следовательно, по разрезу они меняются одинаково. Большее количество анализов энстатитов четко выявляет общее уменьшение железистости

в лерцолитах (с плагиоклазом и без него) в направлении гарцбургитового горизонта при незначительно повышенной железистости плагиоклазсодержащих разновидностей. Снижение железистости сопровождается уменьшением количества Al_2O_3 , Cr_2O_3 и TiO_2 в энстатитах (см. рис. 11—13).

Диопсид. Вариации состава диопсида и энстатита аналогичны; можно отметить лишь более резкие колебания содержаний Al_2O_3 , Cr_2O_3 и особенно TiO_2 (последний окисел — в плагиоклазовых лерцолитах) на фоне их общих повышенных в сравнении с энстатитом значений при более низкой железистости. В верлит-пироксенитовом горизонте магнезиальный диопсид сменяется более железистым диопсидом и затем авгитом. Судя по химическим анализам мономинеральных клинопироксенов, общее нарастание железистости пироксена в разрезе от дунитов к габбро происходит довольно постепенно, от $f \approx 11$ (обр. 424) до $f = 17,5$ (обр. 171-6), хотя в отдельных образцах железистость сильно варьирует.

Хромшпинелид по разрезу лерцолитов в направлении к гарцбургитам меняется от высокоглиноземистых магнезиальных низкохромистых шпинелидов с низкой степенью окисленности железа до шпинелидов с равным содержанием окиси хрома и окиси алюминия, более железистых; в этом же направлении в них снижается содержание окиси никеля. Рост железистости хромшпинелида с появлением плагиоклаза в лерцолите и относительно большая степень его окисленности в этих породах показана выше.

Как видно из приведенных данных (см. также рис. 11, 14), вариации составов всех минералов взаимосвязаны. Этот факт наряду с петрографическими характеристиками пород позволяет выделять ряд равновесных одновременных ассоциаций минералов, например ядра крупных зерен — необласты и т.д. Температуры равновесий, рассчитанные по хром-алюминиевому термометру в парах энстатит—диопсид [408] практически одинаковы для плагиоклазсодержащих и бесплагиоклазовых разновидностей. Так, в шпинелевых лерцолитах для центральных частей крупных зерен они составляют: $1110^\circ C$ — обр. 72, $1050^\circ C$ — обр. 341e и $950^\circ C$ — обр. 341a; в плагиоклаз-шпинелевых — $1090^\circ C$ и $1007^\circ C$ — обр. 341b; $950^\circ C$ — обр. 382; для мелких зерен (необластов) и краевых частей крупных зерен рассчитанные температуры ниже: $980^\circ C$ — обр. 341b, $890^\circ C$ — обр. 341a. Температуры равновесий в паре энстатит—ламелля диопсида (в том же энстатите) меняются от $1050^\circ C$ — обр. 341e до $810^\circ C$ — обр. 73 (с высоким содержанием TiO_2). В гарцбургите 408e температуры равновесий варьируют от 1030 — $1060^\circ C$ для ядер крупных зерен до $1000^\circ C$ для мелких зерен; в гарцбургитах обр. 154-1 рассчитанная температура составляет $970^\circ C$ (для крупных зерен, возможно, их периферических частей).

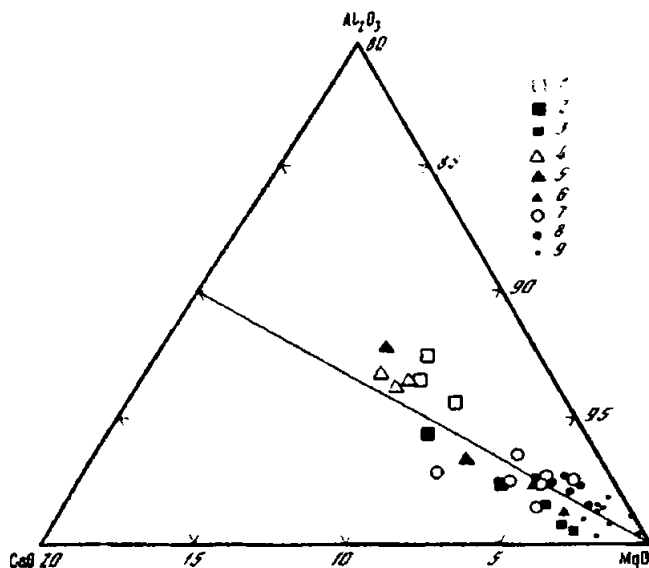
Химический состав пород массива Средний Крака отражает все те особенности состава породообразующих минералов, которые были рассмотрены выше. Общая железистость пород $f = 100 (FeO + 2Fe_2O_3) / (MgO + FeO + 2Fe_2O_3)$ (мол. кол-во) нарастает от шпинелевых (9,5—9,6) к плагиоклазсодержащим лерцолитам (10,2—11,3), затем снижается в гарцбургитах (8,7—10,0) и дунитах (8,4—9,6) и вновь резко возрастает в верлитах—клинопироксенитах (11,2—16,9), достигая максимума в роговообманковом габбро (42,2, см. табл. 9 приложения)¹.

В пределах лерцолитовой части разреза плагиоклазсодержащие разновидности отличаются большим (примерно на 1—1,5%), чем шпинелевые, количеством окиси алюминия и в отдельных образцах с неравномерным распределением плагиоклаза — повышенным количеством Na_2O и TiO_2 ; этим (вместе с указанным различием их железистости) исчерпывается вся разница в валовом химическом составе двух разновидностей лерцолитов (рис. 15). Важно отметить, что количество

¹ В табл. 9 приведены наиболее типичные химические составы пород, характеризующие средние содержания компонентов по выборке из 50 анализов (по данным Г.Н. Савельевой, Е.А. Денисовой, Радченко и др., 1977 г., Шумихина и др. 1980 г.).

Рис. 15. Составы перидотитов, Уральских массивов (типичные образцы)

Средний Край 1 — шпинель-лерцолиты, 2 — шпинель-плагноклазовые лерцолиты, 3 — гарцбургиты, 4 — шпинель-плагноклазовые лерцолиты, 5 — шпинель-плагноклазовые лерцолиты, 6 — гарцбургиты, Войковский массив; 7 — шпинель-лерцолиты, 8 — гарцбургиты, 9 — дуниты



окси кальция в этих породах практически одинаковы. Вместе с петрографическими наблюдениями этот факт имеет значение при обсуждении возможности твердофазовой реакции глинозема шпинель — диопсид — анортит + хромистый шпинелид + оливин.

Гарцбургиты характеризуются более низкими, чем лерцолиты, содержанием Al_2O_3 и CaO , что прямо связано с уменьшением в них количества диопсида и снижением глиноземистости энстатита. Количество Cr_2O_3 по разрезу лерцолит-гарцбургит практически не меняется, хотя состав акцессорного шпинелида в гарцбургитах более высокохромистый. Постоянство содержания хрома в общем составе пород может быть объяснено только меньшим количеством акцессорного шпинелида в гарцбургитах, так как вклад окиси хрома за счет пироксенов в данном случае незначителен — уменьшение диопсида на 5% приводит к уменьшению Cr_2O_3 в общем балансе породы примерно на 0,05%, в энстатитах же лерцолитов и гарцбургитов содержание Cr_2O_3 практически одинаково, а разный вклад 1% акцессорида лерцолита и гарцбургита достигает 0,20%. Отсюда следует еще один вывод, который подтверждается и прямыми петрографическими наблюдениями: в шпинелевых лерцолитах с высокоглиноземистым хром-шпинелидом количество последнего незначительно (на 0,5—1%) повышено, что в целом при сохранении постоянного количества окиси хрома в породе дает заметное увеличение содержания Al_2O_3 в валовом составе (на 1% шпинелида до 0,55% Al_2O_3).

В дунитах среднее содержание Cr_2O_3 повышается за счет резкого роста хромистости акцессорного шпинелида. Неравномерное распределение хрома в разрезе дунитового "горизонта" отражено существованием линейных зон полосчатого вкрапленного хромитового оруденения, "послойно" чередующихся с безрудными дунитами. Количество Al_2O_3 в дунитах минимально по разрезу ультрабазитов (постоянно менее 0,5%), незначительная примесь CaO (0,6—0,8%) связана с присутствием в них диопсида. Содержание TiO_2 , так же как и в гарцбургитах, не поднимается выше сотых долей процента (обычно 0,01%), тогда как в лерцолитах эта величина варьирует, достигая 0,13%.

Пироксениты и верлиты с переменными количественными соотношениями оливина и пироксенов характеризуются также изменчивыми содержаниями породообразующих окислов. Из рассмотренного ряда ультрабазитов их резко выделяет повышенная железистость и высокое (около 20% и выше) содержание CaO . Присутствие алюминия и хрома в пироксенах обеспечивает от 1,5 до 3,4% Al_2O_3 и 0,2—0,3% Cr_2O_3 в породе. Содержание TiO_2 варьирует и в основном повышено

сравнении с дунитами и перидотитами; отмечается также незначительное повышение Na_2O — до 0,1–0,2%.

Габбро пироксен-роговообманковые и габбро-диабазы имеют широкий интервал колебаний железистости ($f = 30\div 42$) и содержания SiO_2 (45–52%); рост кремнекислотности сопровождается увеличением железистости. При этом количество TiO_2 варьирует незначительно — от 0,51 до 0,87%, достигая 1,57%; также слабо меняется количество щелочей: Na_2O — от 2,13 до 3,68%, K_2O — от 0,18 до 0,40%. Содержание Al_2O_3 постоянно остается в пределах 15–17%, CaO — 10–12%; количество P_2O_5 составляет 0,10–0,15%. В целом порода отвечает кварц-нормативному толенту, кристаллизация которого проходила после фракционирования оливина из расплава.

Таким образом, в целом по разрезу массива от структурно нижних горизонтов лерцолитов к дунитам, т.е. от наиболее ранних пород к поздним, происходит слабое снижение кремнекислотности и железистости пород, уменьшение Al_2O_3 , CaO и накопление хрома в рудном минерале (в общем виде — перераспределение хрома из силикатов пироксенов в окисел). Далее от верлитов — клинопироксенитов изменяется направленность накопления компонентов: скачкообразное увеличение кремнекислотности пород сопровождается сильным ростом их железистости с накоплением в породах сначала кальция (пироксениты), а затем алюминия, щелочей, титана и фосфора (габброиды). Столь резкие различия трендов фракционирования компонентов в этих двух частях разреза — лерцолит → гарцбургит → дунит и верлит (дунит) → пироксенит → габбро — свидетельствуют, очевидно, о разных способах и условиях их формирования.

История формирования разреза

Рассмотренный массив представляет собой фрагмент офиолитового аллохтона, испытавшего неоднократные тектонические перемещения в коре. В разрезе ультрабазитов выделяются две его крупные составные части: 1) лерцолиты и в подчиненном количестве гарцбургиты (шпинелевые и плагиоклаз-шпинелевые) с ярко выраженными структурами высокотемпературного пластического течения, дисконформными по отношению к залеганию границы со второй частью разреза; 2) гарцбургиты — дуниты — верлиты — клинопироксениты, слагающие внешние "горизонты" с конформными границами и внутренними структурами, которые ориентированы нормально к направлению течения в лерцолитах. Габбро роговообманковое и габбро-диабазы имеют интрузивный контакт с перечисленной группой пород, располагаясь также в виде "горизонта" над пироксенитами.

Структура и состав минералов лерцолитов характеризуют их как мантийное вещество, слабо обедненное базальтоидными компонентами. Степень истощения лерцолитов нарастает по разрезу к контакту с гарцбургитовым и дунитовым горизонтами, которые представляют все более истощенные ультраосновные массы, где предельным реститом является дунит. Непрерывный характер переходов лерцолит → гарцбургит → дунит с дробным чередованием их на границах и нарастанием объема каждого последующего члена разреза говорит в пользу такого представления, а существование принципиального структурного несогласия между лерцолитами и гарцбургитами с последующими горизонтами позволяет выделить два этапа (по крайней мере) в истории формирования этой части разреза.

1. На раннем из фиксируемых этапов в процессе высокотемпературных (1100–1000°C) пластических деформаций лерцолитов были образованы линейно-плоскостные ориентировки минералов и полосчатость, очерчивающие сложные складки течения. В этой деформационной системе согласно располагаются уплощенные вытянутые линзы плагиоклазсодержащих лерцолитов, также обладающих линейно-плоскостными деформационными структурами. Состав сосуществующих минера-

лов последовательных генераций и петрографические структуры этих пород а также их общий химический состав позволяют рассматривать появление плагиоклаза в данной ассоциации как результат реакции: глиноземистая шпинель + диопсид $\rightarrow$ анортит + хромшпинелид + оливин. Эта реакция принципиально возможна при снижении общего давления до 6—7 кбар в процессе перемещения мантийных масс на более высокий уровень. Судя по общему составу пород реакция зарождалась и осуществлялась в прослоях, незначительно обогащенных окисью алюминия, что минералогически должно выражаться повышенным содержанием в них количества акцессорного высокоглиноземистого хромшпинелида. Следовательно, "послойно-шлировая" контрастность минерального и химического состава породы была сформирована еще раньше и в дальнейшем усиливалась. Последующая дифференциация вещества происходила с образованием линз плагиоклазосодержащих лерцолитов, окруженных дунитовой и(или) гарцбургитовой оболочками на месте шпинелевого лерцолита, а также образованием мономинеральных дунитовых, пироксенитовых полос и в меньшей мере жил дунитов и энстатит-диопсидовых пород, секущих полосчатость. Появление линз-прослоев обогащенных глиноземом, создавало также благоприятные условия для начала частичного плавления лерцолита. Направление вязкого течения вещества (и движение мобилизата?), отраженное ориентировкой линейности лерцолитов, располагается нормально или под крутым углом к границе с гарцбургит-дунитовой зоной.

2. Формирование реститовой гарцбургит-дунитовой зоны, секущей структуры течения раннего этапа, происходило, возможно, при оформлении края лерцолитового тела, что следует из ее пространственного положения и существенно магнезиального состава пород. Обособление некоего объема твердопластических ультраосновных масс в геологическое тело, по-видимому, связано с отрывом их от мантийного субстрата и продвижением в кору. Именно при этих событиях в зоне, располагавшейся вдоль граничной поверхности тела, и происходило интенсивное рестирование лерцолита с формированием гарцбургита и во внешней зоне — дунита. Эти события определяются как второй этап в истории формирования ультраосновного разреза. С ними (с рестированием лерцолита) неразрывно связано отделение базальтоидного расплава и последующая его кристаллизация в виде полосчатой дунит-верлит-клинопироксенитовой серии пород, также имеющих переходы к реститовым дунитам. Присутствие окиси кальция в оливине верлитов свидетельствует о кристаллизации этих пород из базальтоидного расплава.

Химические и структурные изменения ультрабазитов в процессе их высокотемпературных деформаций отражены в различных типах преобразований минеральных фаз. Во-первых, они представлены последовательным изменением состава первичных минералов, снижением количеств алюминия и хрома в синдормационных пироксенах (необластах), увеличением железности и хромистости акцессорного шпинелида; во-вторых, твердофазовым переходом ассоциации оливин + энстатит + диопсид + высокоглиноземистый хромшпинелид в плагиоклазосодержащую; в-третьих, следами частичного плавления с обособлением плагиоклаз-диопсидовых сегрегаций, обогащенных титаном, щелочами, которые окружены каймами (оболочками) дунитового состава. Этот тип преобразований является естественным продолжением метаморфической дифференциации и возникал прежде всего на участках с "подготовленным" к процессу плавления химическим составом, уже обогащенным глиноземом, титаном, щелочами. Первый же тип преобразований представляет, по- существу, реакцию реститового субстрата на отделение (выплавление) базальтоидных компонентов. Вынос алюминия, хрома, титана, железа и натрия из пироксенов с одновременным накоплением хрома в шпинелидах и повышением магнезиальности оливинов, представляет собой, таким образом, рестирование вещества в ряду лерцолит $\rightarrow$ гарцбургит $\rightarrow$ дунит. Накопление железа и титана при сохранении кремнекислотности в конечных

продуктах дифференциации (верлитах—пироксенитах) характеризует толстовый гренд фракционирования компонентов. В этом же ряду, очевидно, находится и роговообманковое габбро. Внедрение габбро отделено временным интервалом от формирования полосчатой серии, как это подтверждают интрузивные контакты между ними. В то же время, судя по закономерному положению габброидов в общем разрезе (аналогичному строению офиолитовых комплексов) и химическому составу пород, представляется вероятным, что габброиды являются наиболее поздними продуктами дифференциации базальтоидной магмы, отделенной из лерцолитов.

Кристаллизация базальтоидной магмы шла в присутствии водосодержащего флюида, на что указывает наличие первичного амфибола в различных породах — пироксенитах и верлитах (незначительное количество паргаситовой роговой обманки) и габброидах, содержащих до 30% роговой обманки. Редкие зерна первичного амфибола встречаются спорадически и в плагиоклазосодержащих лерцолитах, что, вероятно, отражает участие водного флюида в процессе частичного плавления.

Метаморфические преобразования ультраосновных и габброидных пород в коровых условиях были локальны. Они охватили в основном габброиды и в меньшей мере пироксениты и верлиты с линзами дунитов. Наиболее высокая степень метаморфизма пород представлена фацией гранатовых амфиболитов, формировавшихся по роговообманковым габбро и габбро-диабазам. Образование этих метаморфитов происходило до шарьирования офиолитового аллохтона в пределы Зилаирского прогиба и было связано, вероятно, с наиболее ранними перемещениями габбро-ультрабазитового тела в коре. В процессе шарьирования амфиболиты испытали разнообразные диафторические преобразования зеленосланцевой фации метаморфизма.

МАССИВ НУРАЛИ

Нуралинский массив расположен в промышленном районе Южного Урала, на его восточном склоне, в 100 км к юго-западу от г. Челябинска. Он представляет одно из тел в гигантской полосе макромеланжа [232], протянувшейся вдоль восточного крыла Уралтауского антиклинория, на сочленении его с западным крылом Магнитогорского мегасинклинория в зоне Главного уральского разлома (см. рис. 1). Стратиграфия, вулканизм и тектоническое строение района хорошо изучены и рассмотрены в многочисленных публикациях [71, 87, 115, 137, 181, 232, 261 и др.].

Тектоническое положение

Вулканогенно-осадочные толщи, ультрабазиты, габброиды и амфиболиты слагают здесь чрезвычайно сильно деформированный пакет пластин, надвинутый к западу на кварциты и кристаллические сланцы Уралтауского антиклинория. В разрезе выделяются: 1) предположительно ордовикские основные метавулканиды толстовой серии [137] с подчиненным количеством песчаников и сланцев; 2) силурийские (S_1 — S_2) диабазы и спилиты типа высокоглиноземистых базальтов и толстов с пачками граптолитовых сланцев; 3) нижнедевонские (D_1^1) конглобрекки, гравелиты, песчаники и аргиллиты с обломками пород офиолитовой ассоциации, перекрытые сероцветной кремнисто-терригенной толщей (D_1^2 — D_{1ef}). Эти отложения накапливались в западной части Магнитогорского прогиба, выделяемой С.Г. Самыгиным [232] как конседиментационная Вознесенско-Халиловская структура. Восточнее формировались образования Таналык-Ирендыкской структуры, где начиная с силура, шло накопление мощных толщ диабазов, спилитов, кремней и яшм а в раннем девоне—эйфеле — базальтов и андезитобазальтов. Ордовикско-силурийские отложения рассмотренных разрезов пред-

ставляют собой комплекс океанической стадии развития палеоструктур, верхне-силурийские—эйфельские — комплекс раннего этапа переходной стадии [181, 230].

Начало роста островодужных поднятий связано с первыми этапами скучивания разрезов океанической коры в раннедевонское [232], возможно, позднее, силурийское время. Серпентинизированные ультрабазиты к этому времени уже входили в состав коры океанического типа. Последующий этап сжатия и скучивания в эйфельское время привел к формированию макромеланжа, насыщенного ультрабазитовыми телами, включая массивы Сакмаро-Вознесенского пояса, Абзановский, Миндяк и другие. Дальнейшее (D_2 gv— D_3 f и D_3 — C_1 v) шарьирование покровов к западу сопровождалось тектоническим раздавливанием этой зоны, срывом и перемещением фрагментов раннепалеозойских вулканогенно-осадочных разрезов и ультрабазитовых пластин с формированием таких крупных аллохтонов, как Кракинский. Как было показано выше, тела ультрабазитов, расположенные в современной структуре восточнее Уралтауского антиклинория, в зоне Главного разлома, представляют собой "корневую" область для аллохтонов Сакмарской структурно-фациальной зоны, протягивающейся западнее Уралтау [87, 232]. Следует еще раз отметить, что в большом числе работ, вплоть до построения тектонической карты Урала на новых мобилистских принципах, ультраосновные тела в этой области рассматривались как интрузии силурийского и девонского возраста [196, 208, 240 и др.]. Наиболее полное петрографическое описание Нуралинского массива было сделано Г.Б. Рудником [208], пришедшем к выводу о существовании вертикальной зональности в разрезе: дуниты вверх по разрезу сменяются гарцбургитами, плагиоклазовыми лерцолитами и далее — полосчатыми дунит-пироксенитами. Образование вертикальной зональности связывалось с позднемагматическими—метасоматическими процессами пироксенизации и фельдшпатизации дунитов, затем гарцбургитов по ортогональной сетке трещин. Аналогичная вертикальная расслоенность (с иной трактовкой ее генезиса) предполагалась в работах [96, 171, 246] и предполагается для многих ультраосновных массивов Урала, так что модель строения, предложенная Г.Б. Рудником, является широко распространенной (если не общепринятой) на Урале.

Структурно-петрографическое картирование массива, проведенное автором совместно с Е.А. Денисовой, и последующий анализ материала показали принципиально иную структуру массива и позволили предложить новую трактовку генезиса пород [231].

Геологическое строение

Нуралинский массив занимает площадь около 100 км², эрозионный врез достигает 400 м. Тектонический сброс в долине р. Шерамбай разделяет его на два тела: южное, более крупное, выступает на хребте Нурали, где обнажена большая часть разреза, слабо нарушенная тектонически; северное, вскрытое на хр. Сияк-Тукун, представляет в основном нижние части разреза, тектонически совмещенные с фрагментами верхних горизонтов (рис. 16).

В южном теле, ориентированном меридионально, западный контакт ультрабазитов с докембрийскими толщами хребта Уралтау — слюдястыми кварцитами и слюдиристо-кварцевыми сланцами — представляет собой тектоническое нарушение круто падающее на восток. С востока и юго-востока ультрабазиты граничат с толщами серпентинитового полимиктового меланжа; зоны рассланцевания в контакте имеют нередко пологое западно-северо-западное падение, реже — субвертикальное.

Вдоль северо-западного контакта прослеживается полоса (шириной 0,3—0,5 км) выходов крупнозернистых лерцолитов с повышенным (до 50%) содержанием пироксенов. Хребет Нурали и пересекающие его долины сложены преимущественно плагиоклазовыми лерцолитами с подчиненным количеством лерцолитов бел-

плаггиоклаза, а также гарцбургитов и дунитов. На восточных и юго-восточных склонах хребта и у его подножия обнажаются гарцбургиты, в которых по удалении от границы с лерцолитами нарастает количество дунитов. Ширина полосы выходов лерцолитов вкост ее простираения составляет 1,5—1,8 км, гарцбургитов и дунитов — от 0,4 км до 1,8 км. Восточнее, в невысоких грядах, обнажаются полосчато чередующиеся дуниты, верлиты, клинопироксениты и вебстериты (ширина выходов 0,4—0,6 км). Роговообманково-плаггиоклазовые амфиболиты и тоналиты, слагающие следующую к востоку цепь холмов, отделены от пироксенитов рассланцованными серпентинитами и слагают относительно слабо перемещенные тектонические пластины верхней части разреза, переходящие к толще меланжа. Далее к востоку в серпентинитах обнажаются линзовидные блоки плаггиоклазовых и плаггиоклаз-пироксеновых порфиритов, диабазов, конгломератов, вулканомиктовых песчаников, известняков и кремнистых пород, представляющих фрагменты разреза с общим возрастным интервалом $S_1—C_1v_{2-3}$ (по данным Б.М. Садрисламова, Г.И. Фроловой, Е.А. Шумихина). Общая мощность толщи полимиктового меланжа составляет в этом районе около километра, однако эта оценка весьма приблизительна из-за сложной структуры толщи, смятой в складки и разбитой на серию чешуй.

Северное тело массива представляет собой маломощную деформированную пластину, нижняя часть разреза которой сложена серпентинитами, а в подошве располагается толща полимиктового меланжа, надвинутая вместе с ультрабазитами на докембрийские слюдястые кварциты. В строении пластины участвуют крупнозернистые лерцолиты, аналогичные вскрытым вдоль северо-западного контакта южного тела, плаггиоклазовые лерцолиты и тектонически совмещенные с ними породы полосчатой серии.

Серии пород протягиваются в северо-северо-восточном направлении; их контакты по материалам картирования и бурения (данные Е.А. Шумихина и И.С. Анисимова) имеют крутое залегание. Максимальная суммарная мощность сохранившегося разреза составляет около 3,5 км. Этот разрез тектонически повернут таким образом, что пироксениты и амфиболиты вскрываются вдоль его тектонической подошвы: крутые контакты между сериями пород слабо наклонены к западу. Общая закономерность в распределении пород на массиве, как видно из приведенного описания и карты (см. рис. 16), аналогична той, что присуща типичным офиолитовым разрезам: лерцолиты и плаггиоклазовые лерцолиты — гарцбургиты — дуниты — пироксениты (полосчатая серия). Все выделенные толщи связаны постепенными переходами (рассмотренными ниже), и это наряду с пространственным отделением плаггиоклазовых лерцолитов от пород полосчатой серии выходами гарцбургитов и дунитов и поздним относительно гарцбургитов временем формирования пород полосчатой серии определенно указывает на первичное залегание лерцолитов в наиболее "глубокой" части разреза, максимально удаленной от первичного края тела.

Состав и структура серий. Рассмотрим петрографические составы, деформационные макро- и микроструктуры пород, наиболее полно представляющие последовательные (в направлении к полосчатой серии) части разреза.

Лерцолиты крупнозернистые содержат до 50% крупных (5—10 мм) пироксенов: до 30% энстатита и до 20% диопсида, 50—60% оливина, 1—2% светлого палевого или оливкового ксеноморфного хромшпинелида. Вторичные минералы представлены серпентином, магнетитом, тальком, карбонатом. Характерны сильные деформации пироксенов с изгибами, полосами излома и рекристаллизацией по краям. В оливине развиты полосы излома, субзерновые структуры и участки рекристаллизации. Линейно-плоскостные ориентировки обусловлены формой и расположением пироксенов и шпинелидов. Картирование этих элементов и полосчатости показывает преимущественно моноклиальное залегание структур и фрагменты складок размером сотни метров.

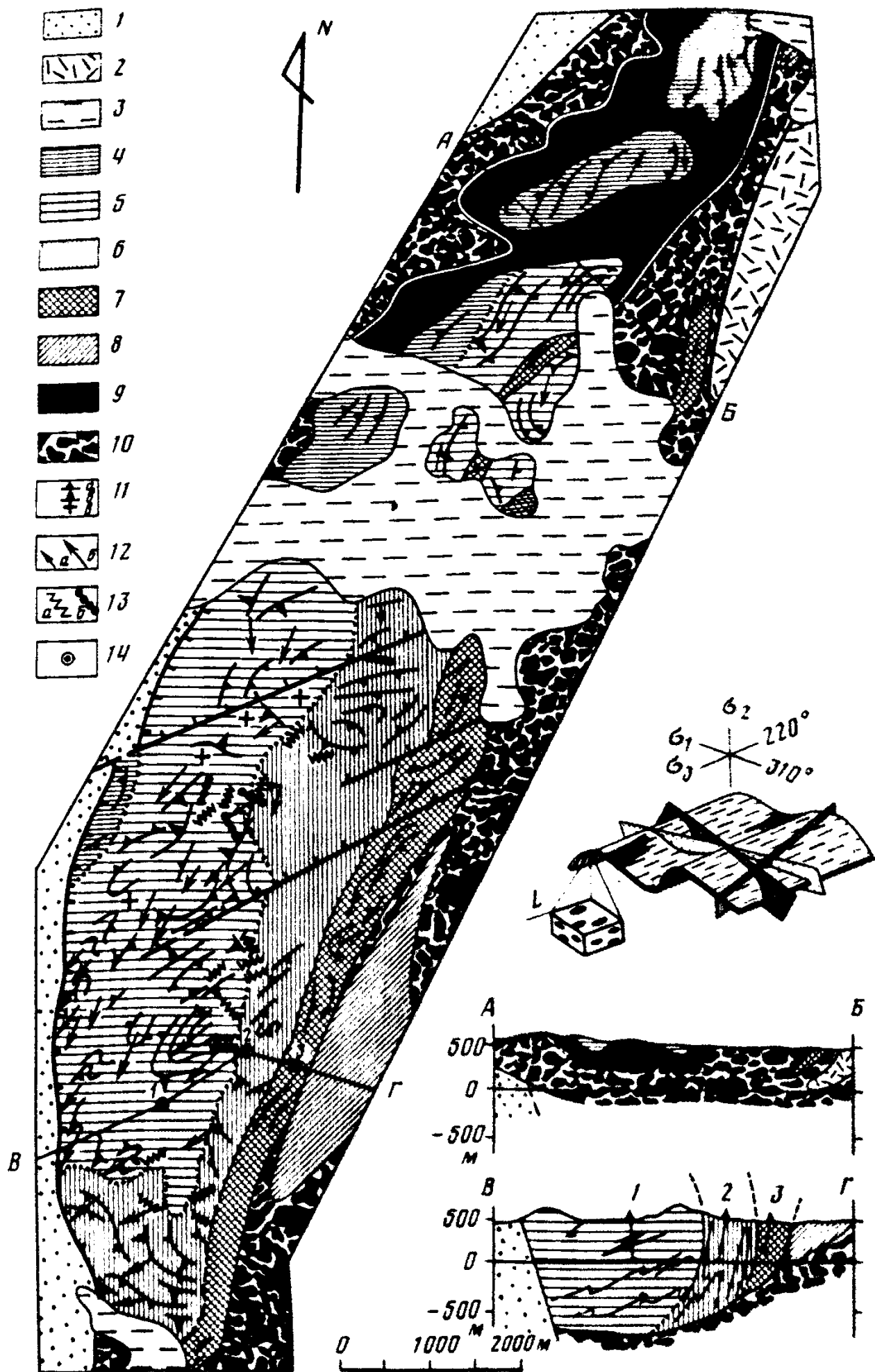


Рис. 16. Геологическая карта массива Нурали [231]

1 — верхнепротерозойские отложения: кварциты, слюдяные сланцы, 2 — верхнедевонские карбоновые кремнистые и глинистые сланцы, песчаники; 3 — четвертичные аллювиальные отложения; 4—9 — серия пород Нуралинского массива (их границы в основании разреза показаны точками). 4 — крупнозернистые перциолиты с высокоглиноземистым шпинелидом, 5 — шпинель-плагноклазовые лериолиты с подчленистым количеством лериолитов, гарибургитов, дунитов, 6 — гарибургиты и дуниты, 7 — полосчатое чередование

Шпинель-плагиоклазовые лерцолиты представляют значительную часть разреза массива, включающую также лерцолиты без плагиоклаза и небольшое количество гарцбургитов и дунитов. Состав лерцолитов: оливин — 70%, энстатит — 15—20, диопсид — 3—10, плагиоклаз 0,5—5, темно-бурый или непрозрачный хромшпинелид — 1—2%. Распространены плагиоклазовые гарцбургиты, содержащие 0,5—2% диопсида. Степень петельчатой (безмагнетитовой) серпентинизации колеблется от 10 до 70%; оталькование, амфиболизация пироксенов проявлены только в зонах тектонических нарушений.

Слабо выраженная полосчатость обусловлена послойным распределением пироксенов и плагиоклаза; совпадение линейно-плоскостной ориентировки минералов с плоскостью полосчатости делает текстуру породы очень четкой. Особую выразительность она приобретает благодаря агрегатной линейности — вытянутым уплощенным шлирам (1,5×2×10 мм) плагиоклаза и хромшпинелида, реже пироксенов. При картировании структурных элементов установлено, что полосчатость очерчивает разнопорядковые складки, с амплитудами от 2 м до сотен метров, как правило, с пологим наклоном крыльев (до 40°) и хорошо выраженными шарнирными зонами. Шарниры складок полого, под углами 10—30°, погружаются на юго-запад по азимуту 220—240°; линейность ориентирована вдоль шарниров складок (см. рис. 16). Пологое, до горизонтального, залегание линейности чрезвычайно характерно для всей вскрытой (по вертикали около 1000 м) части разреза плагиоклазовых лерцолитов: оно сохраняется как на водоразделе, так и на забое скважины (глубина 450 м) N 1 в долине р. Миасс (см. рис. 16, разрез).

Таким образом, складчатые структуры в шпинель-плагиоклазовых лерцолитах, а также в перемежающихся с ними породах ориентированы с азимутальным и угловым несогласием по отношению к контакту тела и границам выделенных серий.

Микроструктуры пород, как правило, разномасштабные: оливин и энстатит образуют крупные порфирокластические зерна со следами деформаций (мозаичное, волнистое угасание, полосы излома, изгибы ламелл диопсида) и слагают мелкозернистый (0,2—2,0 мм) агрегат, цементирующий порфирокласты. Крупные диопсиды появляются при содержании их свыше 4—5%. Хромшпинелид наблюдается в скелетных зернах (до 0,2 мм) в срастании с мелкозернистым плагиоклазом (0,2—0,5 мм) (рис. 17), реже в суб- или идиоморфных зернах (0,3—0,5 мм) среди оливинов, иногда в ксеноморфных зернах (0,5—1,0 мм) на периферии крупных таблиц энстатита. Плагиоклаз, помимо срастаний с хромшпинелидом, образует цепочки мелких зерен с округлыми очертаниями.

При петроструктурных исследованиях выявлены отчетливые преимущественные ориентировки осей оптической индикатрисы, закономерно связанные с линейно-плоскостной текстурой породы [231]. В образцах с хорошей уплощенностью и слабой линейностью проявлен сильный максимум N_p оливина и максимум N_m энстатита. Две другие оси оливина и энстатита образуют пояса в уплощенности; при этом N_g концентрируется вблизи линейности. В образцах с четкой линейностью лучше всего ориентированы оси N_g оливина и энстатита — их сильные максимумы параллельны линейности. Остальные оси образуют пояса, перпендикулярные слабой уплощенности. Образование подобных преимущественных ориентировок осей индикатрисы объясняется (с привлечением анализа ориентировок

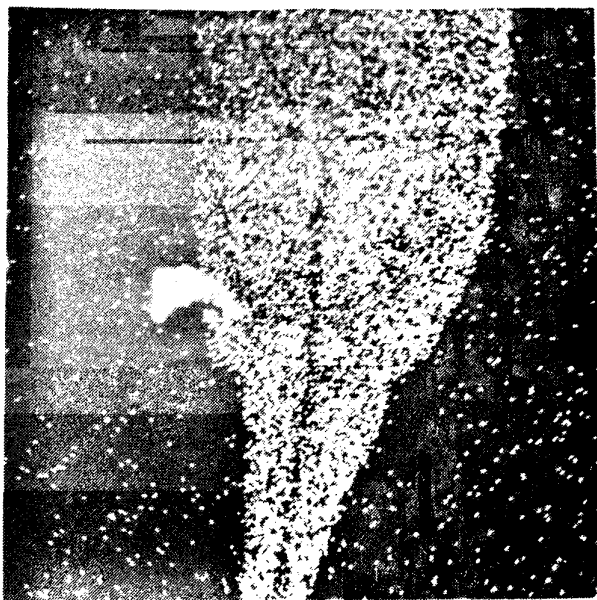
дунитов, верлитов и пироксенитов, 8 — амфиболиты и тоналиты, 9 — серпентиниты; 10 — меланж; 11 — ориентировка залегания полосчатых и плоскостных структур: а — крутое — 40—85°, б — пологое — до 40°, в — горизонтальное; 12 — склонение линейности: а — крутое — 40—85°, б — пологое — до 40°; 13 — жилы: а — энстатит-диопсидовые, б — габбровые; 14 — положение буровых скважин (данные И.С. Анисимова, Е.А. Шумихина)

На схеме: складчатые структуры в плагиоклазовых лерцолитах: черное — шлиры, обогащенные плагиоклазом, параллельны линейности (штрихи); секущими плоскостями показана ориентировка жил пироксенитов (штриховано) и габбро (точки); сверху — положение главных осей напряжений ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$)



Рис. 17. Хромшпинелид среди гидрогроссуляр-соссури-
тового агрегата (по плагиоклазу?). Отраженный свет,
увел. 100

Рис. 18. Ламелли диопсида в энстатите, гарцбургит,
массив Нурали. Светлое — Са К α_1 ; увел. 600



полос излома в оливинах) механизмом внутрикристаллического скольжения оливинов по системам (010) [100] (в образцах с уплощенностью) и {OKI} [100] (в образцах с линейностью), энстатитов — по (100) [001]. Встречен также тип петроструктур энстатита с максимумом N_p , перпендикулярным уплощенности, что позволяет предполагать в данном случае в качестве ведущего механизма пластической деформации синектоническую рекристаллизацию.

В дунит-гарцбургитовой серии гарцбургиты слагают нижнюю часть разреза, непосредственно сменяющую лерцолитовую толщу. Гарцбургиты состоят из оливина (80—85%), энстатита (10—15%), вишнево-красного хромшпинелида (1—2%) и примеси диопсида (~1%). Степень петельчатой серпентинизации 30—70%. Четкая полосчатая текстура гарцбургитов обусловлена неравномерно-последовательным распределением энстатита: в интервалах 2—30 см его количество меняется от 5 до 80%, преобладают 15—20%-ные содержания, существенно энстатитовые полосы — самые маломощные. Количество и мощность дунитовых полос возрастает с запада на восток, при приближении к полосчатой серии. Уплощенность минералов выражена слабее, чем в плагиоклазовых лерцолитах. Линейность пред-

слагаются агрегатами энстатит + хромшпинелид + диопсид и цепочками хромшпинелида; наблюдалась линейность "растаскивания" энстатитов. Полосчатость гарцбургитов очерчивает складки менее напряженные и более крупные, чем в серии плагиоклазовых лерцолитов. Ориентировка полосчатости пород этих серий в зоне их контакта совпадает; по мере приближения к границе с дунит-верлит-пироксенитовой серией залегание полосчатости меняется: преобладают северо-северо-восточные простирания и субвертикальные падения, согласные с этой границей, т.е. наблюдается картина, аналогичная рассмотренной в массиве Средний Крак. Линейность в гарцбургитах имеет южные и юго-западные склоны под углами от 30 до 80°.

В грубозернистой микроструктуре гарцбургитов относительно мало рекристаллизованных участков; остаточные деформации в оливине и энстатите те же, что и в лерцолитах. Ксеноморфный хромшпинелид и редкие зерна диопсида тяготеют к крупным энстатитам, в которых часто наблюдаются структуры распада с выделением пластинок диопсида (рис. 18). Петроструктурный анализ показал, что деформация породы осуществлялась в основном путем внутрикристаллического скольжения по системам (010) [100] в оливине и (100) [001] в энстатите подобно системам скольжения в тех же минералах плагиоклазовых лерцолитов. Эти данные позволяют считать сходными условия деформаций пород и, возможно, относить их к одному этапу.

Дуниты состоят из грубозернистого оливина с тонкозернистым субидиоморфным хромшпинелидом (до 2%) и примесью диопсида (~1%), иногда мелкого энстатита. Ориентированные текстуры в виде цепочек, струй и кулисообразно расположенных полос хромита имеют преобладающее северо-восточное простирание и субвертикальное падение, залегая согласно с полосчатостью в гарцбургитах и близрасположенных выходах дунит-верлит-пироксенитовой серии. Внутризерновые деформации те же, что и в гарцбургитах.

В полосчатой дунит-верлит-пироксенитовой серии строение разреза восстанавливается по отдельным фрагментам. С запада на восток (снизу вверх по разрезу) обнажаются:

1. Массивные верлиты с неравномерным распределением порфировидного пироксена, содержащие редкие сантиметровые прослои диопсидитита. 8 м.
2. Тонкопереслаивающиеся мелкозернистые верлиты с подчиненным количеством ортопироксена и дунитов (1—3 см), в которых прослеживаются 2—3-миллиметровые прослойки тонкозернистых хромитов. 15 м.
3. Массивные клинопироксениты, крупно- и грубозернистые. 10 м.
4. Дуниты с прослойками хромита (2—5 мм) и клинопироксена, амфибола (10—30 мм). 2 м.
5. Полосчато-линзовидные вебстериты с переменным количеством оливина и ярко-зеленым диопсидом. 15 м.
6. Пегматондные оливин-энстатитовые породы гнейсовидной структуры, неравномерно рассланцованные с линзами (?) дунитов. 20 м.

Горизонты тонкополосчатых верлитов и массивных клинопироксенитов, по-видимому, повторяются; однако неравномерная обнаженность не позволяет восстановить полную картину разреза. Границы между перечисленными горизонтами четкие и ровные, мощность прослоев хорошо выдержана, и даже сантиметровые прослои прослеживают по простиранию на десятки (возможно, сотни) метров. Линейность отсутствует, что резко отличает структуру этих пород от структур лерцолитов и гарцбургитов. Полосчатость смята в складки с восточным и юго-восточным падением осевых плоскостей; шарниры складок погружаются на восток и юго-восток под углами 60—70°. В целом залегание полосчатости субсогласно границе с дунит-гарцбургитовой серией и резко дискордантно структурам в серии плагиоклазовых лерцолитов.

Микроструктуры характеризуются слоистым распределением уплотненных минералов, чередованием крупно- и грубозернистых разновидностей с мелкозернистыми. Остаточные деформации в минералах, как правило, отсутствуют.

Типичным для состава пород полосчатой серии является спорадическое появление ортопироксена почти во всех разновидностях и широкое распространение в них бледноокрашенного амфибола (паргаситовой роговой обманки). Хромшпинелид в клинопироксенитах отсутствует, в верлитах и вебстеритах он редок, а в дунитах — составляет до 3% объема породы.

Петроструктурный анализ дунитов, переслаивающихся с клинопироксенитами, и верлитов показал, что оливиновые зерна имеют четкую уплощенность, параллельную полосчатости пород. Закономерная ориентировка осей оптической индикатрисы практически отсутствует, намечается лишь слабая тенденция перпендикулярного расположения N_g к уплощенности и полосчатости. Таким образом, в породах полосчатой серии не обнаружены деформационные микроструктуры, сходные со структурами плагиоклазовых лерцолитов и гарцбургитов. Эти данные свидетельствуют о принципиально различных условиях образования полосчатых текстур в изученном разрезе: если для пород нижних частей разреза — лерцолитов (плагиоклазовых) и гарцбургитов — установлено их развитие в процессе твердопластического течения вещества, то для пород дунит-верлит-пироксеновой серии возможно предположение об образовании полосчатости и уплощенности при ламинарном (дифференциальном) течении магматического материала. Дополнительным аргументом в пользу этого предположения является сходство тенденции ориентировки оливина (перпендикулярно уплощенности) в верлитах и оливиновых базальтах [325]. Последующие слабые складчатые деформации пород полосчатой серии не привели к возникновению преимущественных ориентировок минералов, что, очевидно, свидетельствует о сравнительно низкотемпературных условиях этого процесса.

Контакты между сериями. Границы между выделенными сериями пород не являются плоскостями, разделяющими петрографические разновидности, а представляют собой зоны постепенного перехода между ними, как и на массиве Средний Крака.

1. Зона перехода между толщами лерцолитов—плагиоклазовых лерцолитов и дунит-гарцбургитов имеет мощность 100—300 м. В ее пределах лерцолиты без плагиоклаза насыщены уплощенными шлирами (от $0,1 \times 0,3 \times 1,5$ м до $0,5 \times 1,5 \times 5$ м) плагиоклазовых лерцолитов, вытянутых согласно с агрегатной линейностью. В ряде обнажений устанавливается приуроченность шлиров к замковым частям складок, очерченных полосчатостью, и пологое погружение их на юго-запад согласно с шарнирами складок (см. рис. 16). Плагиоклазовые лерцолиты окружены оболочкой (мощностью от сантиметров до метра) дунита и(или) гарцбургита с пятнисто-рассеянным энстатитом. Шлиры часто имеют линзовидно-сгустковую текстуру; уплощенно-вытянутые сгущения обогащены плагиоклазом (до 30%) и диопсидом (до 25—35%), так что отдельные участки имеют состав оливинового меланократового габбро аналогично шлирам в лерцолитах Кракинского массива. В этой же зоне развиты жилы диопсидитов и вебстеритов, реже габбро, ориентированные часто под большими углами к шарнирам складок (см. рис. 16).

Следует отметить, что жилы пироксенитов и шлирово-линзовидное распределение пород и минералов встречаются также и вдали от контакта с гарцбургитами, но здесь, в зоне перехода, они определяют строение разреза и выражены очень четко. При приближении к гарцбургитам количество и размеры шлиров плагиоклазовых лерцолитов уменьшаются и постепенно они превращаются в сантиметровые линзы, цепочки плагиоклаза и диопсида в гарцбургитах. Все плагиоклазосодержащие обособления (шлиры, линейность) ориентированы с резким асимутальным и угловым несогласием по отношению к границе с дунит-гарцбургитовой серией. Рассмотренные структурные соотношения пород отражают прежде всего дифференциацию вещества: на месте лерцолитов с глиноземистой шпинелью формируются плагиоклазосодержащие породы с более высоким, чем в исходных, содержанием алюминия кальция и комплементарные им дуниты и

габбругиты, объединенные этими компонентами. Те же структурные соотношения свидетельствуют о динамических условиях дифференциации в ходе пластического течения вещества при ориентированном давлении, а также о снижении общего давления в течение процесса (образование низкобарического оливин-анортитового парагенезиса в первую очередь в шарнирах складок — зонах относительной декомпрессии).

Таким образом, соотношения пород в зоне перехода между существенно лерцолитовой и дунит-габбругитовой сериями на массивах Нурали и Средний Крака полностью совпадают, что, очевидно, отражает сходный механизм и условия формирования этих разрезов.

2. В зоне перехода между дунит-габбругитовой и дунит-верлит-клинопироксенитовой сериями, возможно, существует чисто дунитовый горизонт. Однако плохая обнаженность этого участка массива не позволяет выделить дуниты как самостоятельное тело. В габбругитах при приближении к их восточной границе нарастает количество и мощность дунитовых прослоев и линз, согласных с полосчатостью габбругитов. В 30—150 м от выходов пироксенитов полосчатой серии обнажаются дуниты, содержащие реликтовые участки габбругитов. Дунитовые тела, габбругитовые фрагменты и полосчатость в них имеют северо-восточное простирание, субвертикальное падение и конформны границе с полосчатой серией.

Итак, оба рассмотренных контакта представляют дробное чередование петрографических разновидностей с постепенным нарастанием объема пород последующей толщи разреза. В зонах перехода отсутствует структурная дискордантность контактирующих толщ, хотя существует крупное структурное несогласие между серией лерцолитов—плагиоклазовых лерцолитов и расположенными выше по разрезу сериями дунит-габбругитовой (ее верхней частью) и дунит-верлит-пироксенитовой.

Состав минералов и пород. Состав оливина, энстатита, диопсида и хромшпинелида, присутствующих в переменных количествах во всех породах массива, меняется по разрезу от лерцолитов к верлитам и пироксенитам. Кроме того, так же как и в ультрабазитах массива Средний Крака, установлены вариации состава минералов разных генераций и в пределах отдельных крупных зерен.

Шпинель-плагиоклазовые лерцолиты — породы с максимальным количеством минеральных фаз — характеризуются слабыми колебаниями железистости породообразующих минералов: f оливина равно 9,8—10,6, f энстатита — 9,2—10,9 (см. рис. 12, а также [231]). Железистость оливина стабильна по площади зерен и в различных их генерациях; содержание окиси никеля в нем составляет 0,30—0,41%. В энстатитах железистость слабо нарастает от центра к краям зерен: от 9,2 до 10,0. Для их составов наиболее значительны и закономерны вариации содержаний Al_2O_3 , Cr_2O_3 и TiO_2 . Для первых двух окислов они заключаются в основном в их уменьшении от ядер к краям крупных зерен, тогда как количество TiO_2 меняется на разных участках массива и одновременно по зонам в пределах зерна (см. рис. 12, 13). Так, в крупном энстатите обр. 183 содержание Al_2O_3 от центра к краю падает от 4,05 до 2,3%, значительно меньше снижается Cr_2O_3 — от 0,66 до 0,52% (обр. 25), количество TiO_2 в обр. 25 в разных зернах меняется от 0,04 до 0,16%. Содержание Na_2O во всех энстатитах не поднимается выше 0,08%, CaO — выше 1,44% (воллостонитовая молекула составляет 1,1—2,8%).

Диопсиды имеют относительно низкую железистость — 7,0—9,6; количество Al_2O_3 , Cr_2O_3 , TiO_2 и Na_2O в них выше, нежели в энстатитах; направленность вариаций их количеств аналогична рассмотренной в энстатитах. Прямая корреляция содержаний этих окислов в диопсидах и энстатитах наблюдается во всех анализированных образцах: максимальное количество TiO_2 (0,48%) установлено в диопсиде обр. 25, содержащем наиболее титанистый энстатит (см. рис. 13).

Al₂O₃ (4,60%) — в диопсиде обр. 183, где отмечено наибольшее количество Al₂O₃ в энстатите, и т.д.

Плаггиоклазы содержат от 69 до 77% анортитовой молекулы [231]; в этом интервале меняется основность плаггиоклаза как в различных зернах одного шлифа, так и в разных образцах. Зональность или закономерные изменения состава по разрезу не обнаружены.

Хромшпинелиды представлены идиоморфными кристаллами среди оливина и скелетными зернами среди плаггиоклаза. Первые имеют более высокую железистость — 43,1 против 33,1 у зерен рядом с плаггиоклазами. Степень окисленности железа сравнительно высока: формульное количество Fe²⁺ составляет 0,725—1,385. Содержание Cr₂O₃ (31,33—32,64%) и Al₂O₃ (30,27—32,56%) в шпинелидах практически не меняется; глиноземистость $X_{Al} = 100 Al/(Al + Cr)$, количество ионов составляет 59,0—60,2%; количество TiO₂ в шпинелидах и пироксенах прямо коррелируется.

Лерцолиты без плаггиоклаза содержат более высокоглиноземистый шпинелид (обр. 165, $X_{Al} = 66,1$) с умеренной железистостью и очень низкой степенью окисленности железа (Fe³⁺ = 0,028). Магнезиальные оливины ($f = 8,4$) выделяются высокими содержаниями окиси никеля (0,53%). Энстатиты и диопсиды этих пород характеризуются наиболее высокими количествами всех рассмотренных окислов, кроме титана, и максимально высоким количеством Na₂O (0,73%) в диопсидах.

Гарцбургиты сложены высокомагнезиальными силикатами: железистость оливина составляет 8,6—8,8, энстатита — 8,3—8,7, диопсида — 6,6—6,9. Количество Al₂O₃, Cr₂O₃ и Na₂O в энстатите и диопсиде аналогично средним содержаниям этих окислов в пироксенах лерцолитов (см. рис. 12), а количество TiO₂ заметно ниже — 0,03% в энстатите и до 0,15% в диопсиде. Хромистость, глиноземистость шпинелида близки таковым в плаггиоклазовых лерцолитах ($X_{Al} = 60,3 \div 60,7$), железистость его ниже ($f = 30,6 \div 34,4$) и практически отсутствует окисное железо.

В дунитах, залегающих в верхней части разреза дунит-гарцбургитской серии, магнезиальный оливин ($f = 8,3$) ассоциирует с высокохромистым и наиболее железистым (из всех рассмотренных) шпинелидом (Cr₂O₃ — 52,08%, $f = 49,5$, см. [231]). Степень окисленности железа та же, что и в шпинель-плаггиоклазовых лерцолитах, т.е. повышена в сравнении с бесплаггиоклазовыми лерцолитами и гарцбургитами).

Верлиты выделяются высокой железистостью оливина и диопсида — до 22,8 и 17,7 соответственно [231]. Содержание никеля в оливинах низкое — 0,10—0,14%. В диопсидах сильно понижено в сравнении с рассмотренными сериями количество Cr₂O₃ (до 0,19%) и Na₂O (до 0,14%); количество Al₂O₃ (3,17—3,35%) и TiO₂ (0,27—0,32%) остается высоким. Бледноокрашенный амфибол представлен титанистой паргаситовой роговой обманкой состава $[(Na_{0,589}K_{0,014}Ca_{2,218})_{2,821}(Mg_{1,366}Fe_{1,029}Mn_{0,014}Ni_{0,002}Ti_{0,118}Cr_{0,049}Al^{VI}_{0,482})_5,030] 7,851 (Si_{6,279}Al^{IV}_{1,721})_{8,006}O_{22}(OH)_2$.

Таким образом, для составов пород характерны следующие закономерности.

1. Существование ряда равновесных минеральных парагенезисов с сопряженными вариациями состава минералов. Температуры установления равновесий рассчитывались по Cr—Al^{VI}-термометру [408]. Самые высокие значения $T = 1160^\circ C$ получены для пары ядро крупного энстатита—крупный диопсид в плаггиоклазовом лерцолите обр. 183. Для краевой зоны того же зерна энстатита — мелкого диопсида — $T = 870^\circ C$. В том же образце получены относительно низкие значения для ядер ($T = 1050^\circ C$) и высокие для краевых зон ($980^\circ C$). Большое количество рассчитанных равновесий показывает, что использование методов геотермометрии данного типа ограничивается прежде всего петрографическими посылками. Несмотря на то, что различные генерации зерен выделяются большей частью уверенно, выбор конкретных равновесных пар условен (состав ядер энстатита и крупного диопсида варьирует в одном образце, и рассчитанная

температура равновесия соответствует не меняется в зависимости от выбора комбинаций энстатит—диопсид). Очевидно, для уверенных оценок необходимы определения T для большего количества пар, поэтому температуры, рассчитанные в образцах лерцолита 165 (980°C) и гарцбургита 3 А (для центра зерен $T = 1020^\circ$, для краевых зон $T = 990^\circ$) следует оценивать лишь как возможные конечные значения температур при установлении химического равновесия в породах.

2. Направленное изменение состава первичных равновесных фаз выражается в последовательном обеднении пироксенов хромом, алюминием (в том числе и Al^{IV}), титаном и слабым увеличением их железистости, что отражает в целом падение температуры их кристаллизации и известково-щелочной тренд дифференциации компонентов [453].

3. В сохранившейся части разреза устанавливаются два типа изменения железистости породообразующих минералов: первый — неравномерное в разрезе и относительно слабое в целом увеличение ее в плагиоклазовых лерцолитах, второй — резкое увеличение железистости в породах полосчатой серии. В обоих случаях в пироксенах при увеличении железистости сохраняется высокое содержание окиси алюминия, и в частности алюминия в четверной координации, а также окиси титана. Содержание окиси хрома в пироксенах плагиоклазовых лерцолитов остается высоким, а в относительно поздней серии пород, в пироксенах верлитов, с увеличением степени фракционирования (и ростом железистости) количество Cr_2O_3 резко падает.

Рассмотренное поведение химических компонентов в ходе дифференциации вещества (независимо от ее способа) показывает, что толентовый тренд фракционирования четко проявлен при образовании верлитов (пироксенитов) с дунитами полосчатой серии. Роль кислорода возрастает в ходе формирования всего разреза, о чем можно судить по увеличению степени окисленности железа в шпинелидах. Кристаллизация пород полосчатой серии, так же как и в Кракинском массиве, происходила в присутствии воды, на что указывает наличие в них амфибола.

Химический состав пород массива Нурали, как и состав Кракинских ультрабазитов, закономерно меняется по разрезу и во времени: от самых ранних лерцолитов "глубинных" частей разреза (наиболее удаленных от контакта с полосчатой серией) к дунитам снижаются содержания SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , TiO_2 и общая железистость пород — от 10,5 до 8,2; в верлитах и пироксенитах полосчатой серии более высокая железистость варьирует от 12,7 до 20,7, содержание TiO_2 растет вместе с железистостью; содержание окиси кальция меняется пропорционально количеству клинопироксена (табл. 10 приложения, см. рис. 15). Важно отметить, что содержания окиси алюминия и кальция в шпинелевых и плагиоклазсодержащих лерцолитах варьируют в одинаковых пределах и, следовательно, появление в лерцолитах плагиоклаза не является только функцией состава среды, например, в зависимости от обогащения ее алюминием при одинаковой кремнекислотности (ср. обр. 207 и 25-А, 183). Относительно высокое (0,33%) содержание окиси хрома в дунитах обусловлено высокой хромистостью акцессорного шпинелида.

История формирования разреза

Современное структурное положение ультрабазиты массива Нурали заняли после неоднократных тектонических перемещений. В раннепалеозойское время как блоки дифференцированного верхнемантийного материала они поступили в кору океанического типа, затем в процессе скупивания океанической коры на ряде этапов, начиная с позднесилурийского—раннедевонского времени, они были шарьированы в сторону континентальной окраины, на запад. При шарьировании происходило тектоническое совмещение их с покровами пород остро-

дужной ассоциации, дезинтегрирование с образованием серии пластин, чешуй и поставлением материала для цемента мегамеланжевой зоны. Тем не менее в оставшемся блоке сохранились фрагменты разреза, формировавшегося до коровых перемещений.

В этом разрезе существенно магнезиальные лерцолиты, относительно слабо обедненные базальтоидными компонентами, представляют собой реликты наименее измененного мантийного вещества, сохранившиеся при его дифференциации во время подъема в кору. Высокие температуры (свыше 1100°C) при быстром падении общего давления обеспечили фазовый переход шпинелевых лерцолитов в плагиоклазосодержащие. Четко выраженные деформационные ориентировки макро- и микроструктур новообразованных парагенезисов в этих породах свидетельствуют о том, что процесс происходил при пластическом течении вещества, в условиях ориентированного давления. Движение материала при высоких (субсолидусных) температурах и падении общего давления способствовало его дифференциации: обособлению плагиоклаз- и пироксенсодержащего материала при формировании линейности, полосчатости, шлиров путем диффузии компонентов (в присутствии флюида при стрессе — растворении их под давлением и перетолжении). По мере развития этот процесс перерастал в анатектический: происходило частичное плавление вещества с отделением базальтоидных компонентов и формированием магнезиального рестита. Частичное плавление неравномерно проявилось во всей массе ультрабазитов, вовлеченной в движение при подъеме, но особенно интенсивно оно происходило, по-видимому, вдоль плоскостей, ограничивающих движущийся блок (тело).

Рассмотренное строение разреза с зональностью (стратификацией) лерцолит — плагиоклазовый лерцолит — гарцбургит — дунит — дунит-верлит-пироксенит, резкое азимутальное и угловое несогласие структур существенно лерцолитовой и полосчатой серий, а также направленность петрохимической эволюции вещества позволяют считать дунит-гарцбургитовую серию реститовой зоной, отделяющей лерцолиты от полосчатой серии. Породы последней, очевидно, формировались из отделившегося расплава. Таким образом, в разрезе устанавливаются два этапа дифференциации мантийного вещества, проходившей в различно ориентированных полях напряжения: первому этапу соответствует массовое относительно однородное пластическое течение лерцолитов, второму при отрыве лерцолитовых масс от мантийного субстрата — резкое усиление дифференциальных движений, приведшее к отделению магматического материала с формированием реститовой зоны. Отсутствие следов твердопластического течения в минералах пород полосчатой серии и явный толеитовый тренд фракционирования при ее кристаллизации подтверждают правомерность предложенной модели формирования общего разреза.

Существующая аналогия структуры разреза и истории его формирования в Нуралинском и Кракинском массивах позволяет считать эту модель в известной мере универсальной.

ВОЙКАРО-СЫНЬИНСКИЙ МАССИВ

Горный массив, известный под этим названием, объединяет систему водораздельных хребтов на Полярном Урале от р. Большая Хараматалоу на севере до р. Хулга на юге. Ультраосновные породы, габбро, тоналит-диоритовые массивы и палеозойские складчатые толщи обнажаются здесь на территории протяженностью около 200 км и шириной 20—50 км, и только ультрабазиты занимают здесь площадь около 2000 км^2 (рис. 19, см. вкл.). Севернее расположены габбро-ультрабазитовые массивы Рай-Из, Харче-Рузь и Сyum-Кеу, составляющие пояс глубинных пород протяженностью свыше 600 км.

Грандиозные габбро-ультрабазитовые массивы Полярного Урала привлекали внимание геологов с 20-х годов нашего столетия и изучались А.Н. Алешковым [2], А.Н. Заварицким [68], Г.Л. Падалкой [172], Ю.Е. Молдаванцевым [153, 155], В.Ф. Морковкиной [158—160], Г.М. Виноградской [22] и другими исследователями. Первые геолого-петрографические карты Собского (Рай-Из) и Войкаро-Сыньинского массивов были составлены А.Н. Алешковым [2]. Начиная с 1932 г., после публикации монографии А.Н. Заварицкого о массиве Рай-Из, отнесенном к образованиям габбро-перидотитовой формации, все крупные существующие гарцбургитовые массивы традиционно рассматриваются как продукт кристаллизации ультраосновной магмы, возникающей при дифференциации базальтового расплава. Тогда же детальное описание дунитовых жил в гарцбургитах позволило А.Н. Заварицкому показать широкое развитие метасоматических процессов в ультраосновных породах. Г.Л. Падалка верлиты и пироксениты массива Пайер рассматривал как реакционные каймы, образовавшиеся при внедрении габбро в гарцбургиты и дуниты [172]. Эта точка зрения, так же как и идеи о пегматоидной стадии формирования последних порций дунитов, поддерживались и развивались позднее рядом геологов.

Следующий этап в изучении полярно-уральских ультрабазитов — конец 50-х—начало 60-х годов — отражен в работах Ю.Е. Молдаванцева, Г.М. Виноградской, В.Ф. Морковкиной, Н.Л. Добрецова, Л.Г. Пономаревой, С.И. Гавриловой, А.А. Савельева, Г.Н. Савельевой и других исследователей. В эти годы Ю.Е. Молдаванцев опубликовал серию работ (часть из них совместно с А.С. Перфильевым) [153—156], посвященных тектонике, магматизму, метаморфизму и металлогении Северного и Полярного Урала. Ультраосновные, габбровые, тоналитовые и диоритовые массивы в этих работах рассматривались как разновозрастные интрузивные формации, приуроченные к Главному глубинному разлому на границе мио- и эвгеосинклинальной зон палеозоид Урала. Г.М. Виноградская, проводившая петрографические исследования на массиве Пай-Ер, связала образование пегматоидных дунитов с метасоматическим замещением гарцбургитов, дунитов и пироксенитов в "пневматолеитовую стадию" становления массива [22]. Н.Л. Добрецов и Л.Г. Пономарева изучали жадеиты массива Пай-Ер и оптическую ориентировку оливина в ультраосновных породах [55]. В.Ф. Морковкина последовательно развивала представления о метасоматических преобразованиях ультрабазитов, характеризуя наиболее полно и подробно краевые зоны ультраосновного массива [158—160 и др.]. Детальные описания переходов между дунитами, пироксенитами и габброидами позволили показать большую роль метасоматических процессов в формировании ряда естественных ассоциаций. Однако В.Ф. Морковкина придавала метасоматозу столь большое значение, что гарцбургиты также трактовались как "продукты пироксенизации дунитов" [160, с. 55], а все разнообразие состава и структур верлит-пироксенит-габбровой серии объяснялось метасоматическими процессами при внедрении гранитоидных массивов в существенно "дунитовой субстрат" [160, с. 270].

Геологическое картирование Войкаро-Сыньинского массива и вмещающих его толщ проводилось в основном геологами Воркутинской комплексной геолого-разведочной экспедиции Ухтинского Геологического управления и позднее — Полярно-Уральского научно-производственного объединения: И.Б. Грановичем, В.Н. Гессе, Б.Я. Дембовским, М.А. Масловым, А.А. и Г.Н. Савельевыми, В.И. и Х.Т. Шляховыми и другими, а также геологами Тюменского управления. Материалы, полученные при съемочных, тематических и поисковых исследованиях (на хромиты), явились основой для детальной характеристики геологического строения, петрографии и хромитоносности Войкаро-Сыньинского массива. Впервые были сделаны выводы о том, что 1) структуры, образованные полосча-

тостью гарцбургитов, отражают наиболее древние деформации, происходившие в верхней мантии; 2) метасоматические дунитовые жилы формировались с перераспределением вещества гарцбургитов (лерцолитов) в верхней мантии, и с этим процессом связано образование некоторых типов хромитовых руд, а также пироксенитовых жил; 3) ультраосновные метаморфиты — преимущественно оливин-антигоритовые породы — маркируют зоны относительного проскальзывания пластин гарцбургитов и образуются при выведении мантийных масс в кору; кроме того, был установлен ряд структурно-петрографических критериев поисков хромитовых тел. Позже Н.Л. Добрецов, Ю.Е. Молдаванцев, А.П. Казак, Л.Г. Пономарева, Г.Н. Савельева, А.А. Савельев дали подробное описание состава и строения офиолитов и ассоциирующих с ними метаморфических пород Полярного Урала, сопоставив их с офиолитовыми комплексами Западного Саяна [187].

Исследования тектонической структуры района были начаты К.Г. Войновским-Кригером [26—28] и продолжены работами С.Н. Волкова [30], Н.П. Лупановой, В.В. Маркина [132], Н.П. Хераскова [264], А.С. Перфильева [181], В.Н. Пучкова [198, 199], А.А. Савельева, С.Г. Самыгина [223] и др. Принадлежность габбро-ультрабазитовых массивов Полярного Урала к офиолитовой ассоциации показана сравнительно недавно в связи с развитием идей А.В. Пейве [175] о сходстве офиолитовых разрезов складчатых областей континентов с разрезами коры в современных океанах. В этом плане структура района рассмотрена А.В. Пейве [178], В.С. Буртманом, Ю.Е. Молдаванцевым, А.С. Перфильевым и др. [18], А.А. Савельевым [218], А.Б. Дергуновым и др. [43], А.В. Пейве, С.Н. Ивановым и др. [250], А.А. Савельевым, Г.Н. Савельевой [221], в книгах [187, 197] и ряде других работ. Аллохтонное залегание офиолитового разреза на отложениях различных структурно-формационных зон наиболее четко показано А.А. Савельевым и С.Г. Самыгиным.

Тектоническое положение офиолитов

Ультрабазиты и габбро Войкаро-Сыньинского массива составляют большую часть разреза офиолитового аллохтона. Особенность их тектонического положения заключается в том, что северный фланг аллохтона перекрывает разрезы Центрально-Уральского поднятия и далеко продвинут в миогеосинклинальную область, южный фланг (от широты р. Погурей) располагается в пределах эвгеосинклинальной области (см. рис. 19).

В современной структуре породы докембрийского и палеозойского возраста составляют деформированный пакет пластин, надвинутый в сторону окраины Восточно-Европейской платформы. Рифейские и вендские толщи фундамента платформы перекрыты мощным чехлом шельфовых терригенно-кремнисто-карбонатных фаций ($O-C_1$), который венчается терригенно-флишевым комплексом отложений краевого прогиба (C_2-P).

В системе аллохтонных пластин сближены и частично перекрыты различные формационные комплексы. Эти комплексы с запада на восток представляют собой ряд конседиментационных структур (структурно-формационных зон), история развития которых детально рассмотрена в [223, 232]. В самой западной, Елецкой зоне терригенно-карбонатные отложения ($O-C_1$) накапливались в мелководной области шельфа Восточно-Европейского континента. Далее к востоку, в Лемвинской зоне, формировался сланцевый комплекс (O_1-C) глубоководного краевого бассейна, ограниченного с востока поднятием Центрально-Уральской зоны. Во всех этих зонах нижнепалеозойские отложения накапливались на байкальском фундаменте; вулканизм представлен андезито-дацитовыми излияниями и сериями даек габбро-диабазов и кварцевых порфиров. Следующие к востоку зоны — Салатимская, Западно-Тагильская и Войкарская — сложены

типичными эвгеосинклинальными разрезами, формировавшимися на коре океанического типа. В Салатимской структуре преобладают черные кремнистые сланцы, диабазы, базальты; в Западно-Тагильской — спилитизированные толеитовые базальты с прослоями кварцевых альбитофиров, сменяющиеся сверху андезитобазальтами известково-щелочной серии (O_2-D_2), и трахибазальты, андезитотрахиты и их туфы, переслаивающиеся с радиоляритами (S_2-D_1). В Войкарской зоне наиболее полно вскрыт разрез меланократового фундамента: ультрабазиты, габбро, диабазы дайковой серии и тоналиты. Эти породы слагают серию пластин, "сваренных" преимущественно породами амфиболитовой фации метаморфизма. Их перекрывают толщи (S_2-D_3), которые параллелизуются с разрезами Магнитогорской зоны Урала: подушечные спилиты, сменяющиеся вверх по разрезу андезитобазальтами, их туфами с прослоями кремнистых сланцев и линзами рифовых известняков. Анализ вулканогенно-осадочных разрезов показывает, что в пределах Западно-Тагильской и Войкарской зон в силурийское время развивались островодужные поднятия [223]. Пластины, сложенные породами офиолитовой ассоциации двух восточных зон, перекрывают аллохтоны сланцевых разрезов Лемвинской зоны.

Таким образом, ультрабазиты, габбро и диабазы Войкаро-Сыньинского массива представляли собой фундамент, на котором происходило накопление ниже-среднепалеозойских толщ. Существенно габбро-ультрабазитовые серии офиолитов Войкаро-Сыньинского массива, нижепалеозойские комплексы глубоководных окраинных бассейнов и среднепалеозойские островодужные комплексы находятся в аллохтонном залегании на шельфовых разрезах Восточно-Европейской платформы.

Тектонический срыв и выведение пород меланократового фундамента на более высокие уровни разреза коры начались, по данным [223], до формирования островодужных поднятий (до S_2) и продолжались одновременно с их ростом. Движение покровов было направлено с востока на запад. Появление габбро-ультрабазитовых покровов в ходе эволюции палеозойской океанической структуры доказывалось многими исследователями и явилось основанием для отнесения их к раннепалеозойской океанической коре [18, 43, 178, 181, 197, 221, 250 и др.].

Геологическое строение разреза офиолитов

В геологической структуре массива выделены три крупных, сложно построенных покрова, наклоненные к востоку под углами от 5 до 6°. Нижний, самый западный покров — Хулгинский — сложен в основном гранатовыми и цоизитовыми амфиболитами с блоками габбро-норитов, средний, наиболее мощный — Пайерский — ультрабазитами, габбро и диабазами, а верхний, восточный — Лагортинский — амфиболитами и тоналитами, перекрытыми осадочно-вулканогенными разрезами островодужного комплекса (см. рис. 19, 20, см. вкл.) Офиолитовой ассоциации принадлежат только породы Пайерского покрова. В подошвах всех трех покровов располагаются метаморфиты преимущественно амфиболитовой фации, образованные по породам офиолитовой ассоциации — габбро, ультрабазитам и диабазам.

Вдоль западного (нижнего) контакта всего пакета покровов глубинных пород вмещающие толщи изменены в видимой зоне от нескольких метров до 0,5 км; широкие колебания мощности зоны изменений объясняются ее тектонической нарушенностью и крутизной залегания контакта. В подошве Хулгинского покрова эффузивы основного состава превращены в хлорит-актинолит-альбитовые очковые сланцы; в филлитовидных сланцах развит фуксит, встречаются хрупкие слюды; по всем этим породам развиваются катаклазиты и милониты.

На севере массива, в той части, где ультрабазиты Пайерского покрова перекрывают габброиды Хулгинского и соприкасаются с эффузивами подстилающих аллох-

тонов, вдоль контакта ультрабазитов и эффузивов располагается толща (до 200 м) хлорит-лавсонитовых, глаукофановых сланцев с хлормеланитом, погружающаяся под ультраосновной массив [126, 187, 197 и др.].

В верховьях р. Средний Кечпель по направлению к контакту с ультрабазитами породы сменяются в такой последовательности:

1) альбит-хлорит-лавсонитовые сланцы, иногда с реликтами структур порфиров; среди них встречаются тектонические линзы эффузивов основного состава (в зеленосланцевой фации), метапесчаников, алевролитов; 2) альбит-эпидот-глаукофановые кварц-мусковит-глаукофановые сланцы, участками замещаемые зеленосланцевыми диафторитами (актинолит-альбит-хлоритового состава); 3) голубые гранат-глаукофановые сланцы, иногда с хлормеланитом; плотные голубые глаукофановые сланцы с линзами гранатовых ортоамфиболитов и плаггиогнейсов; 4) альбит-эпидот-роговообманковые гранат-цоизит-роговообманковые породы и гранатовые амфиболиты; среди амфиболитов прослеживаются тела плаггиогранито-гнейсов, сопровождающиеся зонами окварцевания, мигматизации, 5) непосредственно у контакта с гарцбургитами в зоне шириной 120—150 м крупнозернистые цоизитовые амфиболиты (цоизит+паргаситовая роговая обманка+гранат) насыщены будинными апогарцбургитовых серпентинитов и серпентинизированных дунитов, обтекаемых амфиболитовой полосчатостью; серпентиниты и дуниты амфиболитизированы в контактах будин и по трещинам в них.

Образование паргасита в гарцбургитах на контакте с амфиболитами происходило позже массовой петельчатой (без магнетита) серпентинизации ультраосновных пород; жилки хризотила, насыщенные магнетитом, пересекают амфиболы. В подошве эта зона отделена от амфиболитов окварцованными катаклазитами и тонкополосчатыми эпидот-амфиболовыми бластомилонитами, в кровле — граничит с апогарцбургитовыми серпентинитами. Контакты зонально построенной толщи, границы метаморфических фаций и сланцеватость пород конформны пологому контакту ультрабазитов и пересекают реликтовую слоистость параморфитов и ортоамфиболитов, что наглядно демонстрирует связь образования метаморфитов с надвиганием габбро-ультрабазитовых масс.

Хулгинский покров расположен в западной части массива, от широты р. Средняя Лагорта на севере до р. Хулга на юге. Наибольшая площадь распространения его пород и максимальная мощность наблюдаются на тех участках, где гарцбургиты вышележащего Пайерского покрова резко выклиниваются (см. рис. 19). Общая закономерность в распределении пород такова:

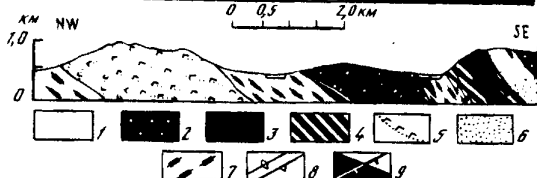
1) в основании залегают альбит-цоизитовые и цоизит-гранатовые амфиболиты, массивные и полосчатые; 2) в них на расстоянии от 5 м до 300 м от подошвы располагаются тела (размером до 5×20 км и 10×20 км) двупироксен-плагноклазовых бластомилонитов по габбро-норитам и габбро-нориты, видимая мощность которых на массиве Хордьюсс достигает 2—2,5 км, на южном Сыньинско-Хулгинском участке — 5 км. Габбро-нориты и гнейсовидные двупироксен-плагноклазовые бластомилониты участвуют в разрезе покрова только на этих двух участках, где он достигает максимальной мощности; 3) в верхней части разреза среди бластомилонитизированных габбро-норитов присутствуют мелкие линзовидные блоки метаморфизованных гарцбургитов и троктолитов с келифитовыми шпинель-пироксеновыми и шпинель-амфиболовыми каймами. Здесь же среди гнейсовидных гранат-амфибол-пироксен-плагноклазовых пород (по габбро-норитам) залегает линзовидное тело (80×300 м) скарнированных и метаморфизованных известняков; судя по тому, что наиболее древний возраст известняков в палеозойских эвгеосинклинальных разрезах полярного сектора Урала не опускается ниже вендовского, возраст габброидов, вмещающих известняки, должен оцениваться не древнее раннепалеозойского. Принадлежность габбро-норитов Хулгинского покрова к породам офиолитовой ассоциации ставится под сомнение и палиспастическими реконструкциями А. А. Савельева, С. Г. Самыгина, согласно которым габбро-нориты формировались в Западно-Тагильской структурно-фациальной зоне во время заложения островодужных поднятий [223]. Как будет показано ниже, пластическое течение и метаморфизм в условиях амфиболитовой фации охватили и габбро-нориты, и породы, несомненно принадлежащие полосчатой серии офиолитов; 4) цоизитовые и гранатовые амфиболиты полностью вытесняют габброиды с плагноклазом в верхней части разреза покрова. Среди амфиболитов присутствуют блоки, линзы гарцбургитов, дунитов, пироксенитов и верлитов, в различной степени амфиболитизированных. Количество и размеры этих тел в амфиболитах возрастают к востоку, вверх по разрезу. Вдоль границы с Пайерским покровом развиты зоны амфиболитовых и серпентинитовых милонитов мощностью до 200 м.

В общей структуре габброидных массивов Хулгинского покрова отражено несколько этапов их тектонометаморфической эволюции:

1. Высокотемпературные пластические деформации массивных габбро-норитов

Рис. 21. Схематическая карта истоков р. Мал. Лагорта (по [197])

1 — четвертичные отложения; 2 — гарцбургиты; 3 — дуниты; 4 — верлиты, клинопироксениты, троктолиты, дуниты; 5 — бластомилонитизированные габбро-нориты Хулгинского покрова; 6 — оливин-антитигоритовые породы; 7 — амфиболиты; 8 — ориентировка полосчатости; 9 — разрывные нарушения



с образованием полосчатых двупироксен-плагиоклазовых бластомилонитов, часто с гранатом.

2. Дробление бластомилонитов на блоки, переходящее в течение на уровне амфиболитовой фации, с преобразованием габбровых бластомилонитов в амфиболиты.

3. Зеленосланцевый диафторез амфиболитов в локальных линейных зонах.

Деформационные структуры двупироксен-плагиоклазовых бластомилонитов резко дискордантны структурам окружающих их амфиболитов (рис. 21). План-параллельные ориентировки минералов

и полосчатость амфиболов разных генераций имеют северо-восточные простирания и юго-восточные падения под углами 40—60°. Полосчатость очерчивает складки нескольких генераций, наклоненные или опрокинутые к северо-западу; в целом ориентировка структур амфиболитов Хулгинского покрова отвечает перемещению его в северо-западном направлении в сторону платформы. Общая мощность габбро и амфиболитов Хулгинского покрова составляет от 1,5 до 5 км.

В Пайерском покрове представлен основной габбро-ультрабазитовый разрез офиолитов. Большая часть его сложена породами дунит-гарцбургитовой серии. Гарцбургиты образуют цепь гигантских сообщающихся угловатых линзовидных тел общего северо-восточного простирания (см. рис. 20). Длина каждого из них меняется от 20 км до 60 км, ширина составляет 10—18 км, мощность нарастает к востоку от 0,5 до 6 км. Эти тела окаймлены габброидами: с запада они подстилаются апогаббровыми амфиболитами Хулгинского покрова, вдоль восточной границы сменяются вверх по разрезу габбро-норитами Пайерского покрова. Между гарцбургитами и габброидами прослеживаются породы дунит-верлит-клинопироксенитовой полосчатой серии, содержащей также троктолиты. Соотношение мощности гарцбургитов и дунит-верлит-клинопироксенитовой (полосчатой) серии меняется по простиранию массива: на большей его части мощность гарцбургитов составляет 4—6 км, пород полосчатой серии — от 0,5—1,0 км до 1,5 км; на участках "хвостовых" сужений гарцбургитовых линз (р. Малая Лагорта—руч. Кэршор, реки Кокпела—Погурей, реки Мокрая Сыня—Пожема) в разрезе преобладают породы полосчатой серии, подстилающие гарцбургиты. Падение контактов гарцбургитового тела с западной и восточной толщами пород полосчатой серии, также как и полосчатости верлитов, клинопироксенитов, преимущественно восточно-юго-восточное, крутое (70—80°) на западе от гарцбургитов и более пологое (20—60°) на востоке. Сравнительно редкие западные падения этого контакта наблюдались в северной части массива. Строение разреза полосчатой серии одинаково как в западной, так и в восточной толщах:

— непосредственно к гарцбургитам примыкает зона дунитов мощностью до 500 км;

— дуниты сменяются верлитами и далее зоной дробного неритмичного чередования верлитов, дунитов, клинопироксенитов, троктолитов. Все породы связаны как постепенными, так и резкими переходами и образуют эшелонированные линзы, пропластки, будинированные, реже недеформированные жилы и тела неправильной формы и различных размеров. Характерны неравномернозернистые, пятнистые, полосчатые текстуры и резкая изменчивость количественных соотношений порообразующих минералов; четкие полосчатые текстуры более характерны для западной толщи. Мощность дунит-верлит-пироксенитовой серии достигает 1 км, тогда как мощность отдельных тел меняется от долей до сотен метров. Жилы габбро, троктолитов и пироксенитов проникают в дунитовую зону и в глубь гарцбургитового тела. Фрагменты разреза полосчатой серии и реже гарцбургиты присутствуют также среди апогаббровых амфиболитов и габбро в виде линзовидных блоков различных размеров (рис. 22). В западной полосе амфиболитов породы подобных включений неравномерно метаморфизованы, вплоть до образования гранатосодержащих пироксенитов и лерцолитов с зеленой (герцениновой) шпинелью по породам с оливин-плагиоклазовым парагенезисом. Изменения в пироксенитах, верлитах и дунитах, включенных в габбро-нориты и метагаббро восточной полосы, представлены обычно актинолитизацией, хлоритизацией пироксенов, интенсивной серпентинизацией оливина с образованием тонкозернистого магнетита. Нередко включения имеют зональное строение: дуниты центральной части окружены оболочкой верлитов и клинопироксенитов, сменяющихся к контакту с габбро троктолитами.

Таким образом, при сходном строении разрезов полосчатой серии в западной и восточной толщах существуют различия в степени метаморфизма пород, более высокой к западу от гарцбургитов, в подошве тела.

Вверх по разрезу покрова, над восточной толщей дунитов—верлитов—клинопироксенитов—троктолитов обнажаются ритмично-полосчатые габбро-нориты: меланократовые прослои с оливином сменяются двупироксен-анортитовыми и далее бронзит-анортозитовыми, затем существенно лейкократовыми крупнозернистыми слоями и вновь, по резкой границе, меланократовыми. Полосчатость в локальных зонах (особенно на границе дунит—габбро) интенсивно деформирована с образованием складок течения нескольких генераций. Ориентировка ранних деформационных структур в габбро и породах полосчатой серии конформна контактам гарцбургитового тела. В целом для Пайерского покрова установлено азимутальное совпадение и резкое угловое несогласие структур высокотемпературной деформации гарцбургитов и пород полосчатой серии, включая габбро [224]. Полосчатые габбро-нориты вверх по разрезу сменяются массивными разновидностями; общая их мощность превышает 1000 м. Значительная часть габброидов в разрезе Пайерского покрова превращена в актинолит-анортитовые породы, сохранившие псевдоморфную структуру габбро-норитов и основные черты их химического состава. В зонах поздних тектонических нарушений юго-восточного падения габброиды метаморфизованы с образованием цонзит-актинолитовых и зеленосланцевых бластомилонитов.

Комплекс диабазов, габбро-диабазов, альбитофиров занимает верхнее положение в офиолитовом разрезе. Вместе с тем разобщенные рои диабазовых даек спорадически встречаются по всему габбровому разрезу. Северо-восточные простирания роев крутопадающих (к востоку) даек конформны деформационным структурам полосчатой серии. Кроме габброидов, в междайковых пространствах встречаются верлиты, пироксениты, аподунитовые и апогарцбургитовые серпентиниты. В наиболее полных диабазовых разрезах нижняя часть их сложена субофитовыми габбро-диабазами и роговообманковыми габбро, нередко преобразованными в пятнистые пегматоидные габбро-амфиболиты. Верхнюю часть таких разрезов слагают па-

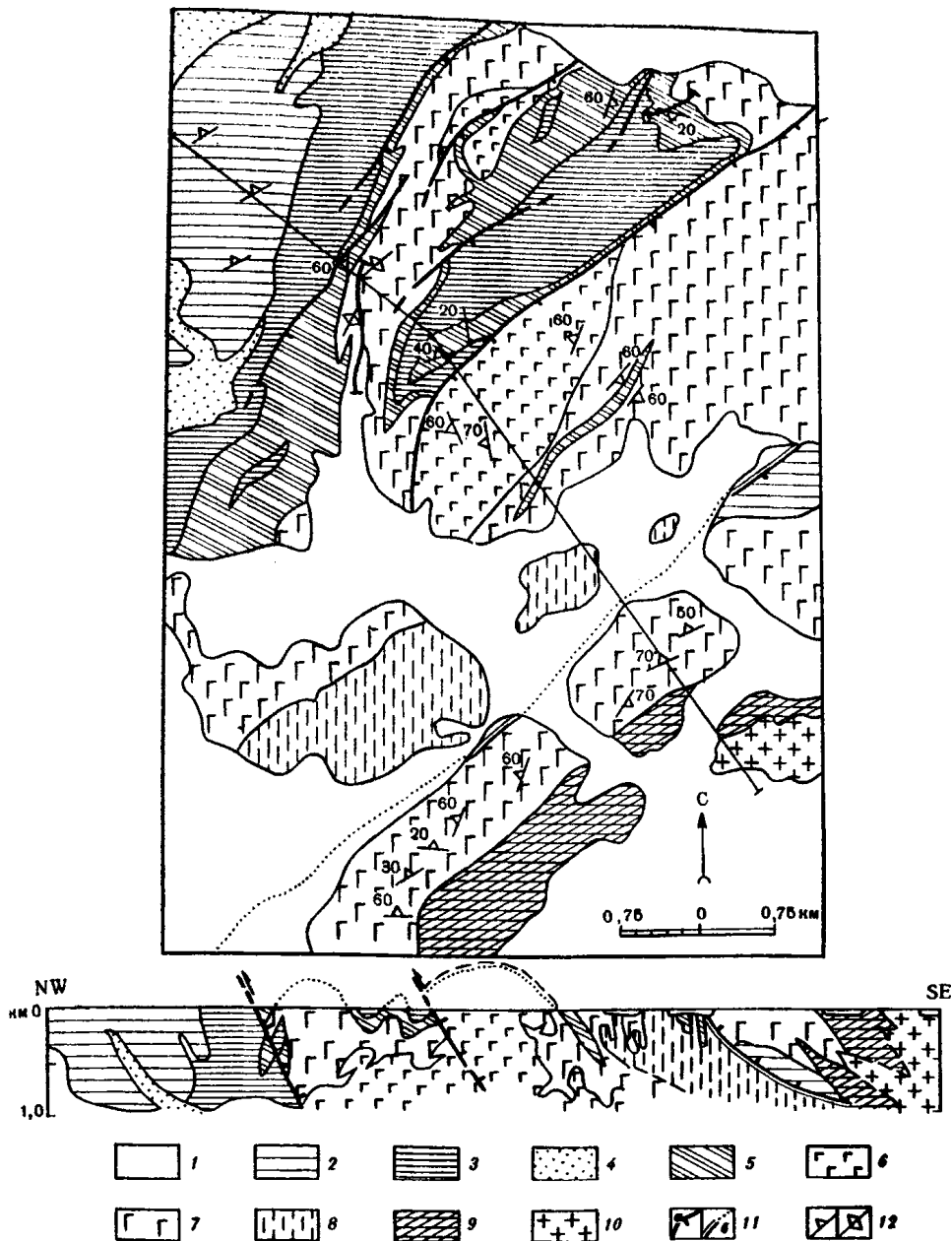


Рис. 22. Схематическая карта истоков р. Лагортаю (по [197])

1 — четвертичные отложения; 2 — гарzburgиты; 3 — дуниты; 4 — оливин-антигоритовые породы; 5 — верлиты, клинопироксениты, троктолиты, дуниты; 6 — двупироксеновое габбро; 7 — актинолит-анортитовое габбро; 8 — диабазы; 9 — амфиболиты; 10 — тоналиты; 11 — тектонические границы чешуй (а) и покровов (б); 12 — ориентировка полосчатости

параллельные дайки диабазов с четкими закалочными зонами. Строение дайковых разрезов и химизм диабазов Пайерского покрова детально рассмотрены Р.Г. Язевой [197, 287], показавшей, что химический состав их меняется от кварц-нормативных до оливин-нормативных толентов; в поздних поколениях появляются дайки состава высокоглиноземистых базальтов.

Максимальная мощность всего Пайерского покрова на широте рек Хойла-Левая Пайера достигает 8 км.

Лагортинский покров надвинут на породы офиолитовой ассоциации с востока.

В подошве его расположена зона тонкоополосчатых blastsmilonitov плагиоклаза (андезин—лабрадор)-роговообманкового состава с мигматитами, жилами плагиогранитов и тектоническими блоками пород Пайерского покрова. По удалении от подошвы к востоку blastsmilonitov сменяются крупнозернистыми амфиболитами с андезином и кварцем, переходящими к тоналитам через полосчатые, артеритовые мигматито-гнейсы тоналит-амфиболитового состава. На ряде участков массивные тоналиты внедрены непосредственно в габбро и диабазы с ороговыванием пород на контактах и образованием жильных апофиз. Здесь же в тоналитах присутствуют остроугольные ксенолиты диабазов, габбро и пироксениты. Однако чаще тоналиты имеют полосчатые гнейсовидные текстуры и содержат линзовидные резорбированные ксенолиты андезин-роговообманкового состава. Полосчатость в них наклонена на восток под углами $40-60^\circ$ и образует складки течения, опрокинутые к северо-западу.

Дунит-гарцбургитовая серия

В геологическом строении существенно гарцбургитового массива участвуют также лерцолиты, дуниты, жильные пироксениты и ультраосновные метаморфиты, в основном антигорит-оливиновые породы. Большая часть вскрытого разреза — около 70% его объема — сложена гарцбургитами; примерно 15—20% составляют оливин-антигоритовые породы, развивавшиеся по гарцбургитам; дунитовые тела в гарцбургитах и оливин-антигоритовых породах слагают менее 10% разреза; незначительная часть пород представлена лерцолитами и жильными пироксенитами — энстатитами, диопсидитами, вебстеритами. Гарцбургиты и лерцолиты представляют собой наиболее ранние образования — все остальные породы пересекают структуры гарцбургитов, внедряются, замещают и изменяют их.

Согласно традиционному представлению о субслоистом разрезе офиолитов, гарцбургиты образуют его нижний горизонт. Однако, как уже было отмечено при описании Пайерского покрова, в реальном разрезе Войкаро-Сыньинского аллохтона строение его нижней части более сложно: гарцбургиты слагают тела, облекаемые в подошве и кровле на значительном протяжении породами полосчатой серии. Линзовидно-угловатая форма гарцбургитовых тел образовалась в течение всей геологической истории массива. В значительной мере ее определяли глубинные надвиги, сопровождавшиеся метаморфизмом амфиболитовой фации (как это видно из характеристики контактов покрова), однако угловато-ромбовидные блоки, растянутые по простиранию с образованием типичных "хвостовых" линзовидных сужений появились, очевидно, гораздо раньше, на стадии формирования пород полосчатой серии. Об этом свидетельствует конформность грани и структур гарцбургитов и пород полосчатой серии, обложение последними гарцбургитовых выступов в районе западного и восточного контакта массива (см. рис. 19). Строение гарцбургитового массива осложнено тектоническими нарушениями, сопровождавшими перемещение офиолитового аллохтона в северо-западном направлении. Надвиговые зоны с пологими юго-восточными падениями рассекают гарцбургиты и обрываются поздними разломами в подошве массива. Относительные перемещения гарцбургитовых пластин сопровождались метаморфизмом с образованием в основном оливин-антигоритовых пород и значительно усложнили внутреннюю структуру массива, хотя и не привели к дезинтеграции единого тела. Структуры гарцбургитовых тел сохранились в северной и средней части массива; в южной гарцбургиты представлены полого залегающими маломощными реликтовыми пластинами среди преобладающих оливин-антигоритовых пород.

Деформационные структуры гарцбургитового разреза. Наиболее полные разрезы гарцбургитов вскрыты на массиве Пайер в верховьях р. Харота и руч. Харота-шор. в каровых обрывах горы Географов, в бортах троговой долины р. Хойла, про-



Рис. 23. Полосчатость гарцбургитов Войкаро-Сыньинского массива (р. Хойла, в центре снимка — вебстеритовая жила)

резающей огромное плато, сложенное гарцбургитами, а также в долинах ручьев Пай-тывис, Лагорта-Егарт и Средняя Лагорта. Высота скальных обрывов гарцбургитов достигает 600 м, максимальная доступная наблюдению мощность разреза 6 км. В условиях хорошей обнаженности и сравнительно слабой равномерной серпентинизации пород (исключая оливин-антигоритовые зоны) одним из главных методов изучения строения массива было структурное картирование.

В гарцбургитах (оливин — 80—85%, энстатит — 10—15, диопсид — 0,5—2, хромшпинелид — около 1%) проявлены такие структурные элементы, как полосчатость, линейность и линейно-плоскостная ориентировка минералов. Полосчатость определяется переменным содержанием энстатита в прослоях с неравномерной мощностью: преобладает чередование 5—20—40-сантиметровых полос с содержанием 10—20—40% энстатита; 1—2-сантиметровые полосы сложены энстатитовым дунитом или оливиновым энстатитом (рис. 23). В редких случаях вариации состава в полосах сопровождаются изменениями крупности зерен. Линейность представлена в основном уплощенно-линзовидными или веретенчатыми агрегатами: + энстатит + хромшпинелид + диопсид, реже — цепочками хромшпинелида или цепочками разорванного по оси с энстатита; проявлена линейность на массиве неравномерно. Плоско-параллельные ориентировки уплощенных зерен энстатита и хромшпинелида при полевых наблюдениях в основной части разреза менее отчетливы в сравнении с другими структурными элементами.

Картированием этих элементов в двух линзовидных раздувах массива установлены крупные желобовидные структуры северо-восточного простираения (см. рис. 20, 24). Падение полосчатости направлено от контактов тела к его внутренней части, замковые участки структур с северным (северо-восточным) падением полосчатости располагаются на южном фланге каждого тела — в районе р. Хойла и Погурей; в северо-восточном направлении структуры открыты. Детальнее изучена такая структура в северном теле, где она картирована на площади около 1000 км². В ее западном крыле полосчатость полого (5—10°) наклонена к востоку, к приосе-

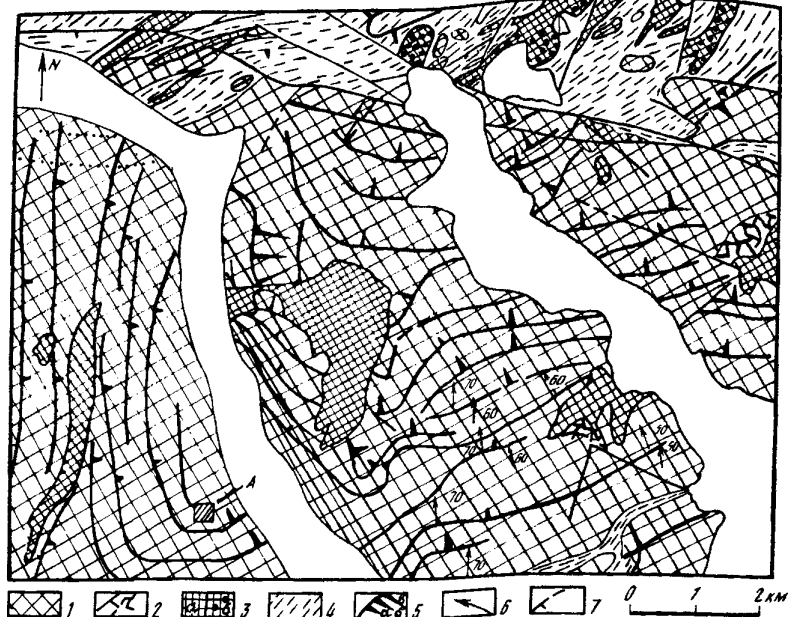


Рис. 24. Схематическая карта участка в верхнем течении р. Хойла

1 — гарибургиты; 2 — жилы дунитов; 3 — дуниты серпентинизированные (а) и десерпентинизированные (б); 4 — оливин-антигоритовые сланцы; 5 — ориентировка и углы падения полосчатости: а — $90-60^\circ$, б — $60-30^\circ$, в — $30-0^\circ$; 6 — ориентировка линейности; 7 — разрывы. А — положение участка со штокером дунитовых жил (см. рис. 30)

вой зоне наклон становится крутым ($70-85^\circ$); в восточном крыле полосчатость наклонена к западу и северо-западу под углами $30-60^\circ$, в замковой части — к северу ($50-60^\circ$). На северо-восточном фланге тела характерно пологое падение полосчатости. На обоих крыльях наблюдаются мелкие флексурные и желобовидные складки с субмеридиональными простирациями, изгибы и развороты полосчатости, осложняющие крупномасштабную структуру (рис. 25, 26). Открытые пологие складки более типичны для северо-восточной части тела. Агрегатная линейность энстатита и хромшпинелида круто ($70-80^\circ$) наклонена к северу. Это направление выдерживается в приосевой зоне структуры на крыльях и в замковой ее части, где наблюдается резкое угловое несогласие ориентировок линейности и полосчатости (рис. 27). Плоскость уплощенности здесь расположена субвертикально и ориентирована вдоль осевой зоны структуры. На юго-западном фланге структуры плоскость уплощенности и линейность минералов в гарибургитах ориентированы субгоризонтально и почти совпадают с плоскостью полосчатости. Таким образом, желобовидные структуры в гарибургитах представляют гигантские складки течения с крутыми залеганиями полосчатости и уплощенности в осевой зоне и пологими — на крыльях. Шарнир складок круто погружается к северу, северо-востоку, в этом же направлении ориентировано склонение линейности.

Полосчатость гарибургитов проявлена весьма неравномерно. В разрезе гарибургитов, особенно в приосевой зоне структуры, выделяются горизонты (мощностью от 20 до 200 м) с очень четкой полосчатостью. В центральной части тела, в районе р. Хойла, картируются (с прослеживанием по простираанию на сотни метров, до 1—2 км) шесть таких горизонтов, разделенных относительно массивными неясно- и грубополосчатыми гарибургитами, в восточной (реки Бурхойла, Малая Хараматалоу, верховья правых притоков р. Большая Хараматалоу) — не менее



Рис. 25. Агрегатная линейность в гарцбургитах (L) ориентирована параллельно осевой плоскости складки (р. Лекхойла)



Рис. 26. Мелкие складки в полосчатом гарцбургите (руч. Лагорта-Егарт)

четырех горизонтов. Среди полосчатых гарцбургитов расположены небольшие участки лерцолитового состава (до 10% диопсида) неправильной (изометричной?) формы с нерезкими границами, как правило, массивной неполосчатой текстуры. Гарцбургиты с четкой полосчатостью тяготеют к приосевой зоне структуры. Здесь резкий рисунок полосчатости подчеркивается существенно энстатитовыми



Рис. 27. Агрегатная линейность: энстатит + хромшпинелид ± диопсид в гарцбургите (р. Хойла)

и дунитовыми прослоями, сменяющимися по простиранию и часто будинированными. Контрастность в распределении минералов усиливается на участках с мелкими пльчатями, изоклинальными складками в пределах полос. Обособляющиеся полосы дунитов окаймлены сгустками, группами зерен энстатита, иногда перматоидного; диопсид также распределяется цепочками. В верховьях рек-Средняя Лагорта, Хойла прекрасно видны соотношения полосчатости и зарождающихся жильных образований. Согласно с полосчатостью и представляющие, в сущности, ее составной элемент новообразованные обособления дунитов с оторочкой энстатита ветвятся, косо пересекают гарцбургитовую полосчатость, образуют неправильные шлиры и, наконец, переходят к жилам дунитового и энстатитового состава с четкими резкими контактами (рис. 28, 29). Образование подобной полосчатости и сегрегаций иллюстрирует метаморфическую дифференциацию вещества при его пластической деформации — количество минеральных фаз и их общее содержание в породе такое же, как и в гарцбургите, состав пироксенов и хромшпинелида меняется, отражая физико-химические условия деформаций, что будет рассмотрено ниже.

Характеристика крупномасштабных структур, их динамическая и кинематическая интерпретация значительно дополняются наблюдениями над закономерностями распределения и морфологией дунитовых и пироксенитовых тел. Наиболее крупные (до 10 км²) дунитовые тела приурочены к осевым зонам главного желоба и осложняющих его синклиналеобразных складок вдоль западного и восточного контактов тела. Эти тела представляют собой линзы со сложной формой граничной поверхности. Они залегают вдоль изогнутых плоскостей полосчатости и в то же время переходят по периферии в штокверк прямолинейных жил, секущих полосчатость (рис. 30, см. вкл.; 31). Количество и мощность дунитовых жил уменьшаются с удалением от дунитовых тел, и среди них появляются жилы энстатитов, диопсидитов и вебстеритов. Контакты между дунитами и гарцбургитами резкие, без следов дробления или изменения зернистости минералов обеих пород. Пересекая полосчатость, дунитовые жилы не смещают ее. В блоках гарцбургитов среди дунитов

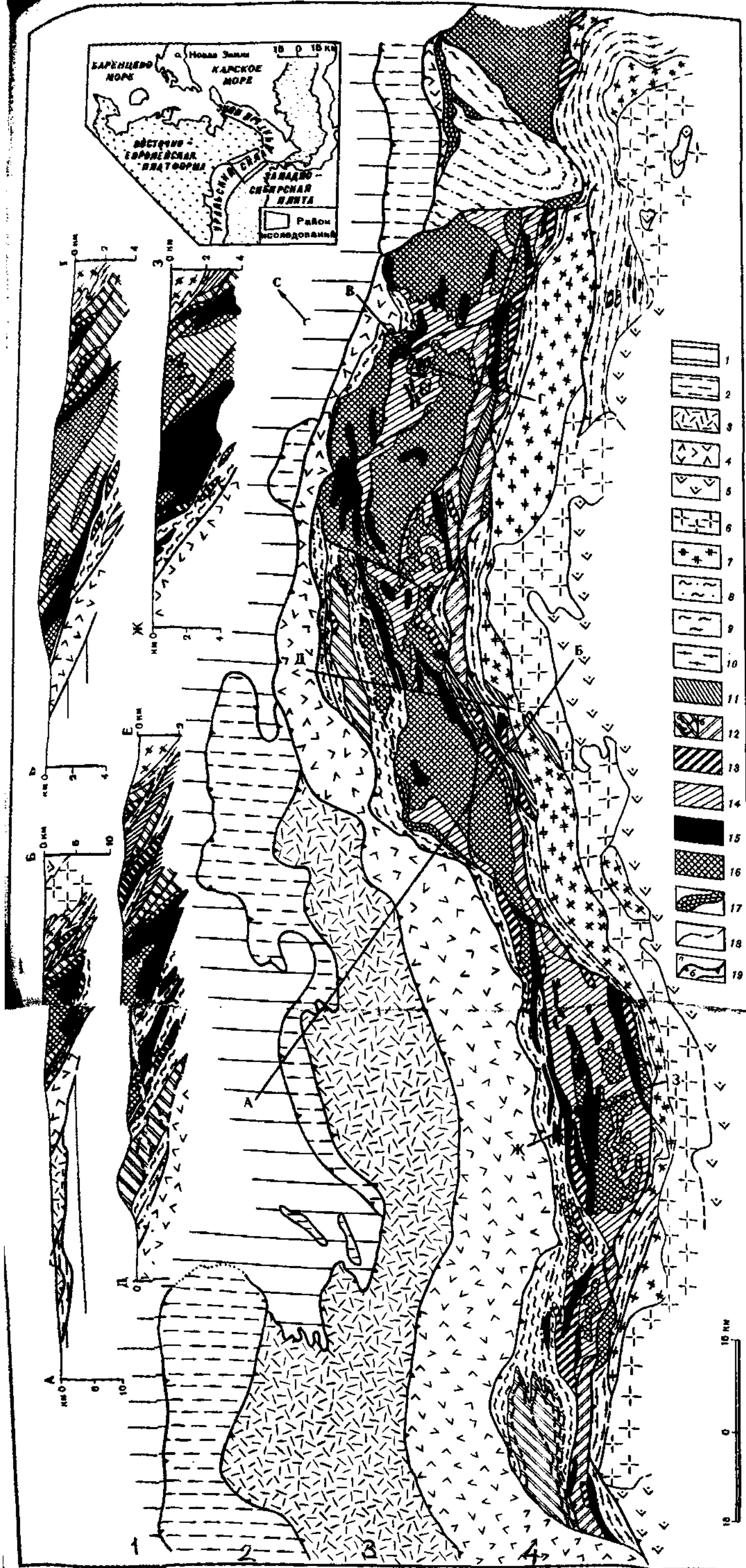


Рис. 19. Геологическая схема Вайкар-Сыньинского массива (по [221] с изменениями)

1-4 — ордовикско-девонские формации континентального типа. 1 — Елсские известняковая и известняково-доломитовая фация, серпентиниты известняково-пермские трауэками и фация. 2 — Леминская известняково-кремнисто-черносланцевая. 3 — Уралтские вулканогенные и карбонатно-терригенные красной породы. 4 — Салатинские вулканогенные и турбидитовые. 5 — силурско-девонские вулканогенные, турбидитовые и карбонатные островодужные формации. 6-16 — офиолиты и ассоциирующие с ними породы. 7 — диориты. 8 — тоналиты. 9 — породы салатинских формаций, метаморфизованные в эпидот-амфиболитовой фации. 10 — цонитовые и гранатомы амфиболиты, глаукофановые сланцы. 11 — диабазы, габбро-диабазы. 12 — габбро-нориты и бласомитизированные габбро (а), габбро-нориты, захиты (б). 13 — верлиты, клинопироксениты, троктолиты. 14 — оливин-антигортитовые породы. 15 — дуниты. 16 — гарибургиты. 17 — серпентинитовый меланж. 18 — граниты пород нормальных. 19 — разрывы. а — в подошве пластов, б — прочие тектонические границы. Масштаб профилей В-Г, Д-Е и Ж — 3 отличен от масштаба схемы (горизонтальный равен вертикальному).

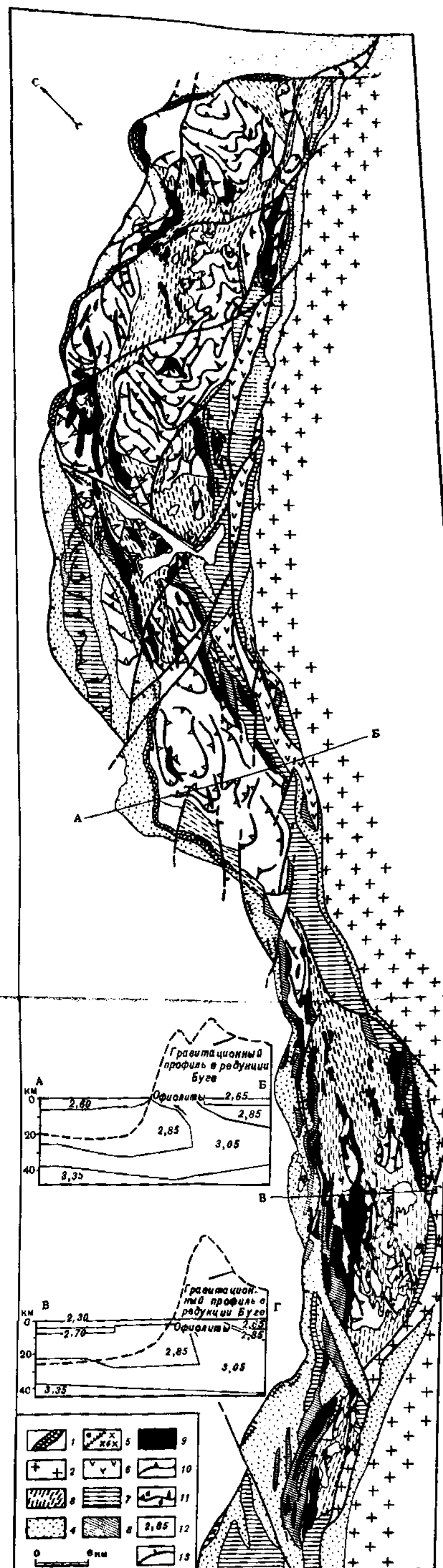


Рис. 20. Структурная карта Вайкар-Сыньинского массива [224]

1 — серпентинитовые милолиты и меланжи. 2 — тоналиты, диориты. 3 — антигортит-оливиновые породы. 4 — амфиболиты гранатовые, плагиоклазовые, цонитовые. 5 — плагиогранитные жилы (а) и линзы (б). 6 — долериты, габбро-диабазы. 7 — габбро-нориты, фазер-габбро. 8 — дуниты, верлиты, троктолиты, клинопироксениты полосчатой серии. 9 — дуниты. 10 — гарибургиты. 11 — зеленые сланцы. 12 — усредненные значения плотности пород (на профилях). 13 — разрывные нарушения (бергштрихом показано направление падения).

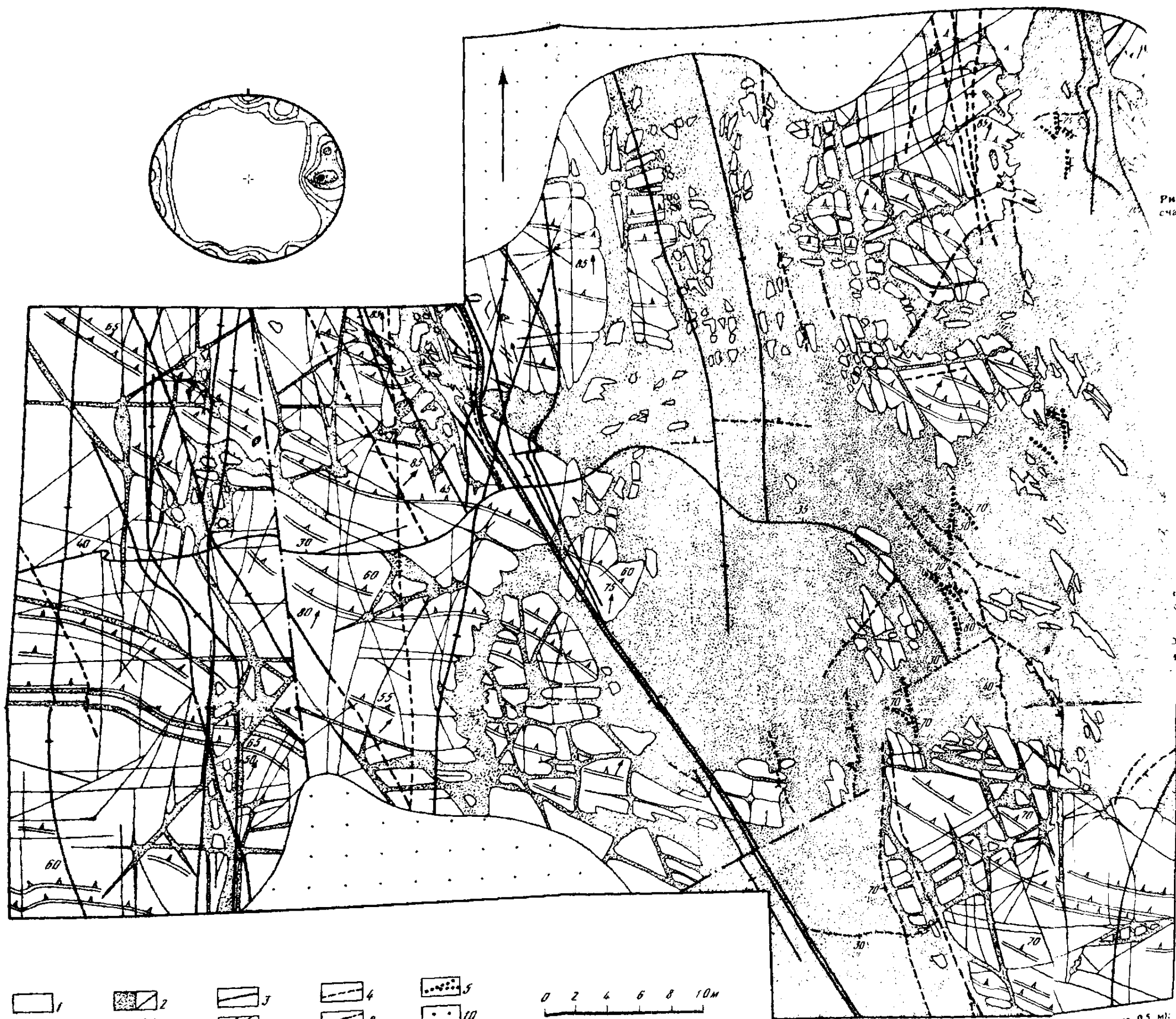


Рис. 30. Геологическая карта участка в северной части Войкаро-Сыньинского массива (см. рис. 24).
 Строение контакта габрибургитов с дунитами (по [225]). В левом верхнем углу — диаграмма ориентировки волн дунитовых жил (стереографическая проекция нижней полусферы). 350 замеров, изолиты 1—3—5—10—15%

1 — габрибургиты; 2 — дуниты (тонкой линией показаны жилы мощностью менее 0,5 м); 3 — вебстериты; 4 — диоритиды; 5 — хромиты; 6 — ориентировка плоскостей; 7 — ориентировка линейности; 8 — наклонное (а) и вертикальное (б) залегание мл; 9 — тектонические нарушения; 10 — четвертичные отложения



Рис. 28. Зональные обособления дунита (светлый) и грубозернистого энстатита в системе полосчатости гарцбургита (р. Средняя Лагорта)



Рис. 29. Деформированная жила пегматоидного энстатита с дунитовой оторочкой в гарцбургите, рассеченная жилой энстатита второго поколения; р. Средняя Лагорта

полосчатость также сохраняет свою ориентировку (см. рис. 30, 31): при образовании штокерка дунитовых жил не было вращения гарцбургитовых "ксенолитов" (рис. 32). По мере возрастания мощности и густоты дунитовых жил прямоугольные блоки приобретают извилистые очертания, в них появляется такситовая структура. В дунитовых жилах у контакта с гарцбургитами иногда присутствуют



Рис. 31. Дунитовые жилы в полосчатом гарцбургите (см. рис. 30)

скопления энстатита, сохранившие ориентировку полосчатости: чаще дуниты образуют затеки по полосчатости гарцбургитов или раздувы на месте существенных энстатитовых полос (рис. 33). В центральных частях жил прослеживаются цепочки хромшпинелида, ориентированные согласно с контактами. Дунитовые жилы как правило, пересекаются пироксенитовыми. Среди последних ранние генерации представлены энстатитовыми жилами: диопсидиты цементируют растянутые энстатитовые жилы и пересекают их, зональные жилы темно-зеленых вебстеритов являются самыми поздними (рис. 34).

Анализ структурного рисунка подобных жил при детальном картировании одного из дунитовых тел в приосевой зоне желобовидной складки показал, что ортогональная сетка жил повернута под углом 15° по отношению к осевой плоскости этой складки [225]. Прямолинейные жилы располагаются в системе сопряженных правых и левых взбрососдвигов. Под углом 45° к ним, близко к направлению главного сжимающего напряжения, ориентированного в субгоризонтальной плоскости, располагаются извилистые дунитовые жилы, формирующиеся в системе трещин отрыва. Сходные пространственные ориентировки систем трансляционного скольжения в оливинах дунитов и гарцбургитов также показывают, что крупномасштабная складка в гарцбургитах и решетка дунитовых жил представляют собой деформационную систему, формировавшуюся в едином поле напряжений, т.е. пластическое течение сопровождалось деформациями сколового (сдвигового) характера. Сколы (сдвиги), очевидно, являлись зонами повышенной проницаемости флюида, вдоль них и происходила перестройка минеральных парагенезисов гарцбургитов. Процесс образования ранних генераций жил проходил в значительной мере за счет мобилизации и перераспределения вещества самих гарцбургитов: выщелачивания из них кремнезема, глинозема, окиси кальция с образованием дунитов (и хромитов) на месте гарцбургитов (раздувы дунитовых жил на месте пересечения энстатитовых полос как следствие такого выщелачивания) и последующего отложения вынесенных элементов в минералах пироксенитовых жил. Таким образом, вероятным механизмом образования жил ранних генераций является инфильтрационный метасоматоз, сменивший метаморфическую дину-



Рис. 32. Реликты гарцбургита в дуните (р. Хойла, см. рис. 30)

ференциацию, в ходе которой создавалась полосчатость. Рассмотрение этого вопроса будет продолжено ниже, при характеристике состава пород.

В краевых частях гарцбургитового тела, особенно на западном крыле главной структуры, жилы пироксенитов сильно деформированы. Ранние энстатитовые жилы, субсогласно залегающие с пологой гарцбургитовой полосчатостью, будинированы, смяты в складки, опрокинутые к западу (рис. 35). Следующая генерация вебстеритовых и энстатитовых жил пересекает и слабо смещает эти складки вдоль их осевых поверхностей. Эти жилы также сминаются в складки и, в свою очередь, пересекаются вебстеритовыми жилами третьей генерации. Жилы последней, четвертой генерации, наиболее мощные (от 2 до 12 м), цементируют блоки гарцбургита, обедненного энстатитом, и содержат включения дунитов, энстатитов. Перераспределение энстатита во вмещающих гарцбургитах наблюдается и вдоль контактов таких жил (рис. 36). Аналогичное строение и взаимоотношение имеют жилы в юго-восточной части северного тела и на самом южном участке массива. Подобные соотношения жил свидетельствуют о том, что их образование проходило при непрерывном течении гарцбургитовых масс: жилы сминались сразу вслед за их образованием, поскольку срывы в замковых частях складок и на их крыльях залечены жилами того же (или близкого) состава.

Вдоль восточного контакта гарцбургитов в жильных ореолах вокруг дунитов самые поздние генерации жил представлены оливиновыми габбро-норитами или пегматоидными анортит-бронзитовыми породами. Встречаются также рассеянные ветвящиеся маломощные (1-2 см) жилки оливин-бронзит-анортитового состава.

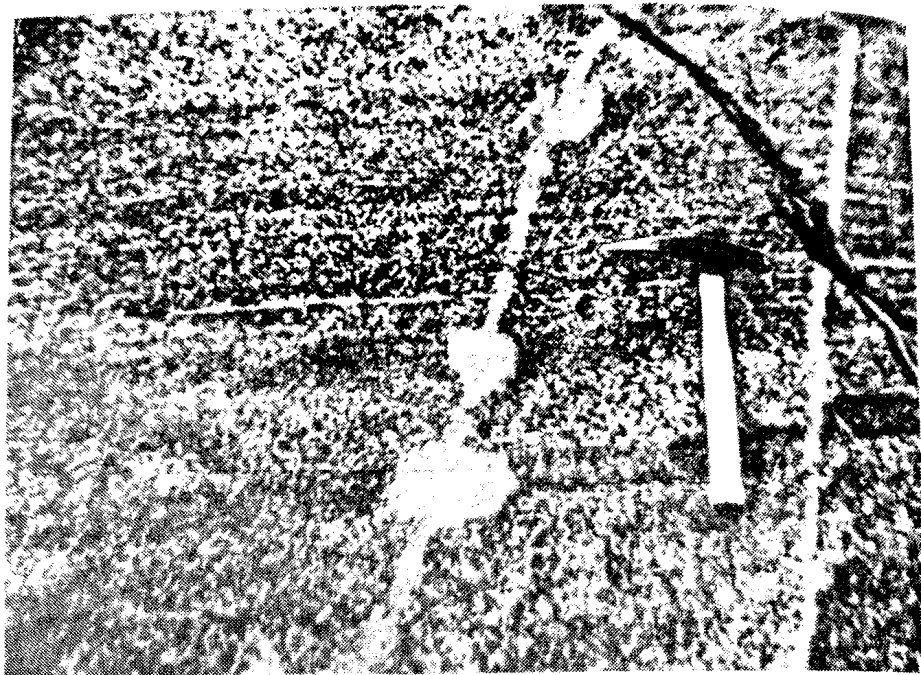


Рис. 33. Дунитовые жилы с раздувами на месте существенно энстатитовых полос в гарнбургите (р. Хойла)

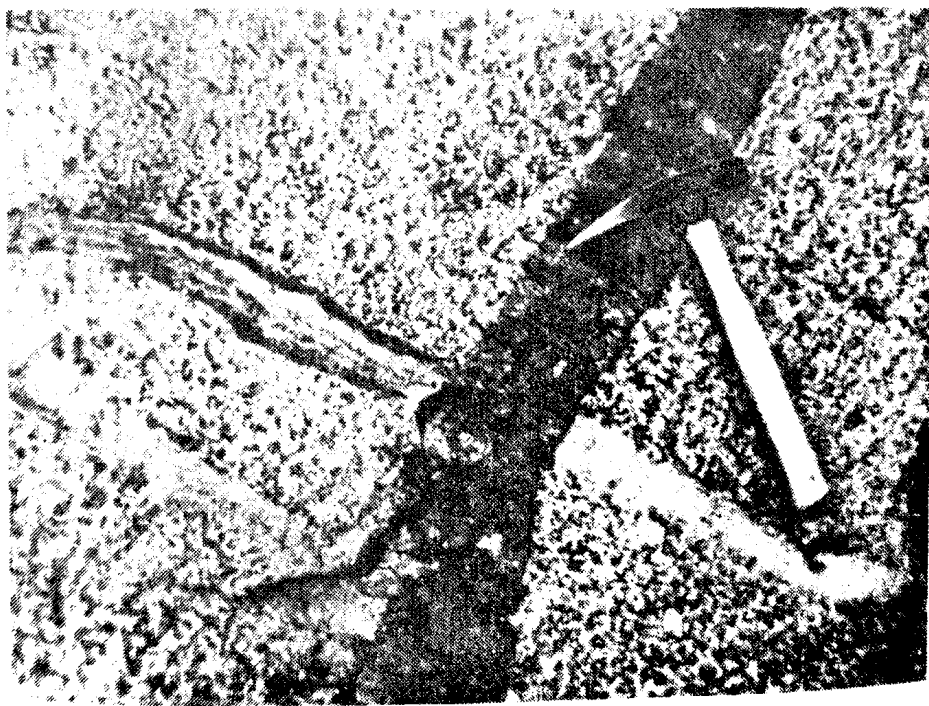


Рис. 34. Вебстеритовая жила в гарнбургите, секущая жилу дунита с диопсидовыми оторочками (р. Хойла)

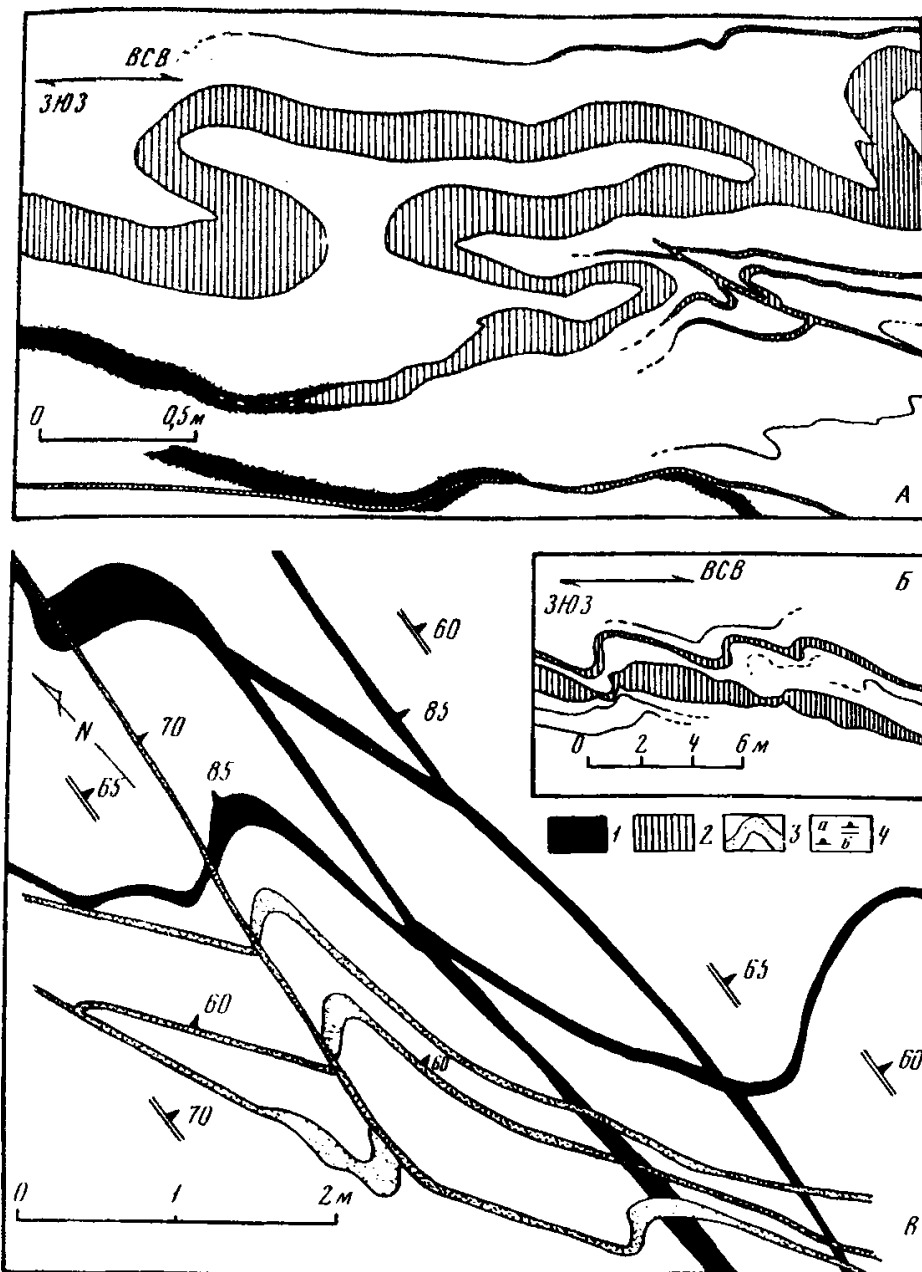


Рис. 35. Синдеформационные полифазные жилы в гарzburgитах

А, Б — энстатиты (р. Средняя Лагорта); В — дуниты, диопсиды (р. Лагорта — Егарт)

1 — дунит; 2 — энстатит; 3 — диопсид; 4 — элементы залегания: а — жил, б — гарzburgитов

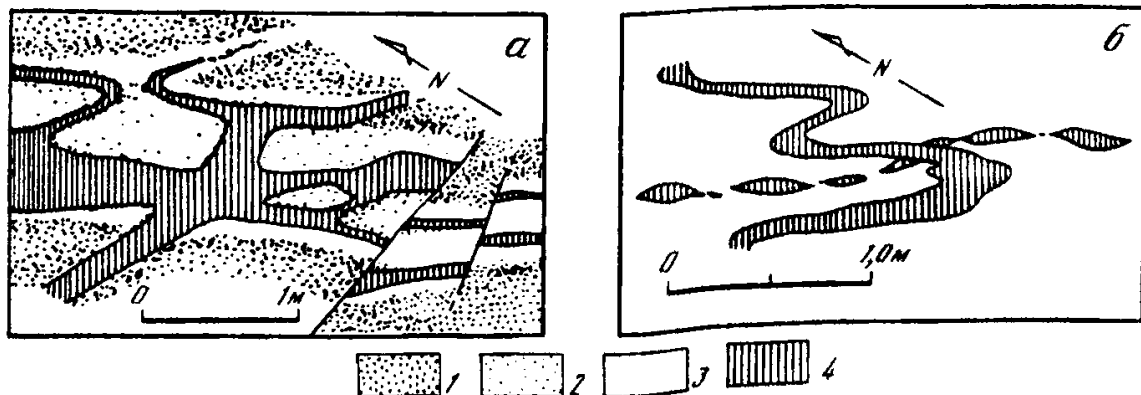


Рис. 36. Жила вебстерита с оторочкой "истощенного" гарzburgита (а) и деформированные жилы энстатита (б) (р. Средняя Лагорта)

1 — гарzburgит; 2 — истощенный гарzburgит; 3 — дунит; 4 — вебстерит

ва. Контакты жил с вмещающими гарцбургитами обычно резкие, иногда постепенные, с рассеянными ореолами плагиоклаза вдоль границ; закалочные зоны на контактах никогда не наблюдались. Подобные соотношения характерны и для габбровых жил с дунитами полосчатой серии: габбро-нориты и оливиновые габбро сменяются по простиранию и к зальбандам троктолитами и плагиоклазовыми дунитами. Сегрегации анортита наблюдаются также и между субпараллельно ориентированными габбровыми телами. Чередующиеся прослои и жилы габброидного состава, как правило, будинированы и смяты в складки; разрывы между будинами "залечены" дунитовой или верлитовой массой со следами обтекания относительно жестких блоков.

Рассмотренный материал показывает, что размещение петрографических типов пород в существенно гарцбургитовом разрезе контролируется прежде всего деформационными структурами. Дунитовые тела, окруженные штокверками крутопадающих недеформированных жил, приурочены к приосевым зонам желобообразных структур с крутыми залеганиями полосчатости, линейности и уплощенности. Сильно деформированные жилы, субсогласные с пологой полосчатостью, развиты на крыльях складок. Габбро-норитовые жилы тяготеют к контакту с полосчатой серией.

Микроструктуры гарцбургитов. Петрографическое изучение гарцбургитов и дунитов показало, что их микроструктура также несет следы деформации. В общем разрезе гарцбургитов их структура неоднородна — размеры, форма, соотношения оливина, пироксенов и акцессорных хромшпинелидов сильно меняются. Эти вариации будут рассмотрены ниже, одновременно с составом минералов, здесь же характеризуются главные особенности микроструктуры гарцбургитов. Ее главной чертой является разнотекстурность и четкая линейность в отличие от более равномерной структуры лерцолитов (рис. 37, 38). Основная часть породы сложена крупными (6—8 мм), слегка вытянутыми и уплощенными зернами оливина. Многие из них имеют волнистое угасание и полосы излома, границы которых образуют крутой угол с направлением удлинения в плоскости, перпендикулярной уплощенности. Границы зерен плавноизвилистые, реже крупнозубчатые. Таблитчатые зерна энстатита размером 1—3 мм часто имеют ступенчатые очертания и нередко содержат тонкие ламеллы диопсида, мощность которых увеличивается на границе полос излома. Встречаются зерна энстатита, разорванные по оси с образованием укороченных в этом направлении кристаллов, которые выстраиваются в нечеткие цепочки. Крупные таблицы энстатита окружены мелкими (0,2—0,5 мм) ксеноморфными и округлыми энстатитами, мелкозернистым оливином, редкими зернами диопсида. Эти агрегаты вытянуты в направлении, близком удлинению крупных оливинов и имеют субпараллельную ориентировку, которая подчеркивается цепочками хромшпинелида (рис. 39). В породах, обогащенных диопсидом, развиты диопсид-хромшпинелидовые линейные агрегаты. Таким образом, остаточные деформационные структуры в оливине и реже энстатите представлены полосами излома, линейностью растягивания энстатита, формирующейся в направлении течения с выжиманием мелких оливинов между разорванными энстатитами, и, наконец, агрегатной линейностью. В оливинах устанавливаются две системы ориентировки оптических осей индикатрисы [225]; степень упорядоченности одной из систем отвечает 50-%-ной деформации, полученной в экспериментах с искусственным дунитом [414]. В этой системе трансляционное скольжение оливина происходило в направлении $Ng = [100]$ по плоскости $\{0kl\}$ — от $(001) = Nm$ до $(010) = Nr$. Система скольжения $\{0kl\} [100]$, проявленная и в оливине дунитовых жил, имеет одинаковую с гарцбургитовой пространственную ориентировку и отвечает полю напряжений с субгоризонтальным положением оси главного сжатия в направлении север-запад—юго-восток и субвертикальной ориентировкой оси минимального напряжения (направления течения).

Результаты динамического и кинетического анализа петроструктур полностью

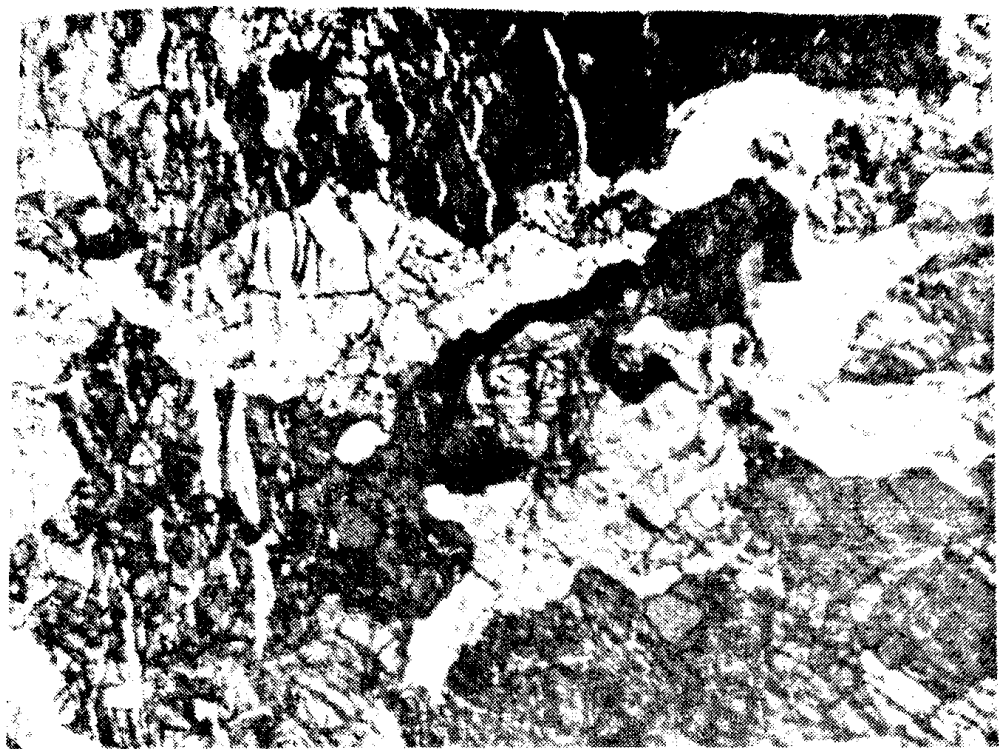


Рис. 37. Микроструктура гарцбургита. Николи скрещены, увел. 20

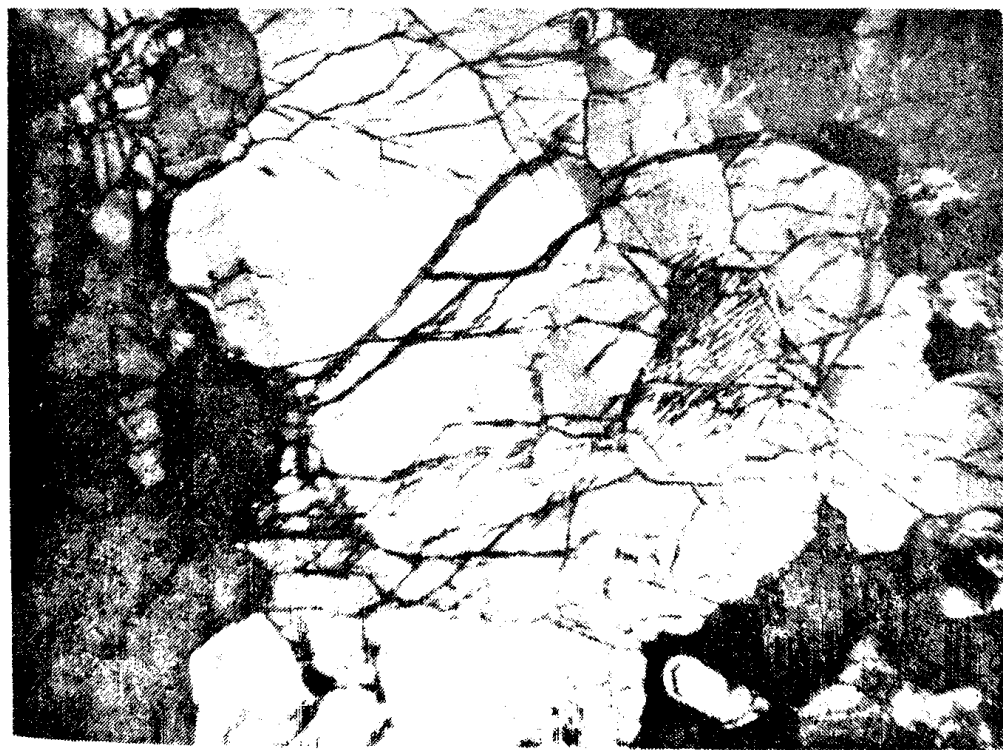


Рис. 38. Микроструктура перидолита, включенного в оливин-антигоритовую породу. В оливине видны полосы излома. Николи скрещены, увел. 20

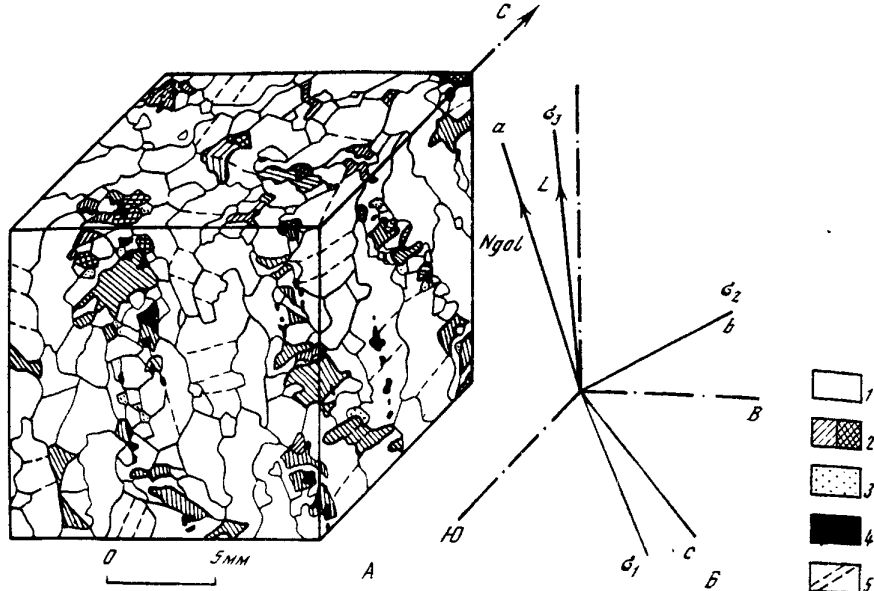


Рис. 39. Микроструктура гарцбургита

А — блок-диаграмма структуры гарцбургита по зарисовкам шлифов в трех взаимноперпендикулярных плоскостях (по [225])

1 — оливин; 2 — энстатит; 3 — диопсид; 4 — хромшпинелид; 5 — границы полос излома

Б — Ориентировка осей эллипсоида деформации ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$) и кинематических направлений пластической деформации (а, в, с); L — линейность (для этапа формирования дунитов)

согласуются с рассмотренными выше выводами по материалам структурного картирования: о синхронности образования жил на позднем этапе пластических деформаций гарцбургита при субгоризонтальном сжатии, ориентированном поперек границы континентальной окраины. Представление об условиях этой деформации может быть получено двумя независимыми способами: при использовании экспериментальных данных по деформации природных ультрабазитов [323, 439] и термометрии, основанной на константах равновесия обменных реакций минеральных парагенезисов. В последнем случае используются составы минералов, образующихся при деформации, например мелкозернистые минералы в линейных агрегатах [222]. В первом случае мы имеем дело с широким диапазоном P - T -условий: система {0kl} [100] в оливинах активна при скоростях деформации от 10^{-10} с^{-1} до 10^{-14} с^{-1} и температурах $400\text{--}800^\circ \text{C}$ при 5 кбар, большие температуры требуются при меньшем давлении (в том же интервале скоростей). Согласно расчетам с использованием хром-алюминиевого термометра, температура образования мелких зерен пироксенов в линейных агрегатах составляла не менее $850\text{--}950^\circ \text{C}$. Следовательно, правомерен вывод о том, что рассмотренные структуры формировались при высокотемпературном пластическом течении гарцбургитов. Существование в оливинах гарцбургитов еще одной (ранней, слабо выраженной) системы скольжения наряду с макроскопическими структурными наблюдениями [282] позволяет предполагать, что деформации с образованием крупных желобовидных структур предшествовало более высокотемпературное (свыше 1000°C) течение.

Ультраосновные метаморфиты. Структура гарцбургитового разреза, сформированная при высокотемпературных деформациях в условиях устойчивости безводных парагенезов, была нарушена и осложнена при перемещении габбро-ультрабазитового тела в кору. В подошве Пайерского покрова дуниты, верлиты и гарцбургиты интенсивно деформированы, преимущественно в условиях амфи-

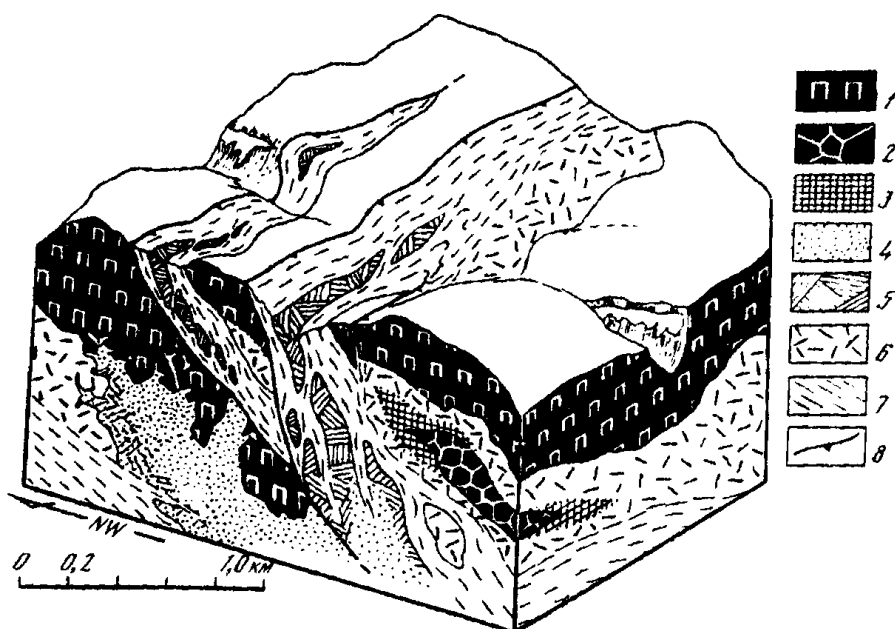


Рис. 40. Схематическая блок-диаграмма соотношения ультраосновных метаморфитов с гарцбургитами

1 — гарцбургиты серпентинизированные; 2 — лерцолиты и гарцбургиты без серпентина, рекристаллизованные; 3 — гарцбургиты с зональным антигорит-тальк-амфиболовым замещением энстатита; 4 — дуниты серпентинизированные; 5 — дуниты рекристаллизованные, пегматоидные; 6, 7 — антигорит-оливиновые породы: 6 — массивные, 7 — рассланцованные; 8 — разрывные нарушения

болитовой фации метаморфизма, с образованием тонкополосчатых изоклинально-складчатых структур. Осевые поверхности складок совпадают с четкой плоскостной ориентировкой минералов и наклонены на восток и юго-восток. В строении полосчатости наряду с оливином, пироксеном и хромшпинелидом участвует магнезиальный амфибол. Первичная структура пород в значительной мере рекристаллизована — преобладают гранобластовые, порфирокластические микро-структуры, т.е. главным механизмом пластического течения была синтектоническая рекристаллизация, сопровождавшаяся межзерновым скольжением.

Внутри гарцбургитового тела развиты ультраосновные метаморфиты, составляющие зоны резко переменной мощности (от 10 до 500 м) с юго-восточным падением под углами от 5 до 50°, конформные подошве аллохтона (см. рис. 20). Они образованы в основном антигорит-оливиновыми породами и сопутствующими им тальк-оливиновыми и амфибол-оливиновыми, образованными по гарцбургитам. Дуниты, присутствующие среди метаморфизованных гарцбургитов, перекристаллизованы, нередко с образованием пегматоидных структур, пироксениты обычно амфиболизованы и оталькованы. В кровле метаморфических зон у контакта с гарцбургитами антигорит-оливиновые породы имеют массивную текстуру, в них сохраняется реликтовая полосчатость гарцбургитов и первичная ориентировка дунитовых жил.

Среди массивных оливин-антигоритовых пород присутствуют тела, сложенные несерпентинизированными гарцбургитами или лерцолитами (рис. 40). Размеры тел меняются от нескольких до сотен метров, форма — изометрично-округлая, линзовидная. Эти породы отличаются полным отсутствием серпентина, гранобластовыми однородными структурами, иногда со шлировыми грубозернистыми скоплениями энстатита и диопсида. На контакте несерпентинизированных гарцбургитов (лерцолитов) с антигорит-оливиновыми породами развита маломощная зона тальк-оливиновых пород; фронтальная часть зоны образована тальк-оливиновыми и тальк-антигоритовыми прожилками в гарцбургите, сгущающимися в решетку ромбоэдрического рисунка, в ячейках которой сохраняются овоидные

и шарообразные включения свежих гарцбургитов. В кровле зон метаморфитов широко распространены своеобразные амфибол-талк-антигорит-оливиновые породы, полностью сохранившие псевдоморфную гарцбургитовую структуру. На месте энстатита в них развивается зональный амфибол-талковый агрегат, переходящий в криптозернистый оливин (?) (Fa_{14-15}) с примесью (до 1,5%) Al_2O_3 , и в конечном итоге на месте гарцбургитов возникают "вторичные дуниты" с двумя генерациями оливина: реликтовым Fa_{10} , новообразованным Fa_{15} , вторичным диопсидом, антигоритом и магнетитом. Содержание воды во всех породах резко варьирует от долей процента до 10%.

В направлении ко внутренней части зон пестрый ряд метаморфитов сменяется устойчивой антигорит-оливиновой ассоциацией по гарцбургитам и существованию оливиновой (Fa_{6-9}) — по дунитам. Во всех породах присутствуют хромшпинелиды (реликтовый в антигорит-оливиновых и новообразованный в оливиновых) и магнетит. В пегматоидных и гранобластовых дунитах, испытавших рекристаллизацию, хромшпинелид отличается высокими хромистостью и железистостью; повышенные хромистости шпинелида и магнетиальности оливина в рекристаллизованных дунитах рассматривалось А.А. Савельевым [220].

По мере приближения к подошве зон в оливин-антигоритовых породах усиливается сланцеватость, появляются гнейсовидные текстуры (см. рис. 40). Сланцеватость наклонена к юго-востоку круче, чем границы зон. Реликты дунитовых тел залегают согласно со сланцеватостью в виде растянутых будин от угловатой до округлой формы. Крупные будины дробятся, и оливин-антигоритовые сланцы насыщаются "окатышами" дунита.

Микроструктура антигорит-оливиновых пород крупнозернистая катакlastическая в массивных разновидностях и порфирокластовая очковая — в сланцеватых. Оливиновые порфирокласты Fa_{9-10} составляют от 15 до 85%, в среднем 65%, антигорит слагает остальную часть породы; присутствуют магнетит, реликты хромшпинелида, хлорит, игольчатый диопсид, иногда актинолит, карбонат. В сланцеватых разновидностях линзовидные порфирокласты оливина (2—3 мм) обтекаются чешуйками антигорита. Четкие полосы излома ориентированы поперек удлинения оливина, часто наблюдается мозаичное или веерообразное угасание. В хвостовых окончаниях линз (зонах "теневого" давления) развиваются изометричные зерна оливина размером (0,01—0,03 мм). Такой же тонкозернистый оливин образуется внутри крупных зерен по системе сколовых трещин. В ряде случаев порфирокласты полностью замещены мелкозернистым гранобластовым оливином, образующим сильно вытянутые лентовидные агрегаты. И в дунитах, и в антигорит-оливиновых породах оливин, как правило, обладает четкой спайностью по (010), к которой добавляется спайность по (100) и (001); характерно ступенчатомозаичное угасание. Дальнейшие деформации оливина выражаются в S-образном изгибании трещин спайности и границ полос излома, образовании свилеватых структур в оливине. В сильно катаклазированных разновидностях угловатые и округлые зерна оливина, перетертые по краям, погружены в массу криптозернистого гранобластового оливина и антигорита. Этот агрегат имеет турбулентную структуру и обволакивает порфирокласты, на границе с ними появляется тонкозернистый оливин без антигорита. Реликтовые зерна хромшпинелида, образующие с магнетитом и хлоритом цепочки в плоскости сланцеватости, часто разбиты трещинами, по которым развивается тонкозернистый оливин.

Рассмотренные микроструктуры оливин-антигоритовых пород подтверждают главный вывод, вытекающий из геологической характеристики метаморфических зон: эти породы формировались в условиях сильного ориентированного давления. Петрографические наблюдения показывают также, что деформация сопровождалась полной перестройкой состава и структуры гарцбургитов. Механизм деформации вначале представлял собой внутрикристаллическое скольжение (полосы излома в оливине, ориентированные поперек его удлинения) и межзерновое сколь-

жене с миграцией границ зерен (мелкозубчатые границы и тонкие необласти), затем проявились хрупкие микросколовые деформации, сопровождавшиеся рекристаллизацией. Синтектоническая рекристаллизация, очевидно, играла значительную роль при этой деформации. Установленные равновесные ассоциации в ультраосновных метаморфитах (амфибол+оливин, тальк+оливин, антитигрит+оливин) позволяют оценить условия образования пород — от амфиболитовой фации метаморфизма до хлоритоидной ступени фации зеленых сланцев [187, 217, 219]. Общее структурное положение зон ультраосновных метаморфитов и условия образования этих пород показывают, что зоны в целом формировались при относительном проскальзывании гарцбургитовых пластин в процессе раннего шарьирования всего тела в северо-западном направлении, в сторону континентальной окраины.

Материалы по строению разреза массива позволяют оценить последовательность формирования его пород: 1) самые ранние породы представлены гарцбургитами и лерцолитами со следами высокотемпературных пластических деформаций. Лерцолитовые блоки, вероятно, представляют собой реликты субстрата, за счет которого шло формирование гарцбургитов; 2) образование шлировых обособлений дунитов и энстатитов в системе полосчатости связано с ранними этапами пластического течения гарцбургитов; 3) вслед за шлирово-полосчатыми обособлениями формировались дунитовые жилы, секущие полосчатость гарцбургитов, и далее — энстатитовые, диопсидовые и ярко-зеленые вебстеритовые; 4) относительно позже образовывались зональные жилы темно-зеленых вебстеритов, затем бронзит-плагноклазовых пород (габбро-норитов); 5) образование ультраосновных метаморфитов антитигрит-оливиновой зоны сильно оторвано во времени и связано с корвыми перемещениями тела.

Состав минеральных парагенезисов и пород дунит-гарцбургитовой серии. На массиве преобладают существенно оливиновые серпентинизированные породы, и различия в их общем валовом химическом составе, как правило, незначительны. В связи с этим в первую очередь целесообразно обсуждать составы равновесных парагенезисов минералов и закономерные их изменения. Измерения концентраций анализируемых элементов проводились на микроанализаторе "Камебак" в лаборатории В.А. Дрица С.С. Степановым и Г.В. Карповой; методика анализа отработывалась С.С. Степановым. В качестве аналитических линий брались линии $K\alpha$ — линии элементов, ускоряющее напряжение равнялось 15 кВ. Ток зонда выбирался из условия наименьшего воздействия на исследуемый образец и, как правило, составлял $4 \cdot 10^{-8}$ А. Прозрачно-полированные шлифы напылялись слоем углерода толщиной около 300 Å. Измерения интенсивности аналитических линий проводились в четырех-пяти точках образца при времени счета 30 с в каждой точке. Фон определялся с двух сторон от аналитической линии. С целью повышения точности анализа в качестве эталонов использовались минералы, близкие по составу исследуемым образцам (диопсид, пироп). Для вычисления концентраций использовался метод α -факторов [299]. Оценка ошибок измерения и достоверности полученных различий в концентрациях элементов проводилась с использованием статистики Стьюдента. Все полученные результаты значимо различаются с достоверной вероятностью 0,95.

Гарцбургиты. Участки детального изучения пород приурочены к различным уровням разреза гарцбургитового тела, в основном в наиболее мощной и полной его части на севере Пайерского покрова (от р. Левая Пайера на севере до р. Малая Лагорта на юге). Составы минералов гарцбургитов рассматриваются в 12 образцах, представляющих наиболее типичные разновидности на разных уровнях разреза (рис. 41).

Образцы 210 и 278 характеризуют наиболее низкий (из изученных) уровень разреза: первый отобран в 0,5 км, второй — в 2 км от западного контакта гарцбургитового тела. Гарцбургиты обр. 210 имеют тонкополосчатую деформационную текстуру, четкую линейно-плоскостную ориентировку минералов и граноблас-

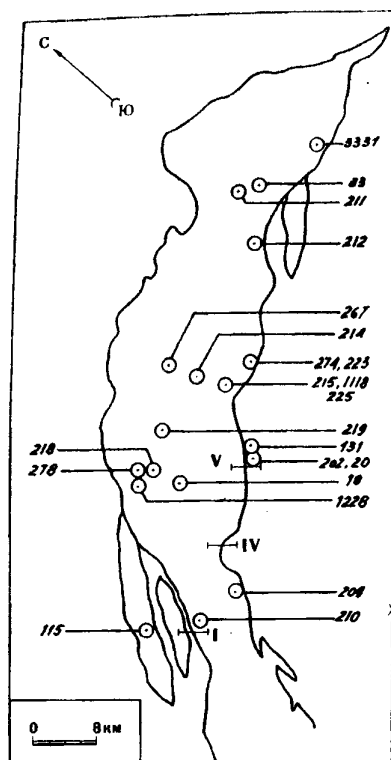


Рис. 41. Точки отбора проб в северной части Вайгач-Сынгнынского массива (см. табл. 11—12 приложения). I, IV, V — разрезы габбронидных серий

товую среднезернистую (2—3 мм) структуру. Субидiomорфный хромшпинелид ассоциирует с оливином. В обр. 278 полосчатость более грубая, с ней совпадает четкая уплощенность, линейность ориентирована по простиранию полосчатости. Структура разноморфная, с преобладанием оливиновых зерен размером 3—5 мм и с более мелким энстатитом; непрозрачный идиоморфный хромшпинелид (0,2 мм), так же как и в обр. 210, расположен среди оливинов. Остаточные деформации в оливинах и энстатитах проявлены очень слабо. Вторичные изменения выражены в равномерной петельчатой серпентинизации оливинов и в меньшей степени баститизации энстатитов. Образование бледно-зеленого серпентина в прожилках не сопровождается выделением магнетита; степень серпентинизации составляет 40—45%.

Силикаты в гарцбургитах имеют относительно высокую железистость, слабо варьирующую как в различных образцах, так и в пределах отдельных зерен (см. табл. 11—14 приложения) [222, 229]: в оливинах она достигает 11,2, в энстатитах — 10,7, в диопсидах — 7,4.

В крупных зернах энстатита железистость увеличивается от центра ($f = 9,5$) к краю ($f = 10,7$), и в этом же направлении слабо уменьшается содержание окиси алюминия, хрома и кальция. Состав периферических участков и мелких ксеноморфных энстатитов одинаков. В целом все диопсиды и энстатиты, включая ядра крупных зерен, характеризуются самыми низкими (в сравнении с гарцбургитами других частей разреза) содержаниями окиси алюминия (до 0,73%, в энстатите обр. 278) и окиси хрома (до 0,17% в энстатите обр. 210). В оливинах, напротив, отмечаются максимальные для гарцбургитов концентрации окиси никеля — 0,43% (см. табл. 11 приложения). Хромшпинелиды выделяются максимально высокой среди аксессуаров гарцбургитов хромистостью и железистостью; в идиоморфных зернах повышена степень окисленности железа (см. табл. 15 приложения).

Гарцбургиты обр. 219 и 214 отобраны на разных участках: 219 — в 5 км от западного контакта гарцбургитового тела, на главном водоразделе, 214 — в его центральной части, на водораздельном плато левого борта долины р. Хойла. В структурном отношении первый участок расположен на западном крыле крупномасштабной желобовидной структуры, второй — в ее приосевой зоне, в 100 м от контакта крупного тела дунитов. Оба образца представляют полосчатые гарцбургиты с агрегатной линейностью энстатита и хромшпинелида. Текстурные элементы гарцбургитов и секущие их жилы дунитов, энстатитов, вебстеритов на этих участках иллюстрируют многоэтапное пластическое течение вещества (см. рис. 35, 36). В микроструктурах гарцбургитов пластические деформации проявлены полосами излома в оливинах, растаскиванием энстатитовых таблетиц вдоль агрегатной линейности, удлинением оливиновых зерен; реже наблюдаются рекристаллизация периферических участков крупных оливинов и энстатитов с образованием мелкозернистого агрегата. В целом разноморфность выража-

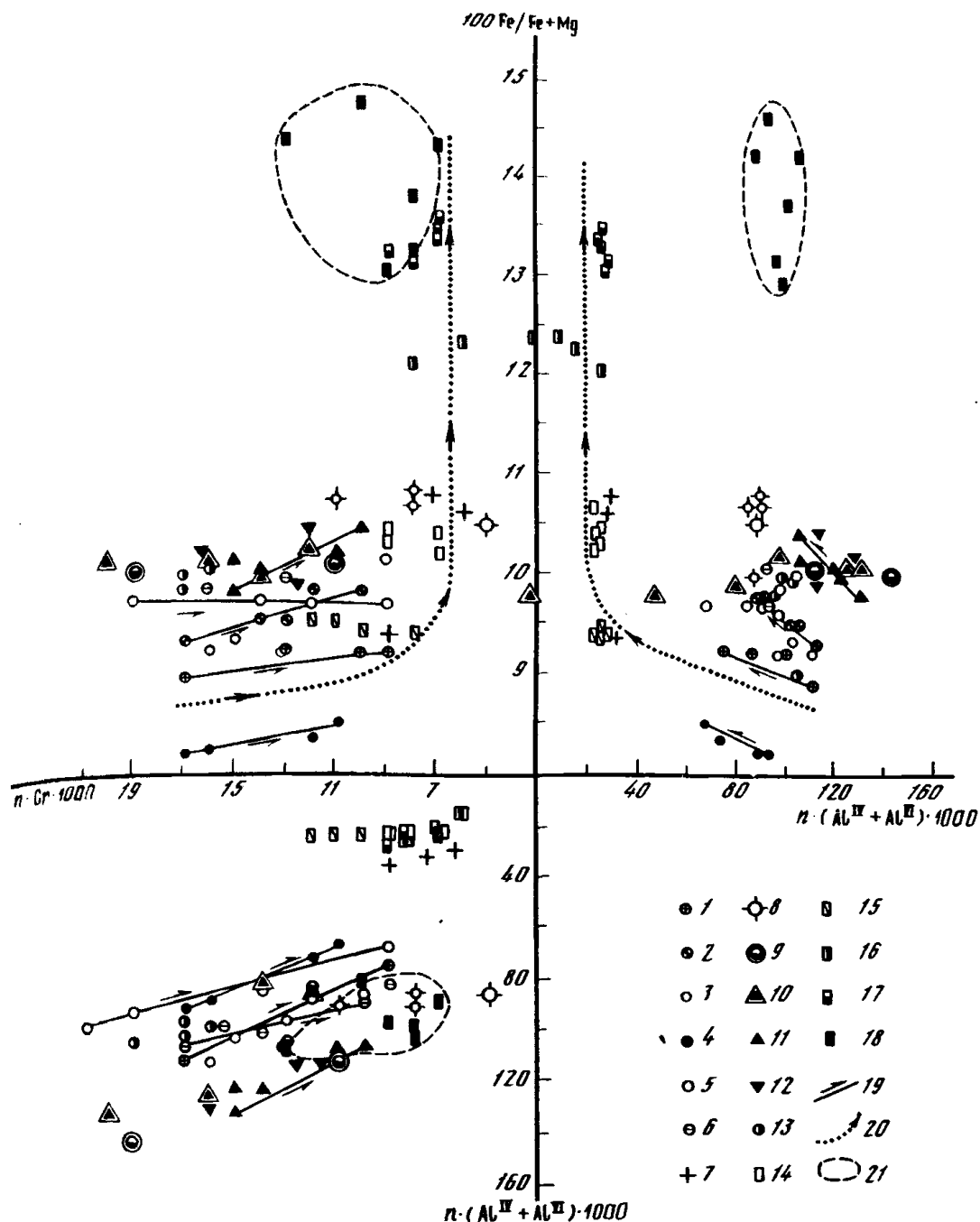


Рис. 42. Вариации составов энстатитов в ультраосновных породах Войкаро-Сыньинского массива [229]

1—8 — гарпургиты и лерцолиты на разных уровнях разреза (образцы: 1 — 214, 2 — 219-1, 3 — 223, 4 — 3331, 5 — 274, 6 — 1118), 7 — энстатит-диопсидовая оторочка дунитовой жилы, 8 — гарпургит рудного участка; 9 — метаморфизованные гарпургиты в зоне западного контакта массива; 10, 11 — лерцолиты среди антигорит-оливиновых пород (из разных образцов); 12, 13 — энстатиты: 14, 15 — вебстериты ранней генерации; 16 — оливиновые вебстериты поздней генерации; 17 — гарпургиты, обр. 278; 18 — лерцолиты, обр. 215—7; 19 — направленность изменений состава в пределах образца, от ранних поколений к поздним; 20 — общая направленность изменения состава от гарпургитов к вебстеритам; 21 — поле состава энстатитов из оливиновых вебстеритов

на слабо: ткань породы составляют оливиновые зерна (4—6 мм), среди которых расположены агрегаты из трех-четырех энстатитовых таблиц (2—3 мм) с мелкими (0,3—0,8 мм) ксеноморфными зернами диопсида и хромшпинелида. Редкие идиоморфные хромшпинелиды включены в оливин. В обр. 214 чаще встречаются энстатиты с тонкими ламеллями диопсида в ядрах. Степень и характер вторич-

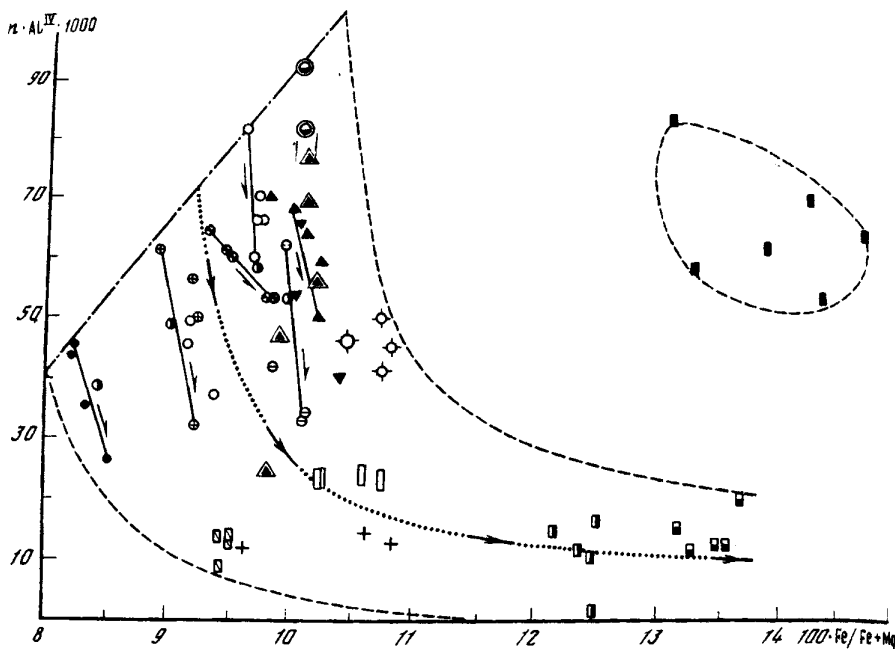


Рис. 43. Направленность эволюции состава ортопироксенов Войкаро-Сыньинского массива [229]
Усл. обозначения см. на рис. 42

ных изменений аналогичны рассмотренным в обр. 278; некоторым отличием является неравномерная баститизация энстатита обр. 214 и появление там же редких тальковых и карбонатных прожилков.

Состав минералов в гарцбургитах обр. 214 и 219 почти одинаков и характеризуется в сравнении с рассмотренными обр. 210 и 278 несколько пониженной железистостью силикатов и более высокими содержаниями окиси алюминия и хрома в пироксенах: в ядрах энстатитов Al_2O_3 — 2,72%; Cr_2O_3 — 0,61%. Направленность вариаций железистости, количества окиси алюминия, хрома и кальция от центра крупных зерен к краям и мелким ксеноморфным зернам та же, что и в обр. 278 (рис. 42). В то же время меняется тенденция соотношений Al^{IV} и железистости: в низкоглиноземистых энстатитах обр. 278 рост железистости от центра к краям зерен не сопровождается изменением количества Al^{IV} , в энстатитах обр. 219 с ростом железистости намечается слабое уменьшение Al^{IV} , тогда как в ряде сменяющихся поколений энстатитов обр. 214 слабый рост железистости сопровождается резким уменьшением Al^{IV} (рис. 43). Содержание окиси кальция в энстатитах стабильно — 0,37—0,44%; окись титана в энстатитах присутствует в незначительных количествах — до 0,05%, в диопсидах — до 0,09% (рис. 44). В диопсидах содержание глинозема практически то же, что и в энстатитах, содержание окиси хрома несколько возрастает — до 0,73% — при очень низком количестве окиси натрия — 0,10—0,11%. Хромшпинелиды характеризуются умеренной железистостью и хромистостью, значительно пониженными в сравнении с аксессуориями обр. 278. Содержание глинозема в них — до 38% (рис. 45, см. табл. 15 приложения).

Гарцбургиты и лерцолиты обр. 1118, 215, 274 и 3331 представляют породы восточной части гарцбургитового тела; первые два образца отобраны в 4 км, вторые — в 2 км восточнее контакта гарцбургитов с габброидами (см. рис. 41) и расположены соответственно в приосевой зоне и восточном крыле желобовидной структуры.

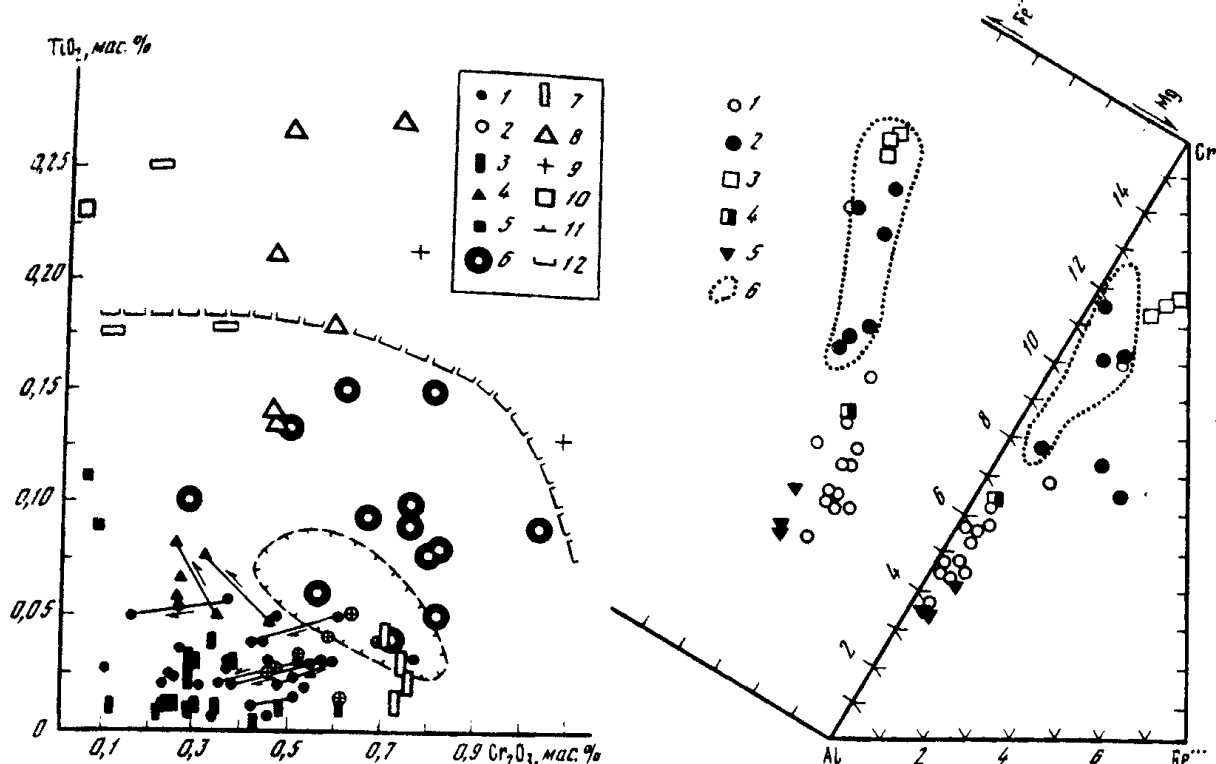


Рис. 44. Распределение окиси титана и окиси хрома (мас. %) в пироксенах Войкаро-Сыньинского массива

1—5 — энстатиты: 1 — в гарцбургитах и лерцолитах, 2 — в диопсид-энстатитовых шлирах среди гарцбургитов, 3 — в энстатититах, вебстеритах раннего поколения, 4 — в оливковых вебстеритах позднего поколения, 5 — в габбро-норитах; 6—10 — диопсиды: 6 — в лерцолитах и реже гарцбургитах, 7 — в вебстеритах раннего поколения, 8 — в оливковых вебстеритах позднего поколения, 9 — в дунитовых жилах, 10 — в габбро-норитах; 11 — граница области составов энстатитов из лерцолитов и гарцбургитов массива Средний Крак; 12 — граница, разделяющая поля составов диопсидов массивов Войкаро-Сыньинского (ниже) и Средний Крак (выше)

Рис. 45. Составы аксессуарных хромшпинелидов Войкаро-Сыньинского массива

1 — гарцбургиты; 2 — дуниты; 3 — жильные энстатиты раннего поколения; 4 — жильные оливковые вебстериты позднего поколения; 5 — лерцолиты; 6 — поле составов аксессуаров из дунитов (по данным [220])

На первом участке развит штокверк дунитовых жил и сопровождающие их пироксениты (см. рис. 34); состав вмещающих пород меняется здесь от гарцбургитов с редкими мелкими зернами диопсида до лерцолитов с 10—15% диопсида. Массивные лерцолитовые включения выделяются среди резко полосчатых гарцбургитов и тяготеют к участкам, удаленным от крупных дунитовых тел. Остаточные деформации в микроструктурах пород очень четкие — на рис. 37 изображены гарцбургиты именно этого участка.

Силикаты гарцбургитов (обр. 1118, рис. 46) имеют самую низкую железистость из всех изученных на массиве гарцбургитов: оливин — 8,5, энстатит — 8,2—8,5, диопсид — 5,5, в лерцолите этого же участка (обр. 215) железистость оливина поднимается до 10,4, энстатита — 10,2, диопсида — 7,8. Содержание окиси алюминия, хрома и кальция более высокое в пироксенах лерцолита; закономерность вариаций этих компонентов одинакова в обоих образцах. Детальное изучение закономерностей изменения состава минералов в связи с их положением в петроструктуре было проведено по обр. 1118 и 3331 [222]. В них анализировались составы ядер крупных таблитчатых энстатитов из линейных группировок, участки из краевых зон и мелкие ксеноморфные и гранобластовые энстатиты, оливин и диопсид. Ядра энстатитов, занимающие большую часть площади сечения таблитчатых зерен

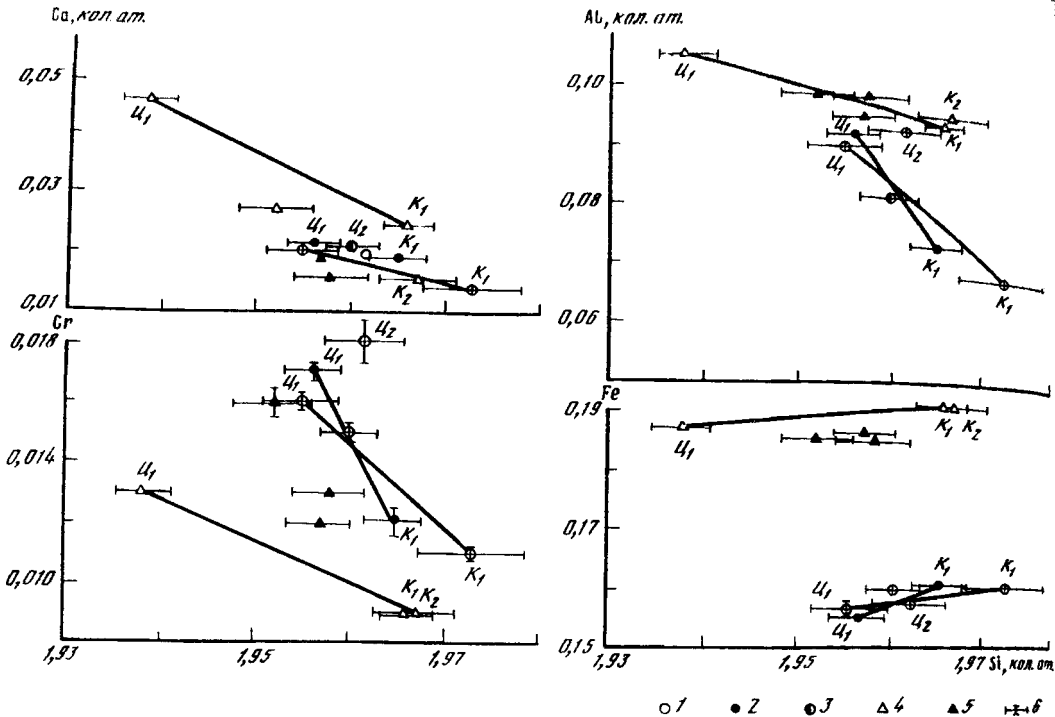


Рис. 46. Вариации содержаний элементов в энстатитах [222]

1—3 — обр. 1118: 1, 2 — крупные таблитчатые энстатиты (разные зерна), 3 — мелкие ксеноморфные энстатиты; 4, 5 — обр. 3331: 4 — крупный таблитчатый энстатит, 5 — мелкий ксеноморфный энстатит; 6 — погрешности анализа

Ц — замеры в центральной части зерна, К — замеры в краевой зоне зерна

в обр. 3331, содержат тонкие (1—2 мкм) линзовидные нерегулярные включения диопсида, ориентированные параллельно плоскости (100). В обр. 1118 в ядрах энстатитов наблюдаются пластинчатые вроски (шириной 2,5 мкм) диопсида, параллельные плоскости (100) (рис. 47). Состав энстатита в ядре отличается от состава его краевой части более высокими содержаниями Al_2O_3 (на 8 отн. %), CaO (на 80 отн. %), Cr_2O_3 (на 35 отн. %) и пониженными количествами FeO (на 5 отн. %) и SiO_2 (на 4 отн. %). Разница в составе энстатитов, занимающих различные структурные позиции, четче выступает при сравнении отношений количеств атомов элементов: кальциевости $\text{Ca} \times 100 / (\text{Ca} + \text{Mg})$, хромистости $\text{Cr} \times 100 / (\text{Cr} + \text{Al})$, железистости $\text{Fe} \times 100 / (\text{Fe} + \text{Mg})$, а также $\text{Al}^{\text{IV}} \times 100 / \text{SiO}_2$ и $(\text{Al}^{\text{IV}} + \text{Al}^{\text{VI}}) \times 100 / \text{SiO}_2$ — от центра к краю таблиц и мелкому энстатиту устанавливается резкое снижение кальциевости и отношения суммы алюминия к кремнию, сопровождающееся уменьшением алюминия в тетраэдрической координации (рис. 48). Существование линейной корреляции между Al^{VI} —Cr энстатита и Al^{VI} —Cr диопсида позволило рассчитать константы распределения $K_D = (\text{Al}^{\text{VI}}/\text{Cr})_{\text{Opx}} / (\text{Al}^{\text{VI}}/\text{Cr})_{\text{Cpx}}$, зависящие от температуры образования парагенезиса [409]. Эти величины в обр. 3331 практически одинаковы для энстатитов краевой зоны ($K_D = 1,78 \div 1,80$) и мелких зерен ($K_D = 1,77 \div 1,84$), тогда как для ядер K_D составляет 1,26. Диопсид обр. 3331 характеризуется высокой кальциевостью (50,1 при $f = 7,1$); оливин имеет самое высокое среди рассмотренных минералов содержание NiO (0,35%).

В каждом образце от ядер энстатитов к краям и мелким зернам поздней генерации прослеживается снижение количества Al^{IV} при крайне слабом увеличении или стабильной железистости. Ламеллы диопсида присутствуют только в ядрах крупных зерен, и состав их отличается от мелкозернистого диопсида, ассоцииру-

ющего со шпинелидом в линейных агрегатах, более высоким содержанием железа, алюминия, хрома. Количество окиси натрия в диопсидах не превышает 0,21%.

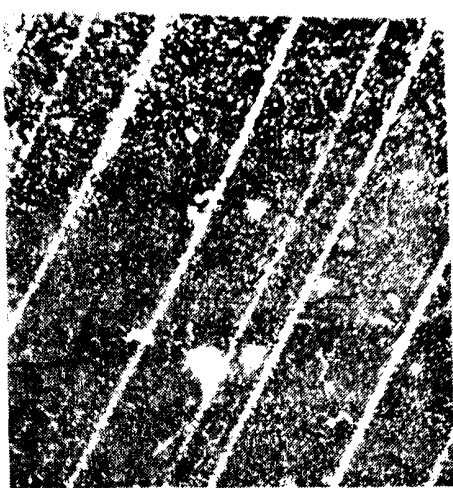
Аналогичную структуру, состав и закономерности изменения имеют силикаты крупнозернистых деформированных лерцолитов (обр. 274) — гарцбургитов (обр. 223), отобранных восточнее рассмотренного участка. В обр. 274 пироксены имеют максимально высокие на массиве содержания окиси алюминия (до 3,42% в энстатите и 4,08% в диопсиде) и окиси хрома (соответственно до 0,68 и 1,06%). Акцессорные ксеноморфные шпинелиды лерцолитов наиболее магнезиальны и глиноземисты: содержание окиси хрома понижено до 21,79% против 47,00% в гарцбургите обр. 278 (см. табл. 15, приложения, рис. 45).

Особое место в разрезе занимают *несерпентинизированные лерцолиты*, слагающие небольшие тела среди антигорит-оливиновых пород.

Лерцолиты (обр. 211, 267) имеют средне- и крупнозернистые массивные текстуры; наряду с преобладающими равномернозернистыми разновидностями распространены лерцолиты с порфировидными зернами энстатита и оливина и сгустковым, неравномерным распределением минералов. Рисунок структуры полигональнозернистый, полосчатые текстуры и линейность, как правило, отсутствуют, что отличает эти породы от гарцбургитов, рассмотренных выше. В лерцолитах развиты маломощные жилы и шлиры ярко-зеленых диопсидитов, вебстеритов и энстатититов.

Состав минералов лерцолитов характеризуется следующим образом. Железистость оливина меняется в пределах 10,2—10,4, энстатита — 9,8—9,2, диопсида — 6,5—7,4. Количество окиси алюминия и хрома в энстатитах варьирует, поднимаясь соответственно до 3,37 и 0,77%. Вариации содержаний Al^{IV} сопровождаются незначительными изменениями железистости (отрицательная корреляция), т.е. здесь наблюдаются те же тенденции, что и в остальных образцах восточной части массива (см. рис. 43). Окись кальция в энстатитах содержится в незначительном количестве (0,27—0,58%) и распределена равномерно в пределах зерен, ламелли отсутствуют. В диопсидах обр. 211 повышено количество Na_2O до 0,27—0,39%. Хромшпинелид также отличается от аксессуара гарцбургитов высокой магнезиальностью, высоким содержанием окиси алюминия (до 43%) и низким — окиси хрома (до 24%, см. табл. 15 приложения).

Структурная приуроченность лерцолитов к зоне ультраосновных метаморфитов, рассмотренные особенности макро- и микроструктур, удивительная свежесть минералов именно в тех телах, которые облекаются низкотемпературными динамометаморфитами, позволили рассматривать эти породы как продукт прогрессивного термального метаморфизма — десерпентинизации и рекристаллизации гарцбургитов, предшествующего образованию оливин-антигоритовой ассоциации [187, 217, 220]. Однако состав минералов лерцолитов, особенно хромшпинелида, скорее говорит в пользу первично мантийной природы минерального парагенезиса. Отсутствие же полосчатости, сгустковая, иногда хаотическая неравномерность в распределении минералов (диопсид в отдельных телах исчезает) и гранобластовая структура пород, очевидно, отражают явления перекристаллизации (режим восстановления) и перераспределения вещества на высокотемпературном уровне.



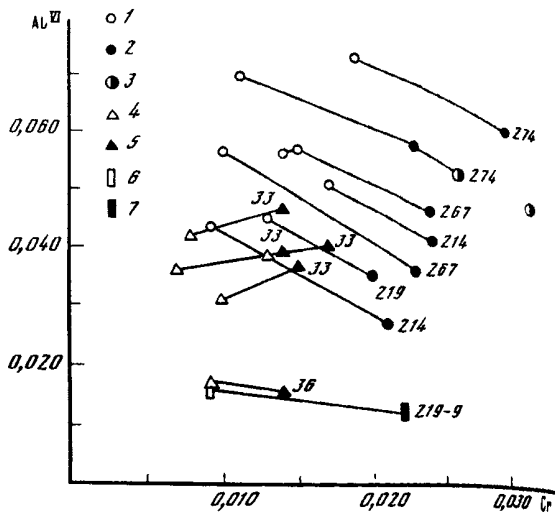
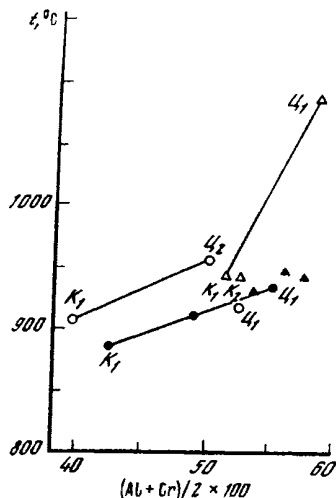


Рис. 48. Корреляция температур кристаллизации энстатитов и отношения $(Al+Cr)/Z \cdot 1000$ (температуры рассчитаны по хром-алюминиевому термометру [409])

Усл. обозначения см. на рис. 46

Рис. 49. Распределение Al^{VI} —Cr в равновесных парах ортопироксен (светлое) и клинопироксен (черное) для пород Войкаро-Сыньинского массива

1, 2 — гарцбургит, перцолит; 3 — зональные диопсид-энстатитовые шпильеры в гарцбургите; 4, 5 — оливиновый вебстерит поздней генерации; 6, 7 — вебстерит ранней генерации

Образец 209 представляет серпентинизированные гарцбургиты рудного хромитового участка в верховьях руч. Кэршор, южнее всех рассмотренных образцов, в 2 км от восточного контакта гарцбургитового тела (см. рис. 41). Это крупнозернистые полосчатые породы с линейным расположением агрегатов энстатита и хромшпинелида, микроструктура их аналогична рассмотренным в обр. 215; характерно наличие ламелл диопсида в ядрах крупных энстатитовых таблиц. Железистость силикатов стандартна (см. табл. 11—14 приложения); пироксены отличаются высоким содержанием и широкими вариациями окиси хрома при умеренном количестве алюминия; количество окиси натрия в диопсиде несколько повышено — до 0,33%. Хромистость шпинелида относительно высока, железистость в нем достигает высоких значений для аксессуаров гарцбургитов, степень окисленности железа также велика (см. табл. 15 приложения). Во всех изученных до этого случаях наблюдалась обратная корреляция содержания окиси хрома в пироксенах и шпинелидах, и отклонение от этого правила — высокое содержание окиси хрома в энстатитах обр. 209 наряду с высокой хромистостью аксессуарного шпинелида — позволяет предполагать аномально высокое содержание хрома на этом участке ко времени формирования раннего из наблюдаемых парагенезисов. Вероятно, здесь отражено существование первичной неоднородности в распределении хрома в мантийном веществе, и, таким образом, особенности состава минерального парагенезиса могут в известной мере служить критерием для поиска обогащенных хромом участков.

В целом рассмотренный материал свидетельствует о несомненной неоднородности состава минеральных парагенезисов по разрезу гарцбургитового тела о существовании нескольких генераций минералов в породах. Во всех анализированных образцах с различной железистостью сосуществующих минералов установлена одинаковая тенденция изменения состава энстатитов в связи с их петрографическим положением. Структурно-петрографические наблюдения показывают эволюцию состава энстатитов во времени. Ядра таблитчатого энстатита, кристал-

лизирующиеся на относительно раннем высокотемпературном этапе, обогащены теми элементами, которые на поздних стадиях обособляются в самостоятельные минеральные фазы — хромшпинелид (Al, Cr) и диопсид (Ca). Вместе с ними кристаллизуется энстатит, содержащий малые количества Al, Cr, Ca. Этот процесс, по существу, представляет собой последовательную дифференциацию вещества, которая начиналась с образования структур распада в энстатите. Использование хром-алюминиевого распределения в пироксенах и закономерных изменений Al^{VI} позволило установить, что температура распада твердого раствора энстатит-диопсид составляла 930—1090°С, равновесие в мелкозернистой генерации устанавливалось при 880—950°С и относительно более низком давлении. Правомочность использования этого геотермометра подтверждается существованием четкой линейной корреляции между Al^{VI} —Cr энстатита и диопсида в исследованных образцах (рис. 49).

Дифференциация вещества, сопровождавшая деформации, прослеживается на всех структурных уровнях: от вариаций состава в пределах зерна пироксена через образование линейных агрегатов пироксенов и хромшпинелида до формирования дунит-энстатитовых (диопсидовых) тел и обособлений хромитов. В хромшпинелидах лерцолитов содержится относительно высокое количество алюминия и низкое — хрома; его железистость и хромистость возрастают по мере увеличения степени деформационной перестройки породы (степени дифференцированности). Общую картину эволюции вещества лерцолитов—гарцбургитов существенно дополняет характеристика составов жил в этих породах.

Дуниты, энстатиты, вебстериты и диопсиды в гарцбургитах. Среди гарцбургитов и лерцолитов всех рассмотренных участков присутствуют жилы пироксенитов и дунитов. Выше было показано, что образование систем жил не было одноактным: первыми формировались дунит-энстатит-диопсидовые обособления в системе полосчатости гарцбургитов и только на следующем этапе — жилы, секущие полосчатость, которые также представлены несколькими генерациями.

В самых ранних, еще нерезких обособлениях пироксенов в системе полосчатости гарцбургитов и рассеянных скоплениях пироксена в дунитовых жилах (обр. 215-144) энстатиты и диопсиды имеют равномерное распределение всех элементов в пределах зерна. Железистость энстатита составляет 10,0, диопсида — 6,6, содержания окиси алюминия и хрома также сопоставимы с их количествами в поздних генерациях пироксенов в гарцбургитах. Однако уже четко проявлена тенденция роста железистости при постоянном значении Al^{IV} (см. рис. 43). Оливин наиболее магнезиален ($f = 8,1 \div 8,2$) в дунитовых шлирах и жилах в системе полосчатости, несколько выше его железистость в секущих жилах ($f = 9,4 \div 9,7$), содержание окиси никеля в нем соответственно меняется от 0,41 до 0,27% (см. табл. 16, 17, 18 приложения). Акцессорный хромшпинелид в дунитах отличается от акцессория лерцолитов и большинства гарцбургитов более высокой хромистостью и железистостью. Эти величины возрастают в секущих жилах и далее — в крупных телах дунитов [220]. В дунитовых шпинелидах увеличивается также количество TiO_2 до 0,34%, степень окисленности железа максимальна (см. табл. 19 приложения, рис. 49).

В крупных шлирах пегматоидного энстатитита в гарцбургитах (обр. 75) и энстатитовых оторочках вдоль дунитовых "прослоев" в гарцбургитах (обр. 1228) в энстатите резко уменьшается содержание окиси алюминия (до 0,60%) и окиси хрома (до 0,28%); железистость не превышает 10,5. Одновременно резко возрастает хромистость и железистость идиоморфного шпинелида (см. табл. 19, приложения). Распределение всех элементов в минералах равномерное.

В жилах пегматоидных вебстеритов, секущих гарцбургитовую полосчатость (обр. 218, 219-9) содержания окиси алюминия и хрома в пироксенах остаются постоянно низкими аналогично предыдущему образцу; рост железистости энстатита прямо коррелируется с увеличением количества диопсида в породе. В диопсидах

обр. 218 содержание окиси натрия увеличивается до 1,68%. Хромшпинелид, так же как и в энстатитах, высокожелезистый и содержит большое количество окиси хрома — 54,5%.

Особый состав имеют пироксены из самой поздней зональной жилы оливиновых вебстеритов (обр. 225-33-36) мелкозернистой порфировидной структуры, в которой удлинение зерен ориентировано вдоль контактов жилы. Характерны высокая железистость силикатов энстатита — до 14,7, диопсида — до 10,0, оливина — до 15,4 и повышенное количество окиси алюминия в пироксенах, которое остается стабильным при вариациях железистости. Количество окиси титана в диопсидах увеличивается до 0,21%, окиси натрия — до 0,28%. Ксеноморфный хромшпинелид — низкохромистый, высокоглиноземистый, с высокой железистостью и степенью окисленности железа (см. табл. 19 приложения). В этой жиле равновесие между энстатитом и диопсидом, судя по хром-алюминиевой термометрии, устанавливалось при довольно высоких температурах — от 1190°C (обр. 225-36) и ниже — 1080°C (обр. 225-33) до 950°C.

Таким образом, от ранних генераций жил к поздним в силикатах меняется железистость при постоянном содержании алюминия и хрома в пироксенах. Существуют два скачка в изменении содержаний этих компонентов: резкое снижение их при переходе от рассеянных сегрегаций в системе полосчатости к четко обособленным шлирам и жилам и затем новое возрастание в жилах самой поздней генерации с максимально высокой железистостью. Дальнейшее резкое возрастание железистости энстатита — до 24,8 — происходит в пегматоидных энстатит-анортитовых жилах, секущих гарцбургиты (см. обр. 223-1 в табл. 23 приложения). В этих энстатитах при содержании окиси алюминия 2,71% совершенно отсутствуют хром и натрий, TiO_2 — 0,03%, плагиоклаз представлен анортитом An_{95-97} . Близкий состав имеют минералы из жильных габбро в дунитах и верлитах полосчатой серии, расположенных восточнее (структурно выше) гарцбургитового тела, а также составы минералов в полосчатых габбро-норитах более высокого структурного горизонта.

Химический состав ультраосновных пород в общем виде отражает рассмотренные выше особенности состава пороодообразующих минералов. Гарцбургиты и лерцолиты представляют собой высокомагнезиальные породы со слабо варьирующей железистостью — от 8,0 до 10,1 (см. табл. 20 приложения). Гарцбургиты характеризуются низкими содержаниями окиси кальция (0,49—0,98%), окиси алюминия (0,75—1,23%) и практически не содержат щелочей и окиси титана. В лерцолитах содержание окиси кальция повышается до 2,62%, количество окиси алюминия практически то же, что и в гарцбургитах — 0,73—1,62%. Содержание Cr_2O_3 в гарцбургитах и лерцолитах меняется незначительно — от 0,32% до 0,5%, составляя в среднем 0,34% (среднее арифметическое по 128 анализам), NiO — от 0,10% до 0,47%. Степень окисленности железа (соотношение Fe_2O_3 и FeO) прямо связана со степенью серпентинизации пород и соответственно количеством H_2O . Сравнение степени серпентинизации пород и отношения RO/SiO_2 подтверждает выводы Д.С. Штейнберга [273] о сохранении первичных соотношений сумм окислов магния, железа и кальция с кремнеземом в процессе ранней массовой (петельчатой) серпентинизации. Постоянная величина отношения $RO/SiO_2 = 1,7$ в породах оливин-антигоритового ($\pm$ тальк $\pm$ амфибол $\pm$ диопсид) состава и практически одинаковое с гарцбургитами содержание всех компонентов указывают на изохимический характер метаморфизма гарцбургитов при их образовании, а сравнительно низкое содержание воды — на более высокую в сравнении с петельчатой серпентинизацией температуру метаморфизма.

Дуниты отличаются от гарцбургитов большими вариациями железистости (от 7,0 до 11,4), самую низкую железистость имеют некоторые пегматоидные разновидности дунитов (см. табл. 21 приложения). Содержание Cr_2O_3 (0,30—0,82%) и NiO (0,13—0,38%) здесь также выше, чем в гарцбургитах, что связано соответственно

с более высокой хромистостью аксессуарного шпинелида и преимущественным вхождением окиси никеля в оливин.

Среди жильных пироксенитов наиболее интересны составы темно-зеленых оливиновых вебстеритов поздней генерации; они отличаются повышенной железистостью ($f = 13,4 \div 15,6$), высокими содержаниями TiO_2 (0,22—0,24%), Al_2O_3 (3,09—3,21%) и резко варьирующими содержаниями NiO (0,01—0,35%) (см. табл. 22 приложения). Количество MgO и CaO в них меняется, отражая переменные соотношения диопсида и энстатита. Значительная обогащенность этих пород базальтоидными компонентами позволяет предположить, что способ их образования был другим, нежели у широко распространенных метаморфогенных жил пироксенитов.

Суммируя приведенные материалы, подчеркнем следующие положения.

1. Существенно гарцбургитовое тело по структурному положению в офиолитовом разрезе, составу слагающих его пород и составу минеральных парагенезисов представляет собой разрез верхнемантийных образований.

2. Мега-, мезо- и микроструктуры пород образованы в ходе высокотемпературных пластических деформаций. Пластическое течение гарцбургитов (лерцолитов) сопровождалось формированием полосчатости (неоднородности состава) и дифференциацией вещества в пределах отдельных зерен и минеральных агрегатов в породе.

3. Дальнейшее усиление неоднородностей в процессе деформаций привело к появлению моно- и биминеральных пород. При этом состав синдеформационных минералов поздней генерации в гарцбургитах, в том числе и краевых зон крупных зерен энстатитов, аналогичен составу минералов ранних шлировых обособлений. Конечные значения температур устанавливающегося равновесия этих парагенезисов определены в $880\text{—}950^\circ$. Чрезвычайно важно, что центральные части крупных зерен энстатитов и, вероятно, отдельные целые зерна сохраняют при этом свой состав, несущий информацию о ранних этапах формирования породы. Мелкий диопсид в гарцбургитах, очевидно, образован вместе с поздней генерацией энстатита при выносе кальция из ранних энстатитов и перекристаллизации (переотложении) возможных "первичных" диопсидов, о чем свидетельствует его состав и петроструктурная позиция — тесная ассоциация с мелкозернистым энстатитом и хромшпинелидом в линейных агрегатах. В лерцолитах присутствуют первичные диопсиды с более высокими содержаниями Al , Cr , отчасти Na . Тренд эволюции и состава пироксенов на этом этапе имеет известково-щелочной (щелочной) характер — узкий интервал изменения (роста) железистости при широком интервале изменения (снижении) Al^{IV} (последнее аналогично возрастанию кремнекислотности).

4. В каждом из рассмотренных образцов изменения минералов начинаются с различных "стартовых" составов, фиксированных в ядрах крупных энстатитов: наиболее обогащены алюминием и хромом относительно железистые энстатиты лерцолитов; в магнезиальных энстатитах из гарцбургитов содержится меньше алюминия и хрома. Следовательно, эволюции пироксенов со слабым ростом железистости в условиях падения температуры предшествовала еще более ранняя дифференциация вещества, по своей сути представляющая процесс рестирования — образования магнезиального остатка (гарцбургита), пироксены которого обеднены алюминием и хромом, а шпинелид имеет высокохромистый, низкоглиноземистый, железистый состав.

5. На массиве наиболее истощенное базальтоидными компонентами вещество представляют гарцбургиты его западной части (нижнего структурного горизонта). Ту же степень истощения имеют некоторые деформированные гарцбургиты восточной части массива, содержащие лерцолитовые блоки. В целом количество лерцолитов увеличивается в восточной части массива вверх по разрезу пластины, хотя крупные лерцолитовые тела встречаются в его приосевой зоне, т.е. в средней

части разреза, а гарцбургиты преобладают вблизи контакта с габбро-норитами. Таким образом, в разрезе тела перидотитов сохранились свидетельства одного из ранних этапов дифференциации мантийного вещества.

6. Жилы, синхронные с формированием складок в гарцбургитах, частично развивались за счет мобилизации вещества деформирующихся лерцолитов вдоль зон с высокими градиентами скоростей деформации, т.е. сколов. Переотложение вещества лерцолитов, очевидно, происходило при участии флюидов, и наиболее вероятным механизмом формирования жил являлся инфльтрационный метасоматоз. Выщелачивание кремнезема, окиси алюминия и кальция приводило к образованию дунитов на месте лерцолитов (гарцбургитов) с последующим отложением вынесенных компонентов в виде минеральных ассоциаций пироксенитовых и реже габброидных жил. Продукты кристаллизации аллохтонных выплавов из лерцолитов, возможно, представлены высокотемпературными жилами пироксенитов глиноземистого состава, а также шлирами и жилами троктолитов, оливковых габбро-норитов среди гарцбургитов. Судя по закономерностям вариаций состава минералов в жилах — от энстатитов через вебстериты к диопсидам их образование шло при общем падении температуры с толстовым трендом фракционирования, с широким интервалом роста железистости и стабильным содержанием Al^{IV} в пироксенах.

Полосчатая серия и габбро

Породы полосчатой серии и габбро обнажены к западу и востоку от гарцбургитового тела, располагаясь соответственно в его подошве и кровле.

Строение разрезов. *Западные разрезы* наиболее полно представлены на массиве Хордьюсс, в верховьях рек Большая и Малая Лагорта и в южной части массива — в бассейне верхнего течения рек Кок-Пела, Чигим-Харута и Мокрая Сыня. Эти участки располагаются на Главном водораздельном хребте, разделяющем бассейны рек Европейского и Азиатского континентов, и имеют типичный альпийский рельеф с хорошей обнаженностью. В этих условиях при значительной протяженности (на десятки километров) непрерывных выходов пород и относительно глубоко (400—600 м) эрозионном врезе строение разреза серии устанавливается довольно четко. Его характерными чертами являются: 1) юго-восточные падения всех толщ под ультраосновные породы, как правило, с крутыми углами наклона; 2) резкая изменчивость мощности по простиранию тел, быстрое выклинивание и смена по простиранию выделенных пачек и толщ пород (рис. 50). В большинстве случаев в основании разреза (у контакта с дунит-гарцбургитовой серией) залегают дуниты. Непосредственные контакты их с гарцбургитами редки; как правило, дуниты и гарцбургиты разделены зонами оливин-антигоритовых пород различной мощности.

В южной части массива, где породы полосчатой серии непрерывно обнажены по простиранию на 60 км в полосе шириной от 2 до 3,5 км, р. Игдией-Юган вскрывает эту толщу вкрест простирания (см. рис. 19 и 50, II). На правом борту ее долины вверх по течению (и по разрезу) оливин-антигоритовые породы с реликтовыми маломощными телами гарцбургитов сменяются дунитами (падение контакта 110° , угол 70°). Ниже приведены некоторые типичные разрезы полосчатой серии (снизу вверх).

1. Массивные дуниты в контакте рассланцованы, вторичные минералы в зоне рассланцевания представлены антигоритом и магнетитом. В интервалах 50—52, 120—125 и 280—295 м от контакта в дунитах содержатся струйчато-вкрапленные обособления хромитов мощностью от 1—2 см до 50 см. Пространство между хромитовыми обособлениями заполнено мелкозернистыми дунитами. Шлиры растянуты в узкие уплощенные линзы; падение хромитов юго-восточное, под углом 70° — 80° . 300 м.

2. Крупнозернистые диаллагиты темно-серого цвета без видимых ориентированных структур резкой границе сменяют дуниты. Отсюда и далее все контакты пород ориентированы с падением азимуту 110° — 120° , угол 70° — 80° . 30 м.

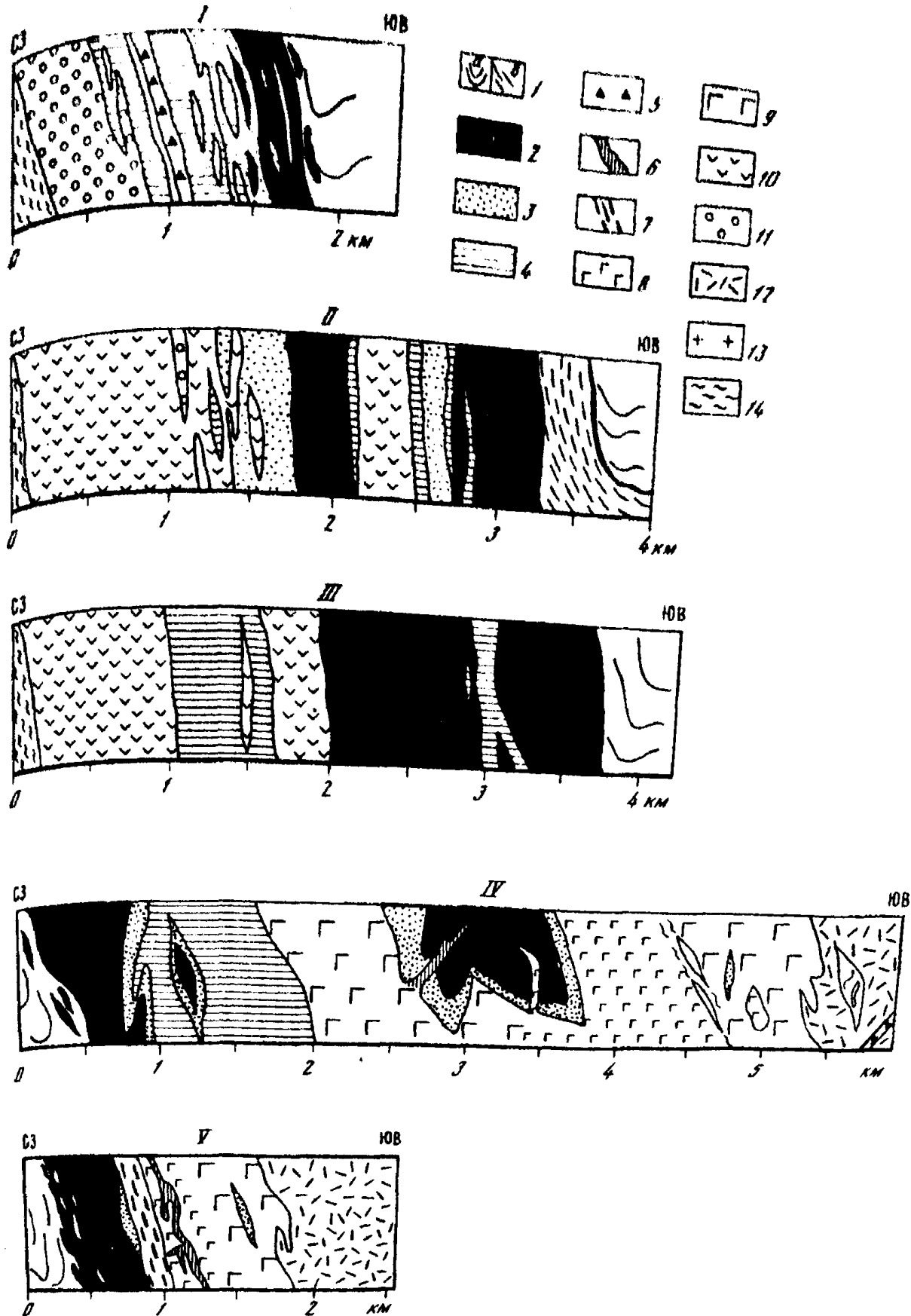


Рис. 50. Схематизированные разрезы габброидных серий Войкаро-Сыньинского массива

I—III — подошва офиолитового аллохтона: I — р. Малая Лагорта, II — р. Игдас-Юган, III — р. Чигим-Харута; IV, V — кровля офиолитового аллохтона (над гарцбургитами): IV — водораздел рек Трубаю и Лагортаю, V — руч. Изшор. Положение разрезов I, IV и V см. на рис. 41.

1 — гарцбургиты (а) и антигорит-оливиновые породы по ним (б); 2 — дуниты; 3 — верлиты, клинопироксеновые дуниты; 4 — клинопироксениты; 5 — оливиновые вебстериты и герцинит-плексонастовые леуколиты; 6 — троктолиты, оливиновое габбро; 7 — тонкое чередование дунитов, троктолитов, анортозитов (лейкохратовое габбро); 8 — габбро-нориты, габбро; 9 — актинолит-анортитовые породы по габбро, габбро-норитам; 10 — цонзитовые габбро-амфиболиты; 11 — гранатомы габбро-амфиболиты; 12 — роговообманковые, пегматитовидные габбро; 13 — плагиограниты; 14 — мелониты, катаклазиты по вулканогенно-осадочным породам

3. Дуниты с рассеянной вкрапленностью диопсида, у контактов с пироксенитами количество диопсида увеличивается. 25 м.

4. Клинопироксениты среднезернистые, массивные, с прослоями и линзами (5—15 см) дунитов. Они постепенно сменяются следующей пачкой пород. 15 м.

5. Верлиты линзовидно-полосчатые. Полосчатость обусловлена скоплениями клинопироксена — до мономинеральных обособлений. Постепенно границы полос становятся нечеткими, и текстура породы приобретает порфировидный облик — таблицы диопсида размером до 2 см равномерно рассеяны в оливковой массе. 110 м.

6. Клинопироксениты среднезернистые, темно-серые, переходящие в крупнозернистые и пегматонидные. 60 м.

7. Цоизитовые амфиболиты по резкой границе сменяют пироксениты. По всему разрезу породы имеют полосчатую текстуру с шириной полос 2—4 см, реже 5—10 см; линзы и прослои гранатовых амфиболитов появляются в средней и верхней части разреза. Залегание полосчатости согласно с контактами пород. 390 м.

8. Клинопироксениты крупнозернистые, слагающие сильно вытянутое линзовидное тело в амфиболитах. 15 м.

9. Дуниты сменяют клинопироксениты через маломощный (0,5—2,5 м) прослой с тонкой вкрапленностью диопсида. В дунитах спорадически встречаются растянутые линзы клинопироксенитов и пироксенитовых дунитов мощностью от долей метра до 3 м. 320 м.

10. Верлиты с переменными соотношениями оливина и диопсида, постепенно сменившие дуниты. 160 м.

11. Гранат-цоизитовые полосчатые амфиболиты. 25 м.

12. Верлиты полосчатые с редкими линзами цоизитовых амфиболитов. 180 м.

13. Цоизитовые амфиболиты с прослоями гранатовых разновидностей и линзами верлитов и клинопироксенитов. Количество и мощность последних постепенно убывают. 250 м.

14. Цоизитовые амфиболиты массивные и полосчатые; в верхней части разреза, ближе к контакту с вулканогенно-осадочными породами, преобладают кварц-альбит-цоизитовые амфиболиты. 1050 м. Между ними и вмещающими породами располагаются 200-метровая зона милонитов переменного состава — слюдисто(хлорит)-альбит-цоизитового, амфибол-цоизитового и кварц-альбит-цоизитового. Общая видимая мощность толщи 3110 м.

Выделенные пачки с изменениями мощности непрерывно прослеживаются к югу на расстоянии 3,2 км. Далее в разрезе возрастает объем амфиболитов, верлиты почти исчезают.

В 11 км южнее по простиранию от описанного разреза строение его резко меняется. По левым притокам р. Чигим-Харута гарцбургиты по направлению к контакту с вмещающими породами (на запад) сменяются дунитами. В гарцбургитах у контакта увеличивается число дунитовых полос-прослоев, залегающих с крутым юго-восточным падением; такую же ориентировку имеет контакт с дунитами. Далее вверх по разрезу (но к подошве покрова) вскрываются чередующиеся дуниты, клинопироксениты и дуниты с постоянным падением контактов по азимуту $110^\circ < 70^\circ$ (см. рис. 50, III).

Эти два разреза иллюстрируют основные закономерности строения полосчатой серии: 1) генеральную последовательность в смене пород — по направлению от гарцбургитов дунитовые пачки сменяются верлитовыми, клинопироксенитовыми и ортоамфиболитовыми; 2) пачки пород сменяются по простиранию, и мощность их сильно варьирует (см. рис. 50); 3) количественные соотношения породообразующих минералов также весьма изменчивы, структуры и текстуры пород разнообразны, но преобладают полосчатые разновидности.

В средней части массива строение разреза принципиально не отличается от рассмотренного, и некоторые особенности состава и метаморфизма его пород лишь дополняют общую картину западных разрезов полосчатой серии. На левом борту долины р. Малая Лагорта на контакте с сильно деформированными тонкополосчатыми гарцбургитами, имеющими четкую линейно-плоскостную ориентировку минералов и агрегатную линейность, вскрыт следующий разрез (см. рис. 50, I).

1. Дуниты с 2—5-метровыми пропластками и растянутыми линзами верлитов и клинопироксенитов. Жилки (1—2 см) клинопироксенитов в дунитах и граничащих с ними гарцбургитах смяты в изоклинальные складки, осевые плоскости которых смяты и ориентированы субпараллельно или под острым углом к линейности гарцбургитов. Ориентировка границы дунит-гарцбургит, полосчатости и уплощенности минералов в гарцбургитах согласна с залеганием тел пироксенитов и верлитов — азимут падения 130° — 150° , угол 60° — 70° . Такое же залегание имеют и последующие выделенные пачки пород. 200 м.

2. Чередующиеся линзы и пропластки дунитов, верлитов и клинопироксенитов. Вокруг дунитовых тел на контакте с пироксенитами развиты зональные оторочки верлитов и клинопироксеновых дунитов; количество порфировидных ойкокристаллов пироксена в них (с пойкило-включениями оливина) убывает от контакта с пироксенитами. Аналогичное распределение клинопироксена наблюдается и вокруг жидк. пироксенитов, секущих дуниты. Вверх по разрезу количество дунитов убывает, и последние 30 м плашки сложены клинопироксенитами с редкими линзами ($0,3 \times 2$ м; $0,1 \times 0,8$ м) пироксеновых дунитов. 150 м.

3. Клинопироксениты крупнозернистые, участками пегматоидные, с линзами и шлирами пегматоидных верлитов. 130 м.

4. Оливиновые вебстериты и лерцолиты с резко переменными количествами пироксенов и зеленой шиннелью грубой линзовидно-полосчатой текстуры. 30 м.

5. Оливиновые клинопироксениты с редкими пропластками верлитов; зоны рассланцевания и серпентинизации в них параллельны контакту. 70 м.

6. Гранат-цоизитовые амфиболиты, сменяющиеся через 10 м цоизитовыми полосчатыми амфиболитами с редкими маломощными (десятки сантиметров) прослоями гранатсодержащих разновидностей. Полосчатость имеет крутое юго-восточное падение. 600 м.

Общая видимая мощность этого разреза составляет 1200 м.

Далее к западу, продолжают выходы амфиболитов, сильно рассланцованных и диафторированных в локальных зонах. Среди амфиболитов присутствуют тектонические отторженцы и линзы пород полосчатой серии и гарцбургитов (см. рис. 21). Эта амфиболитовая толща составляет основание Пайерского покрова; к западу от нее вскрываются породы Хулгинского покрова — гранат-роговообманковые и цоизит-гранатовые амфиболиты, окаймляющие крупный блок двупироксен-плаггиоклазовых бластомилонитов (гнейсовидных битовнит-лабрадоровых габбро-норитов). Четкая полосчатость амфиболитов повсеместно имеет северо-восточное простирание и юго-восточное падение под углами от 40 до 80° .

Значительная часть амфиболитов, развитых по габбро Пайерского и Хулгинского покровов, имеет сходный петрографический состав, текстуру и структуру: это средне-крупнозернистые серо-зеленые породы с гранобластовыми, порфиробластовыми и пойкилобластовыми структурами, состоящие из роговой обманки, цоизита, иногда граната, примеси кварца, рутила или сфена. Среди амфиболитов западных разрезов Пайерского покрова, переслаивающихся с пироксенитами и верлитами, полностью отсутствуют реликты первичных минералов или тел габбро, тогда как в Хулгинском покрове среди амфиболитов сохранились крупные тела бластомилонитизированных габбро-норитов. Наблюдаются все стадии их замещения амфиболитами, сначала в породах состава гиперстен ($f = 34$) + зональный диопсид ($f = 17 \div 30$) + плаггиоклаз An_{80-87} + титаномагнетит + апатит развивается темнозеленая роговая обманка и появляются плаггиоклаз-пироксен-роговообманковые артеритовые мигматиты, шлировые скопления пироксен-роговообманкового состава, которые пересекают деформированную полосчатость габбро-норитов. Ранние генерации амфиболитов представлены также породами с келифитовыми каймами граната вокруг плаггиоклаза и зелено-бурой роговой обманки вокруг пироксенов. В поздних генерациях гранат образует порфиробласты, пироксены замещаются роговой обманкой и появляется реакционный кварц. Таким образом, в габбро-амфиболитовом разрезе Хулгинского покрова присутствуют образования более высоких ступеней амфиболитовой фации метаморфизма, нежели в западных разрезах Пайерского покрова. Амфиболитовый метаморфизм средних ступеней (цоизит-роговообманковая ассоциация) нивелировал возможные различия в составе первичных габбро Хулгинского и Пайерского покровов. В процессе метаморфизма происходило тектоническое перемешивание пород покровов (блоки гарцбургитов и пород полосчатой серии, обтекаемые полосчатостью амфиболитов), в результате чего положение верхней границы габбро западных разрезов Пайерского покрова не поддается реконструкции. Структура разрезов усложнялась при последующих перемещениях покровов на запад — полосчатые амфиболиты рассечены зонами эпидот-амфиболитовых бластомилонитов, которые, в свою очередь, пересечены маломощными линейными

зонами зеленых сланцев эпидиот-альбит-(хлорит)-актинолитового состава. Залегание всех зон субсогласно с полосчатостью амфиболитов.

Восточные разрезы полосчатой серии и габбро расположены к востоку от гарцбургитового тела. Дуниты, верлиты, пироксениты, троктолиты и актинолитизированные габбро, габбро-нориты слагают низкие отроги хребтов, предгорные гряды и обнажены в меньшей мере, чем аналогичные породы западных разрезов. Вся толща пород, образующая полосу шириной от 1,5 до 7 км вдоль контакта с гарцбургитами, прослеживается по простиранию с перерывами, которые достигают 20 км (см. рис. 20). Перерывы обусловлены тектоническим перекрытием разрезов полосчатой серии и габбро вышележащими покровами с образованием в их подошве плагиоклаз-роговообманковых амфиболитов. Как и в западных разрезах, непосредственные контакты дунитов с гарцбургитами наблюдаются редко, гораздо чаще эти породы разделены оливин-антигортитовыми сланцами. Типичные и относительно полные разрезы полосчатой серии вскрыты по долинам рек Левая Пайера, Трубаю, притокам рек Малая и Большая Лагорта — ручьям Изшор, Лабогей. В отличие от западных разрезов здесь в дунитах широко распространены жилы габбро, троктолитов и пироксенитов.

На левом берегу р. Левая Пайера дуниты, разделенные с гарцбургитами 800 м аллювиальных отложений, слагают удлиненное (по азимуту 350°) тело среди габбро. На северном и южном выклинивании дуниты окаймлены верлитами, троктолитами, клинопироксенитами. В центральной части тела дуниты пересечены жилами габбро мощностью от нескольких сантиметров до 2 м с преобладающими субширотными простираньями и крутыми северными падениями, ориентированными согласно с залеганием контакта габбро—гарцбургит. Встречаются жилы, круто секущие это направление, прямолинейные, изогнутые и ветвящиеся. Типичны зональные жилы, состоящие из оливинового, двупироксенового, диопсидового габбро и анортозитов. Эти породы либо чередуются полосами с образованием асимметричной или симметричной зональности, либо сменяются по простиранию. Нередко по простиранию габбро сменяются пироксенитами, переходящими в пламенеvidные сегрегации диопсида в дуните. Наблюдается линейно-плоскостная ориентировка минералов, параллельная контактам жил, и массивные перматонидные структуры в их зальбандах. В крупных жилах присутствуют угловатые блоки дунитов. Контакты жил с дунитами также разнообразны: резкие или постепенные, выражающиеся в появлении ореолов рассеянной вкрапленности диопсида или плагиоклаза вдоль контактов, жилок этих минералов или гигантских пойкилитовых диопсидов в дуните. Между сближенными жилами наблюдаются участки троктолитов неправильной формы с нерезкими границами. Рассмотренные взаимоотношения между жильным габбро и вмещающими дунитами интерпретировались нами как результат магматического внедрения габбро в существенно магнезиальные ультрабазиты и последующих за внедрением высокотемпературных метасоматических процессов — диффузии кальция, алюминия и кремния в магнезиальный субстрат [197, 230]. Практически одинаковый состав всех минералов жильного габбро и вмещающих габбро-норитов подтверждает это предположение.

Представление о типичном для Войкаро-Сыньинского массива строении разрезов полосчатой серии дает карта участка, расположенного между реками Трубаю и Лагортаю (см. рис. 22). Пачки пород прослеживаются по простиранию на 10 км, и на этом незначительном расстоянии в сравнении с 200-километровой протяженностью всего разреза резко изменяются мощности пород и его структура. По направлению от контакта с гарцбургитами горизонты, прослои и линзы пород с юго-восточными падениями контактов сменяются следующим образом (см. рис. 50, IV).

1. В основании разреза залегают дуниты, отделенные от гарцбургитов зоной оливин-антигортитовых пород с крутым юго-восточным падением. Мощность зоны оливин-антигортитовых пород с реликтами гарцбургитовой структуры местами составляет всего несколько метров, и, по существу, здесь наблюда-

ется смена габброидов, насыщенных дунитовыми обособлениями в системе полоччатости, однородными дунитами. Акцессорный хромшпинелид в дунитах распределен неравномерно, его рассеянные скопления, как правило, изометричны, полоччатые сегрегации редки. Видимая мощность дунитового горизонта меняется от 300 до 950 м.

2. Клинопироксенитовые дуниты, верлиты и клинопироксениты с пропластками дунитов слагают пачку линзовидно-полоччатого блокового, местами брекчевидного строения с нарастанием доли клинопироксенитов вверх по разрезу. Переход между дунитами и верлитами, как правило, постепенный, линзовидные тела дунитов отделены от массивных клинопироксенитов верлитовой оболочкой. Мощности отдельных тел, пропластков варьируют от 5—30 см до 300 м, мощность всей пачки меняется от 120 до 900 м. В наиболее мощной части она сложена на 70% клинопироксенитами, мощность подстилающего дунитового горизонта на этом участке разреза резко сокращена, тогда как над километровым разрезом дунитов залегает всего 120—130-метровая пачка верлитов — пироксеновых дунитов — клинопироксенитов.

3. Габбро с псевдоморфно-актинолитизированными пироксенами и битовнит-анортитовым плагиоклазом по резкой границе сменяют пироксениты. Вдоль границы по зонам тектонических нарушений развиты зеленосланцевые диафориты. Среди актинолит-анортитового габбро сохранились участки неизмененных габбро-норитов с полоччатой текстурой.

4. На расстоянии 800—1000 м от кровли пироксенитов габбро включает угловато-линзовидное тело дунитов, окруженное чередующимися верлитами и клинопироксенитами с пропластками дунитов (см. рис. 50, IV). Размеры его составляют $4,5 \times 1-1,5$ км, мощность верлит-клинопироксенитовой оболочки меняется от нескольких метров в кровле и на южном фланге до 650 м в подошве на северном фланге. Полоччатость габбро-норитов и верлит-клинопироксенит-дунитов обтекает границы дунитового тела и наклонена от габбро под дуниты, что особенно четко видно на его северном контакте. Характеристики сильные деформации отдельных прослоев и целых пачек пород с образованием изоклинальных открытых складок, наблюдаются угловатые блоки (1—4 м в поперечнике) дунита в верлите и, реже, обратные соотношения пород. В дунитах вблизи контакта с габбро наблюдается неправильное чередование верлитов с линзовидными слоями клинопироксенитов и редко габбро. При переходе к массивным пироксенитам количество пироксена в верлитах постепенно нарастает, сгущаются порфиробластовые, "оспенные", прожилковые выделения клинопироксена. В северной части тела верлиты и пироксеновые дуниты пронизаны жилами габбро-норитов и оливиновых габбро, сменяющимися по простиранию и к зальбандам троктолитами и плагиоклазовыми дунитами. Сегрегации анортита наблюдаются и между сближенными габбровыми телами. Чередующиеся прослой и жилы габброидного состава, как правило, будинированы, смяты в складки. Разрывы между будинами "залечены" дунитовой или верлитовой массой со следами обтекания относительно жестких блоков.

Рассмотренное строение дунит-верлит-пироксенитового тела, его форма и положение по отношению к нижним горизонтам аналогичного состава (см. рис. 22) позволяют считать это тело фрагментом нижней части разреза, отчлененным внедрившимся в него габбро. Обилие габбровых и троктолитовых жил в дунитах и верлитах подтверждает это предположение.

5. Габбро-нориты, сменяющие по разрезу дуниты и верлиты с жилами габбро, имеют ритмически полоччатую текстуру, обусловленную чередованием мелано (плагиоклаз + диопсид + оливин $\pm$ оливин $\pm$ гиперстен $\pm$ роговая обманка)-, мезократовых (плагиоклаз + гиперстен $\pm$ роговая обманка) и лейкократовых существенно анортитовых прослоев. Полоччатость подчеркивается нарастанием крупности зерна от меланократовых к лейкократовым прослоям и субпараллельной ориентировкой призм плагиоклазов и пироксенов, уплощенных в плоскости полоччатости; типичная структура — призматически-зернистая (рис. 51). Мощность прослоев меняется от 2 до 10 см, ритмов — от 10 до 25 см, иногда до 1,5 м. Ритмическое строение часто нарушается появлением меланократовых прослоев и линз с резкими границами в анортитовых слоях, выпадением последних из состава ритма и возрастанием относительной мощности мезократовых слоев. Границы слоев имеют как ровную, так и фестончато-волнистую поверхность, нередко они деформированы с образованием флексур и открытых складок. Пачки полоччатых габбро-норитов мощностью до 250 м сменяются по разрезу породами того же состава с неяснополоччатой и массивной текстурой. Залегание полоччатости в габбро-норитах этого участка нередко дискордантно к контакту гарцбургит — полоччатая серия: полоччатость наклонена на запад и северо-запад под углами 40—70°. Средний минералогический состав габбро-норитов в этом разрезе (в об. %): плагиоклаз Al_{76-94} — 48—50, клинопироксен — 35, ортопироксен — 15, оливин — 0,5—2, роговая обманка — 0—0,5 и редкие зерна титаномagnetита, в отдельных случаях — апатита. Мощность измененных габбро-норитов достигает ориентировочно 1100 м. На простирании этой толщи к северу (в 3 км) среди габбро-норитов встречены 2—3-метровые линзы крупнозернистых троктолитов: оливин — 40, ортопироксен — 20—30, клинопироксен — 10—20, плагиоклаз — 20.

На расстоянии 750 м вверх по разрезу от кровли дунит-пироксенитового тела-отторженца в габбро-норитах залегает (азимут падения 120°, угол 60°) маломощное (2 м) тело гнейсо-видных плагиогранитов с очковыми выделениями деформированного голубоватого кварца. В контакте с ними габброиды окварцованы, и в них развиты зоны бластомилонитов плагиоклаз-роговообманкового состава. Бластомилониты образуются по двупироксеновым габброидам с грано-бластовыми структурами и полоччатыми текстурами, содержащими редкие порфиробласты и жилы роговой обманки, т.е. плагиогранитизации предшествовала (и сопровождала ее) высокотемпературная пластическая деформация габброидов.

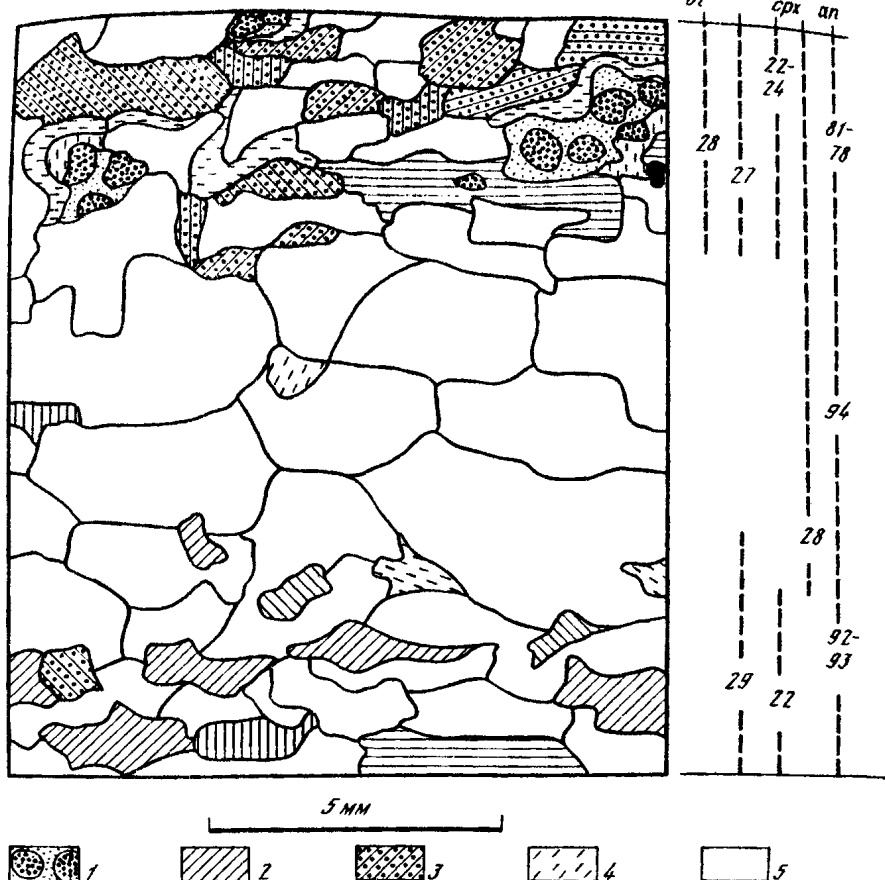


Рис. 51. Структура и состав полосчатого габбро-норита

1 — оливин, 2 — ортопироксен, 3 — клинопироксен, 4 — роговая обманка, 5 — плагиоклаз

6. Габбро-нориты на многих участках замещены актинолит-анортитовыми породами, среди которых сохранились реликтовые угловатые блоки неизмененного габбро, пересеченного тонкими (миллиметровыми) прожилками актинолита и цоизита. Анортит в метаморфических породах остается высококальциевым (An_{91-99}) — обычные следы катаклаза и рекристаллизация по краям зерен. Амфиболы ряда актинолит—тремолит псевдоморфно замещают пироксены, образуя несколько поколений минералов. В поздних генерациях амфиболов нарастает железистость, увеличивается количество алюминия, натрия; одновременно с ними появляются хлорит и цоизит. Резкая метаморфическая полосчатость габбро смята в крутые складки с юго-восточными падениями осевых плоскостей — типичным залеганием всех метаморфических пород офиолитового аллохтона. В этих породах на разных уровнях разреза встречаются редкие 50—100-метровые линзы протяженностью до 2,5 км, сложенные рассланцованными актинолитизированными верлитами, троктолитами и клинопироксенитами. Видимая мощность габбрового разреза, включая и слой 5 — габбро-нориты, составляет около 1700 м; общая мощность всего дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового разреза около 5000 м.

Далее к юго-востоку вскрыт разрез диабазовых даек, насыщенных включениями ультраосновных пород и габбро. Междайковые пространства сложены сильно деформированными апогарцбургитовыми серпентинитами, актинолитизированным и пегматоидным роговообманковым габбро. Общая геологическая структура этого разреза, прослеженного с перерывами по простиранию на десятки километров (см. рис. 20), и детали его строения свидетельствуют о том, что диабазы внедрились в зону тектонического сдвигания габбро-ультрабазитовых пластин.



Рис. 52. Деформации габбро на контакте с дунитами

1 — дуниты; 2 — габбро; 3 — жилы троктолитов, синхронные с деформациями; 4 — залегание полосчатости габбро

Особый тип разреза полосчатой серии с относительно большой долей троктолитов и почти полным отсутствием клинопироксенитов и верлитов в интервале между дунитами и габбро-норитами известен в локальных участках протяженностью первые сотни метров по руч. Изшор и правому притоку р. Малая Лагорта (рис. 52, см. рис. 50, V).

В этом разрезе представлены чрезвычайно убедительные свидетельства высокотемпературных условий деформаций полосчатой серии: син- и постдеформационные внедрения жил троктолитов и оливинового габбро, секущих деформированную полосчатость габбро-норитов, без каких-либо закалочных контактов говорит о близких температурах вмещающих пород и жил. Судя по устойчивости оливин-плагноклазового парагенезиса, значение общего давления в ходе деформаций было ниже 5 кбар. Образование безводного парагенезиса в бластомилонитах также указывает на высокие ($>750^{\circ}\text{C}$) температуры синектонической рекристаллизации при пластическом течении и практически полное отсутствие воды. На всех последующих этапах деформации габбро синектонические парагенезисы включают водосодержащие минералы: роговую обманку, далее амфиболы тремолит-актинолитового ряда и, наконец, хлорит.

Геологическое строение рассмотренных разрезов позволяет сделать ряд выводов.

1. Постоянная структурно-пространственная связь дунитов полосчатой серии и дунитов, насыщающих гарцбургиты вблизи него, постепенные, "размытые" в ряде случаев переходы между ними — не случайное совпадение, а отражают последовательное рестирование гарцбургитов в краях обособляющегося тела, т.е. вдоль граничных поверхностей, где непосредственно соприкасаются тугоплавкий остаток и кристаллизующаяся базальтоидная выплавка, ранний продукт которой также представлен дунитом. Образование дунитовых жил в гарцбургитах происходило на позднем этапе высокотемпературных деформаций мантийных пород и, как это было показано выше, непротиворечиво объясняется следствием процесса рестирования гарцбургитов с выносом "базальтоидных" компонентов. Этот процесс, очевидно, мог осуществляться (и в больших масштабах) вдоль контактов горячего твердопластичного тела гарцбургитов, "выкалывающегося" и продвигающегося из мантии. Его развитие безусловно не исключает возможности кристаллизации части дунитов из отделявшейся или поступавшей вдоль краевых сколов базальтоидной магмы.

2. Формирование пород всего разреза полосчатой серии происходило в процессе движения вещества (расплав+твердые тела) вдоль периферии гарцбургитового тела. Результатом этого явились: невыдержанность мощности тел, быстрое выклинивание их по простиранию, остаточные высокотемпературные деформации во всех породах полосчатой серии, выраженные бластомилонитами с безводными высокотемпературными парагенезисами, складками течения и будинированными прослоями со срывами, залеченными магматическими жилами того же состава, что и деформируемые породы; мегабрекчиевидное строение отдельных участков, наличие многочисленных ксенолитов — "отторженцев" пород ниж-

них (близ гарцбургитовых) частей разреза, обтекаемых магматическими породами верхних горизонтов.

3. Большая часть (2/3 мощности разреза) пород полосчатой серии представлена магматическими габбро-норитами и диопсидовым габбро; из относительно поздних порций магматического расплава формировался также шток-верк троктолитов на руч. Изшор. В то же время внедрение габброидной магмы в существенно магнезиальный субстрат (гарцбургиты и дуниты) сопровождалось метасоматическим процессом — образованием верлит-клинопироксенитовых ($\pm$ плагноклаз) зональных оторочек в зальбандах габбровых жил и вокруг дунитовых, гарцбургитовых ксенолитов в габбро. Универсальность этого типа зональности с постепенным увеличением количества клинопироксена от дунита к габбро, позволяет предполагать участие метасоматоза и при формировании общего разреза полосчатой серии, чем можно объяснить, например, образование верлит-клинопироксенитовых зон вдоль контактов дунит-гарцбургитовых тел, частично или полностью отчлененных габброидами от главного массива гарцбургитов.

4. Существование в подошве аллохтона полосчатой серии, в которой последовательность пород относительно границы гарцбургит—дунит имеет те же основные закономерности строения, что и в кровле аллохтона, объяснялось по-разному. А.С. Перфильев [181] рассматривал всю структуру массива как гигантскую складку ("хвостовую") с подвернутым западным крылом; Н.Л. Добрецов [187] видел в этом результат тектонического сдвигания пластин, сложенных офиолитами высоких (западные разрезы) и низких (восточные разрезы) давлений. В противоречии с этими представлениями находятся: 1) отсутствие прямых переходов пород, окаймляющих гарцбургиты на предполагаемых периклиналях, и структурных элементов, соответствующих хотя бы частично этим периклиналям; 2) существование единой деформационной мегаструктуры в гарцбургитовом теле при постепенных переходах от гарцбургита к дунитам краевых зон в подошве и кровле аллохтона явно противоречит предположению о существовании двух разноглубинных офиолитовых пластин. Альтернативное решение вопроса о причине симметричного зонального строения общего разреза гарцбургит—габбро может быть получено при дальнейшем развитии высказанных представлений о формировании пород полосчатой серии вдоль граничных поверхностей гарцбургитового (лерцолитового) тела, отделявшегося, выкальвывающегося из мантийного субстрата. В этом случае образование западных (подошвенных) разрезов полосчатой серии начиналось, вероятно, на больших глубинах, и деплетирование исходного вещества проходило более длительное время, полнее, что, возможно, отражено в относительно большем здесь количестве дунитов и составе минералов крайней западной части массива — очень низком содержании алюминия, хрома в пироксенах, высокохромистом составе акцессорного шпинелида и т.д.

Состав пород и минералов полосчатой серии. Химический состав пород и минералов полосчатой серии и расслоенных габброидов изучен полнее в восточных разрезах. Из геологического описания разрезов следует, что на Войкаро-Сыныинском массиве в краевых частях гарцбургитового тела структурное разделение реститовых дунитов и дунитов, кристаллизующихся с породами полосчатой серии (кумулятивных), неотчетливо и не всегда надежно в силу недостаточной изученности этого сложнейшего вопроса. В этом разделе рассмотрен состав дунитов, обнаруженных к западу и востоку от главного гарцбургитового тела за пределами дунит-гарцбургитовой зоны, представляющих, вероятно, обе генетические группы дунитов.

Дуниты серпентинизированы на 50—70%. Анализировались образцы, не содержащие магнетита в петельчатых хризотил-лизардитовых прожилках, серпентинизированные изохимически. Железистость дунитов, вскрытых вдоль границ

в дунитах, переслаивающихся с троктолитами, она возрастает до 16,4 (см. табл. 21 приложения). Незначительное количество окиси кальция (до 0,71%) связано с примесью диопсида, обычной в дунитах. Строгой закономерности в вариациях содержаний окиси хрома и окиси никеля в дунитах из различных структурных зон и уровней разреза не обнаружено, однако в целом большие содержания окиси хрома (до 0,82%) характерны для западных разрезов, так же как и окиси никеля [187]. Оливин в дунитах, расположенных в 200 и 400 м от контакта с гарцбургитами, имеет железистость 9,6 и 9,8, количество окиси никеля 0,13 и 0,22%, аналогично этим величинам в дунитовых телах среди гарцбургитов (например, жила — обр. 225-5). Состав акцессорного хромшпинелида преимущественно более высокохромистый и высокожелезистый в дунитах западных разрезов (см. табл. 19 приложения, рис. 45). Хромшпинелиды из дунитов восточных разрезов (р. Трубаю, Нелка-Юган) практически идентичны акцессоридам из дунитовых жил, секущих гарцбургиты (обр. 225-5). Таким образом, вывод о генетическом родстве, близости времени и условий образования дунитовых жил, секущих гарцбургиты, и части дунитов западной и восточной краевых зон, отделяющих гарцбургиты от верлит-дунит-пироксенитовой толщи, сделанный на основании анализа геологической структуры разрезов, подтверждается и данными о составах оливина и хромшпинелида. Установленные отличия акцессорных хромшпинелидов западных дунитов могут объясняться, в частности, повышением их хромистости при рекристаллизации пород. То обстоятельство, что эти дуниты испытывали интенсивные высокотемпературные пластические деформации, подчеркивалось при описании разрезов.

Верлиты и клинопироксениты характеризуются сильной изменчивостью количественных соотношений оливина и клинопироксенов, поэтому в их химизме целесообразнее рассмотреть вариации общей железистости и состава минералов. В границах прослоев верлитов и клинопироксенитов общая железистость пород почти одинакова — лишь немного выше в клинопироксенитах, тогда как по разрезу она варьирует, повышаясь вблизи габбро. Например, в паре верлит—клинопироксенит железистость равна соответственно 12,5—12,7; 18,2—18,7 (см. табл. 22 приложения). Жильные пироксениты, секущие дуниты, имеют железистость 14,4. Железистость клинопироксена из пироксенитов немного ниже, чем железистость пород, содержащие окиси титана такое же низкое, как в диопсидах из гарцбургитов и метасоматических диопсид-энстатитовых жил, что в 2—3 раза меньше этой величины в клинопироксенах из габбро-норитов и зональных вебстеритовых жил. Количество окиси хрома, напротив, значительно выше, чем в пироксенах габброидов, и немного ниже, чем в диопсидах гарцбургитов, содержание окиси алюминия около 2,5%.

Химический состав *расслоенных габброидов* из восточных разрезов близок среднему составу глиноземистого толента; его вариации связаны с изменением количественных соотношений породообразующих минералов в анализируемых образцах и в целом отвечают толентовому тренду дифференциации (рис. 53). При стандартном для типичного габбро-норита (ортопироксен + клинопироксен + плагиоклаз + оливин) количестве SiO_2 (45,6—46,6%) характерно: высокое содержание окиси алюминия (22,4%), снижающееся в меланократовых разновидностях до 19,9%, постоянно низкие количества окиси титана (0,16—0,23%), окиси хрома (0,07—0,11%), минимальные содержания фосфора, очень низкие содержания щелочей (Na_2O — 0,47—0,68%, K_2O — 0,04—0,06%). Только с появлением роговой обманки количество окиси натрия увеличивается до 1,61% (см. табл. 26 приложения). Железистость в типичных мезократовых разновидностях стабильна — 28—30, в оливиновых снижается до 16, в амфибол-содержащих увеличивается до 42. Железистость и количество щелочей увеличивается также в актинолитизированном габбро.

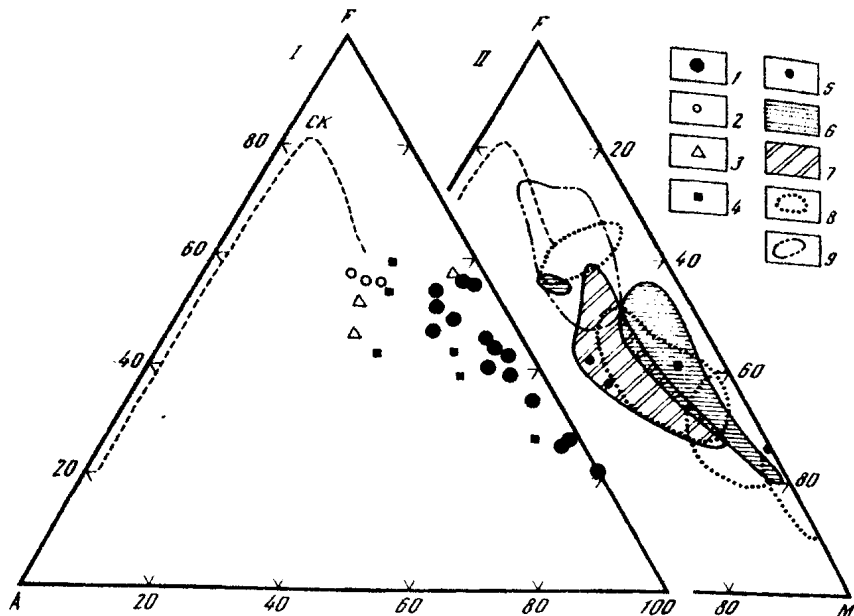


Рис. 53. Составы габброидов

I — в массивах Урала (1—4). 1—3 — Войкаро-Сыньинский: 1 — слабо измененные троктолиты, оливковое габбро, габбро-нориты, 2 — актинолит-анортитовые породы, 3 — двупироксен-плагноклазовые бластомилониты по габбро-норитам (не офиолитовый комплекс); 4 — Средний Крак: мелкозернистое изотропное габбро, габбро-диабазы; 5 — массивы Отрис, Вурино: габбро, габбро-нориты [287]

II — сводная диаграмма полей составов: 6 — Войкаро-Сыньинский массив, 7 — Средний Крак, 8 — покров Семайл, 9 — массивы Волтри и Внутренние Лигуриды

Анализированные образцы жильных габброидов, секущих дуниты нижнего горизонта и верлиты, представляют главные их разновидности, в том числе с крайними вариациями минеральных составов: меланократовые троктолиты с интерстициальным плагноклазом (обр. 14-4), мезократовые габбро-нориты с оливином и без него (обр. 14-4, 212-1) и анортозит (обр. 212-5). Состав их принципиально не отличается от рассмотренных составов расслоенных габброидов: высокая глиноземистость, крайне низкая сумма щелочей, низкие содержания окиси титана и хрома, что позволяет рассматривать жильные и расслоенные габброиды как сингенетичные образования.

Химический состав актинолитизированного габбро (актинолит-анортитовых пород — обр. 131-4) слабо меняется в сравнении с составом габбро-норитов: отмечается некоторое снижение кремнекислоты, незначительное увеличение окиси алюминия, окиси натрия; железистость меняется в широких пределах — от 28 до 42. Петрографический состав, структура и химизм этих пород, замещающих габбро-нориты, аналогичны характеристикам метаморфизованных габброидов океанического дна [112, 151 и др.]. Условия подобных преобразований габбро отвечают зеленосланцевой фации метаморфизма при ограниченной подвижности воды и малоподвижном поведении петрогенных элементов, включая щелочи.

В западных разрезах Пайерского покрова габбро полностью превращено в цоизитовые и цоизит-гранатовые амфиболиты. Двупироксен-плагноклазовый парагенезис сохранился только в габбро-норитах (как правило, бластомилонитизированных) Хулгинского покрова. По химическому составу они отличаются от габбро-норитов восточных разрезов более высокими содержаниями окиси титана (0,60—0,84%), щелочей (как натрия, так и калия) и несколько повышенной железистостью (см. табл. 26 приложения).

Состав минералов различных габброидов характеризуется в целом незначи-

тельными вариациями. Плагиоклаз в расслоенных габбро-норитах меняется в следующих пределах: в оливиновом меланократовом прослое от $An_{93,8}$ (ядро) до $An_{91,9}$ (кайма), в меланократовом от $An_{80,8}$ (ядро) до $An_{78,2}$ (кайма), незональные плагиоклазы других образцов содержат около 93% анортитовой молекулы (см. табл. 25 приложения). Близкий состав имеют плагиоклазы из жил троктолитов — An_{88} . В лейкократовой пегматоидной энстатит-анортитовой жиле, секущей гарцбургиты, содержание анортита в плагиоклазе увеличивается до 97,6%. Тенденция к появлению более основного плагиоклаза в лейкократовых разновидностях, наряду с отмеченными выше закономерностями в ковариациях модального и химического состава габбро (лейко- — преимущественно плагиоклаз+ортопироксен, мелано- — преимущественно плагиоклаз+диопсид) свидетельствует о котектическом ходе кристаллизации габброидов, как показано Г.Б. Ферштатером с соавторами на примере габброидов Кокпектинского массива, ассоциирующих с гарцбургитами Кемпирская [258]. Оливин в габбро-норитах имеет высокую железистость (28,1) и минимальное количество окиси никеля (0,01%). Железистость оливина и ортопироксена, анализированных в одном образце, практически одинакова. Ортопироксен в расслоенных и в жильных габбро имеет близкий состав. Железистость его меняется от 24,7 до 29,3, в одном случае — до 35,9 (см. табл. 23 приложения), самая низкая — в пегматоидной лейкократовой жиле среди гарцбургитов, высокая — в меланократовом прослое среди троктолитов. Количество окиси алюминия незначительно (1,12—2,71%), окись хрома практически отсутствует, окись титана минимальна в жиле среди гарцбургитов (0,05%) и составляет примерно 0,1% (до 0,19%) в остальных породах. Содержание окиси кальция менее 1%, диопсидовые ламеллы не встречены. Клинопироксен также имеет довольно постоянный состав (см. табл. 24 приложения). Нарастание железистости от ядра к краю от 22,3 до 24,3 отмечено в меланократовом прослое расслоенного габбро и от 26,7 до 32,4 — в бластомилонитизированном габбро-норите Хулгинского покрова. В этих же образцах повышено содержание окиси натрия до 0,84% против 0,13—0,38% в остальных случаях. Количество алюминия, меняющееся в пределах 2,4—3,5%, резко увеличивается до 8% лишь в рекристаллизованном диопсиде бластомилонитизированного габбро-норита. В сравнении с энстатитами в клинопироксенах повышено содержание окиси титана (0,23—0,47%), количество хрома крайне незначительно и возрастает только в диопсидах из оливинового габбро (особенно жильного с троктолитами). Амфиболы в расслоенных габбро-норитах представлены буро-зелеными роговыми обманками с железистостью 24,4—28,0, причем составы мелких интерстициальных зерен (обр. 202-25) и кайм вокруг ортопироксена близки, за исключением повышенных количеств окиси титана и хрома в первых. В актинолитизированных габбро ранние генерации вторичных амфиболов представлены бледно-зеленым актинолитом с железистостью около 30, весьма близкой железистости замещаемых пироксенов. В актинолите поздних генераций железистость возрастает до 34,3, количество окиси алюминия слабо увеличивается, содержание остальных компонентов остается прежним.

Анализируемый материал показывает последовательное увеличение железистости пород в общем разрезе полосчатой серии от дунитов через верлиты — клинопироксениты к габбро-норитам. На фоне этой закономерности установлена приуроченность одинаковых петрографических разновидностей пород (дунитов) к разным уровням разреза (по отношению к границе дунит—гарцбургит для интервалов, охватывающих не менее 1 км): магнезиальные дуниты расположены вблизи контакта с гарцбургитами, железистые — встречены в переслаивании с троктолитами—габбро-норитами. Эта зависимость связана только с положением пород в разрезе, поскольку на контакте с габбровыми жилами подобного увеличения железистости в дунитах "нижнего горизонта" не происходит.

Идентичность состава оливинов и акцессорных хромшпинелидов из дунитов "нижнего горизонта" и дунитовых жил (тел) среди гарцбургитов позволяет предполагать для этих пород сходные условия (и способы) образования, от чего следует вывод о вероятном присутствии в разрезе гетерогенных дунитов — магнетиальных ($f=8.7\div 10$), формировавшихся как рстит на месте гарцбургита, и более железистых ($f=16$), кристаллизовавшихся из расплава. Для суждения о гетерогенности верлитов и пироксенитов на основании химизма их минералов и пород в целом материалов недостаточно. Это положение обосновано структурно-геологическими и петрографическими наблюдениями на Войкаро-Сыньинском массиве и обсуждалось в литературе на примере габбро-ультрабазитовых массивов Анадырско-Корякской области [190].

Представление о магматической природе габбро-норитов в ходе котектической кристаллизации магмы, близкой по составу глиноземистому толенту, получено при сопоставлении модального (минерального) и химического состава пород и состава пороодообразующих минералов с экспериментальными данными по системе диопсид—форстерит—анортит и ее бинарным составляющим [435 и др.]. Существование поздних внедрений троктолитов в деформированные полосчатые габбро-нориты отражает либо повторное поступление новых порций магмы, либо наличие захороненных магматических камер с первыми порциями дифференциата, что менее вероятно. Помимо магматических троктолитов, секущих габбро-нориты, на массиве широко распространены реакционные образования на контакте магматического габбро с дунитами, гарцбургитами (включениями этих пород в габбро или вмещающими габбровые жилы). Реакционные троктолиты, как это уже отмечалось, имеют резко изменчивые количественные соотношения оливина и плагиоклаза при постоянном составе минералов. Подобные породы неоднократно рассматривались в уральских массивах [64, 238 и др.] с трактовкой их генезиса в результате метасоматоза.

Об абсолютном возрасте пород. В ультраосновных и основных породах Войкаро-Сыньинского массива был изучен изотопный состав стронция [20, 36]. По минералам и валовым пробам габбро-норитов построена изохрона, позволяющая оценить время закрытия Rb/Sr-системы в этих породах в 1,4 млрд лет. Высокие для пород этого возраста начальные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70269$ и низкие Rb/Sr-отношения (0,001—0,015) свидетельствуют, по мнению авторов, о вероятном загрязнении пород радиогенным стронцием и о потере ими рубидия. В минеральных системах ультраосновных пород изотопные характеристики оказались нарушенными. Лишь в энстатитах из лерцолитов обр. 217 (с 6% диопсида) и несерпентинизированных гарцбургитов обр. 211 получены низкие изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70100\pm 50$.

Полученные значения возраста габбро-норитов находятся в видимом противоречии с геологическими свидетельствами о раннепалеозойском времени начала формирования коры океанического типа в данном регионе. Однако геологические материалы несомненно доказывают лишь появление в коре габбро-ультрабазитовых покровов в ходе эволюции палеозойской океанической окраины. Этот этап — раннее сгущивание коры — датируется возрастом тоналитов Войкаро-Сыньинского массива 400 ± 10 млн лет с начальным отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70385\pm 0,00020$ по изохроне, построенной по анализам мономинеральных фракций (биотит+амфибол+плагиоклаз) и валовым пробам [20].

По данным Дж. Вассербурга и Л. Эдвардса [342], анализировавшим системы Sm/Nd и Rb/Sr в ультрабазитах и габбро Войкаро-Сыньинского и Кемпирсайского массивов, возраст формирования габбро и пироксенитов оценивается для Войкаро-Сыньинского массива (габбро актинолитизированное и оливиновые вебстериты с начальным отношением $\epsilon_{\text{Nd}}(T) + 7,3$ до 9,0, среднее 8,4) в 397 ± 20 млн лет, для Кемпирсая — в 397 ± 20 млн лет и 396 ± 33 млн лет. Ближе к этому оценивается и обдукция офиолитовых разрезов на континентальную кору.

В наиболее ранний период истории формирования офиолитовой ассоциации Вайкаро-Сынынского массива происходила глубинная эволюция вещества верхней мантии (перидотитов). Определенные этапы этой эволюции характеризуются сменой минеральных парагенезисов (или изменением состава отдельных минеральных фаз) и взаимосвязанным изменением структуры пород. На раннем этапе происходило обеднение лерцолитов базальтоидными компонентами, в ходе которого были образованы значительные массы гарцбургитов. Этот процесс был неравномерным в пространстве: среди гарцбургитов сохранились тела относительно слабо истощенных лерцолитов. В образующемся гарцбургите увеличивались магнезиальность силикатов, хромистость и железистость шпинелида, уменьшалось содержание натрия, кальция, хрома, алюминия и титана в пироксенах. Количество минеральных фаз в системе (Ол + Эн + Ди + Хр), как правило, не изменялось. Химический состав породы в целом обеднялся базальтоидными компонентами за счет изменения состава пироксенов и уменьшения количества олигоклида. Вещественная перестройка пород происходила во время их субсолидусного пластического течения — структурно ранний этап выразился образованием метаморфогенной полосчатости в формирующихся гарцбургитах, тогда как в реликтовых лерцолитовых телах полосчатость проявлена гораздо слабее.

Следующий этап эволюции отражен в дальнейшем изменении состава минеральных фаз как гарцбургитов, так и лерцолитов, но характеризуется иной направленностью: в новообразующихся энстатитах происходило резкое снижение количества Al^{IV} и слабое увеличение железистости (известково-щелочной тренд дифференциации) с уменьшением содержаний алюминия и хрома. Одновременно образовывались новые диопсиды и хромшпинелиды при высокотемпературных пластических деформациях пород с формированием либо разобщенных ленткулярных шлиров, либо четкой полосчатости, вплоть до моно- или биминеральных прослоев, т.е. дальнейшей дифференциации вещества. Новые минеральные равновесия устанавливались в условиях падения температуры и давления, что, возможно, отражает выведение деплетируемых перидотитов в подкоровую область и(или) удаление продуктов выплавки за пределы тела.

На позднем этапе мантийной истории ультрабазитов формировались жилы дунитов и пироксенитов вдоль сколовых зон, образование которых сопровождало складчатые деформации гарцбургитов. На этом этапе вновь резко меняется тренд эволюции все того же минерального парагенеза (Ол + Эн + Ди + Хр): от ранних генераций к поздним возрастала железистость пироксенов при постоянном (низком) содержании Al^{IV} (толеитовый тренд дифференциации), росла железистость хромшпинелида и степень окисленности железа в нем.

Очевидно, на протяжении всей истории деплетирувания лерцолитов происходило отделение мобилизатов — продуктов частичного плавления вещества. Наиболее вероятные свидетельства кристаллизации мобилизованного расплава сохранились именно на этом этапе в виде жил глиноземистых железистых оливинитовых вебстеритов среди гарцбургитов (лерцолитов). Вероятно, рестирование лерцолитов осуществлялось различными способами: собственно частичного плавления твердофазной диффузии (с участием флюида) и инфильтрационного метасоматизма с выносом Si, Al, Ca, Ti, Na. Конечным остаточным продуктом этого процесса являлись дуниты. Формирование реститовых дунитов происходило как внутри гарцбургитового тела, вдоль сколовых зон (жилы), так и по периферии тела перидотитов, "выкалывающегося" из мантии.

Значительная часть разреза полосчатой серии сложена магматическими породами: верлиты, клинопироксениты и дуниты (относительно железистые), представляют собой ранние порции фракционирования базальтовой магмы, габбро-нориты формировались в ходе котектической кристаллизации дифференцирован-

ного расплава, состав которого близок глиноземистому толенту. Часть верлитов, клинопироксенитов и плагиоклаз-оливин-клинопироксеновых пород представляет собой реакционные образования на границе гарцбургитов и габбрового расплава.

Породы полосчатой серии формировались при сжатии, ориентированном субперпендикулярно к простиранию гарцбургитового тела. Существует резкое угловое несогласие структур пластического течения в гарцбургитах и породах полосчатой серии, а также угловое несогласие первых с ориентировкой границ выделенных пачек пород полосчатой серии. Вместе с тем устанавливается общая конформность деформационных структур раннего этапа в породах полосчатой серии и позднего — в гарцбургитах. Признание конформности наблюдаемых деформационных структур в гарцбургитах и габбро ни в коей мере не ставит под сомнение рассмотренные выше свидетельства длительной истории высокотемпературных деформаций гарцбургитов, которые начинались на более глубоких уровнях в верхней мантии и происходили до образования пород полосчатой серии.

Метаморфические преобразования глубинных пород происходили в разных структурных обстановках и в разное время. Высокотемпературные деформации габбро-норитов сопровождали становление этих пород и, развиваясь вслед за их кристаллизацией, отражали режим неустойчивых движений вещества в зоне перехода перидотит-габбро на этот период. Гранатовые и цоизитовые габбро-амфиболиты формировались значительно позже, при движении габбро-ультрабазитовых пластин в коре, маркируя зоны пластического течения вещества на глубинах не менее 5 км. Актинолит-анортитовые породы по габбро-норитам и габбро образовывались в приповерхностной части разреза океанической коры. Мозаичный рисунок размещения актинолит-анортитовых пород, псевдоморфное замещение пироксенов актинолитом, не сопровождавшееся в основном образованием структур течения, рассланцеванием, поддерживают представления [150] о своеобразии этого типа метаморфизма "океанического дна", происходящего на зеленосланцевом уровне в тектонически спокойной обстановке.

Массовая петельчатая серпентинизация (без выделения магнетита) ультрабазитов со следами остаточных высокотемпературных деформаций происходила по мере выведения их в океаническую кору. Изотропная структура петельчатой сетки прожилков хризотила, равномерно пронизывающей оливиновую массу, и полное отсутствие следов стресса (структур течения, рассланцевания деформации прожилков) при ее формировании однозначно указывают на статические условия этого процесса (условия разгрузки?) — однородное поле напряжений для того объема пород, в котором он протекал. Локальная неравномерность серпентинизации наиболее ярко проявлена в том, что породы, прошедшие полную рекристаллизацию, особенно с образованием мелкозернистых структур, практически не серпентинизируются.

Оливин-антигоритовые породы и сопровождающие их метаморфиты, маркирующие зоны пластического течения в гарцбургитовом разрезе, формировались при коровых движениях в диапазоне температур 600—450° и давлении около 2,5 кбар, вероятно, на тех же глубинах, что и относительно поздняя часть низкотемпературных амфиболитов по габбро. Примерно синхронное образование ультраосновных метаморфитов и амфиболитов в подошве аллохтона, а также плагиоклаз-роговообманковых амфиболитов по габбро-диабазам, диабазам в верхней части разреза всего пакета пластин габбро-ультрабазитов происходило, по-видимому, с началом роста островаджунго поднятия и перемещения габбро-ультрабазитовых масс на запад, в сторону континентальной окраины (на предорогеном этапе). Метаморфизм орогенного этапа представлен в ультрабазитах зонами рассланцованных серпентинитов с магнетитом, иногда с сульфидами, в габбро — маломощными зонами цоизит-актинолитовых и зеленых хлорит-актинолит-альбитовых сланцев.

СОПОСТАВЛЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ МАССИВОВ СРЕДНИЙ КРАКА, НУРАЛИ И ВОЙКАРО-СЫНЬИНСКОГО

Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитовой ассоциации представлены в рассмотренных массивах двумя типами. Они обладают общими закономерностями строения разреза, характерными для офиолитов [112]: самыми ранними и наиболее глубинными образованиями являются лерцолиты и гарцбургиты со структурами высокотемпературных пластических (мантийных) деформаций; во внешней (краевой) зоне гарцбургитовых—лерцолитовых тел располагаются более молодые и менее глубинные серии пород, грубо стратифицированные и последовательно сменяющиеся, — дуниты, верлиты (троктолиты), пироксениты, габбро (габбро-нориты), роговообманковое габбро и габбро-диабазы. Во всех случаях эти комплексы находятся в аллохтонном залегании, пространственно ассоциируют с ордовикско-силурийскими кремнисто-вулканогенными толщами и появляются в уральских структурах в процессе тектонической эволюции раннепалеозойской коры океанического типа [77, 176, 181, 213, 223, 250 и др.].

Вместе с тем очевидны и различия этих комплексов по соотношению объемов выделенных серий пород и их петрографическому составу, внутреннему строению, деформационным структурам гарцбургитовой (лерцолитовой) и пироксенит-габброидной части разреза, а также структурным соотношениям между ними, химическому составу пород и особенностям эволюции первичных минеральных парагенезисов. Как следствие из перечисленного вытекают различия тектонических условий на ранних этапах истории формирования комплексов (в процессе их перемещения из мантии в кору).

Сравним кратко эти особенности строения и состава габбро-ультрабазитовых разрезов (рис. 54).

Петрографический состав и соотношение объемов серий. В перидотитовой (древней) части разреза на массивах Средний Крака и Нурали преобладают лерцолиты — преимущественно шпинелевые в первом и шпинель-плагноклазовые во втором. Гарцбургиты образуют маломощные прослои и линзы в системе полосчатости и реситовые оболочки (совместно с дунитами) вокруг плагноклазодержащих лерцолитов среди шпинелевых, а также относительно маломощный горизонт, разделяющий лерцолиты и дуниты. Пироксенитовые и дунитовые жилы в лерцолитах и гарцбургитах редки и маломощны. Существенно лерцолитовая часть разреза составляет от его общей мощности более трех четвертей. На Войкаро-Сыньинском массиве резко преобладают гарцбургиты, лерцолиты присутствуют среди них в виде небольших реликтовых тел, облекаемых полосчатостью гарцбургитов. Характерно обилие дунитовых тел и многофазных жил дунитов, энстатитов, диопсидитов и вебстеритов, секущих гарцбургитовую полосчатость. От общего объема разреза эта часть составляет примерно две трети.

Дунитовый горизонт, разделяющий гарцбургиты и полосчатую дунит-верлит-пироксенитовую серию, присутствует во всех массивах. Повсеместно с этими дунитами связано вкрапленно-полосчатое хромитовое оруденение. Мощность этого горизонта сильно варьирует.

Петрографический состав пород дунит-верлит-пироксенитовой серии рассмотренных массивов различается меньше, нежели состав перидотитов с мантийными деформационными структурами. Во всех разрезах присутствуют чередующиеся дуниты, верлиты и клинопироксениты, связанные как постепенными, так и резкими переходами.

Отличия заключаются в следующем.

Только на массивах Нурали и Средней Крака в верлитах и пироксенитах распространена паргаситовая роговая обманка и встречены ортопироксениты (ортопироксен-оливиновые породы и оливиновые вебстериты, чередующиеся

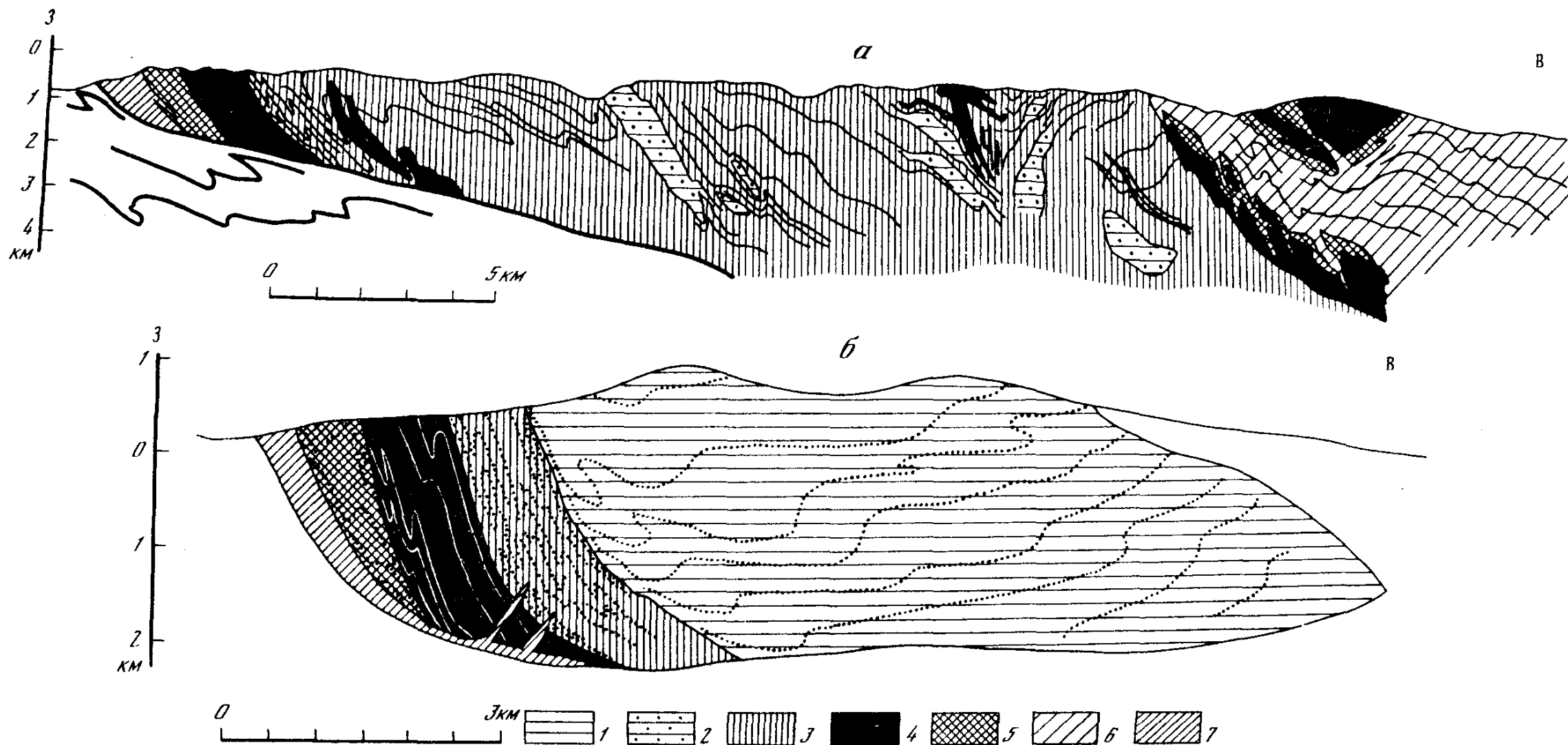


Рис. 54. Гарцбургитовый (а) и лерцолитовый (б) типы разрезов габбро-ультрабазитовых комплексов в офиолитах Урала

1 — лерцолиты серпентинизированные; 2 — лерцолиты без серпентина; 3 — гарцбургиты; 4 — дуниты; 5 — пироксениты, верлиты; 6 — габбро; 7 — амфиболиты

с верлитами и дунитами). В отличие от Войкаро-Сыньинского массива здесь более типичны полосчатые текстуры, включая тонкополосчатые разновидности.

Только на Войкаро-Сыньинском массиве присутствуют линзы троктолитов (в зоне перехода между дунитами и габбро-норитами), а также жилы троктолитов и габбро-норитов в дунитах и верлитах, и на этом же массиве клинопироксен-оливиновые породы характеризуются наибольшим разнообразием структур и текстур, широким распространением пойкилитовых разновидностей.

Соотношение мощностей дунит-верлит-пироксенитовой серии и гарцбургитов на Войкаро-Сыньинском массиве сильно меняется по простиранию — примерно от 1:10 до 1:2, и это является характернейшей чертой строения его разреза. На массивах Нурали и Средний Крака, каждый из которых представляет собой в отличие от Войкаро-Сыньинского массива отдельное тело с автономными структурами, мощность дунит-верлит-пироксенитовой серии варьирует гораздо меньше: примерное соотношение мощностей ее и лерцолитовой серии составляет 1:8 на массиве Средний Крака и 1:5 на массиве Нурали.

Габброидные части разреза в рассмотренных комплексах сильно различаются. С лерцолитовыми массивами ассоциируют пироксен-роговообманковые габбро, габбро-диабазы, общая (сохранившаяся) мощность которых не превышает 1 км. На Войкаро-Сыньинском массиве полный разрез включает полосчатые и массивные габбро-нориты, оливиновое и диопсидовое габбро, роговообманковое габбро и габбро-диабазы. По простиранию состав пород и мощности сильно меняются, максимальная суммарная мощность достигает 4 км.

Внутреннее строение и деформационные структуры пород. Структуры лерцолитов, гарцбургитов и значительной части дунитов во всех массивах сформированы при высокотемпературных пластических деформациях. Деформации сопровождались дифференциацией вещества, которая осуществлялась различными способами и в конечном итоге обеспечила строение разреза.

Главной особенностью строения лерцолитовых массивов является существование резкого структурного несогласия между лерцолитовой частью разреза и сериями гарцбургит-дунитовой и дунит-верлит-пироксенитовой. Это несогласие выражено тем, что направление вязкого течения в лерцолитах ориентировано почти перпендикулярно к границе лерцолитов с дунит-гарцбургитовым "горизонтом" и к его внутренним структурам. При этом структуры дунитов, гарцбургитов, верлитов и пироксенитов конформны между собой и границам последовательно сменяющихся серий. Прекрасно видно, что нарастание контрастности состава внутри лерцолитовой части разреза (дунитовые, гарцбургитовые полосы и линзы) происходит сначала постепенно, в полном согласии с ранними деформационными структурами (за исключением редких жил, сопровождающих появление шлиров плагиоклазовых лерцолитов), и несогласие структур устанавливается "скачком" только вдоль граничной поверхности лерцолитового тела. Все породы лерцолитовой части разреза отличаются хорошо проявленной плоскостной ориентировкой минералов и в целом значительной рекристаллизацией первичных зерен. Для этих пород устанавливаются наиболее высокие скорости деформаций (вязкого течения).

Другой не менее важной чертой строения массивов Средний Крака и Нурали является сравнительно четкая полосчатость пород дунит-верлит-пироксенитовой серии с выдержанными мощностями прослоев по простиранию. Здесь практически нет секущих жил пироксенитов в дунитах, линз гарцбургитов среди полосчатых дунит-верлит-пироксенитов и нет зональных ореолов с плагиоклазом и клинопироксеном вокруг редких жил роговообманкового габбро, т.е. структурные соотношения пород резко отличны от таковых на Войкаро-Сыньинском массиве. Важно также отметить, что в верлитах и чередующихся с ними дунитах отсутствуют остаточные высокотемпературные деформации, несмотря на то, что полосчатость слабо смята в открытые складки, флексуры. Эти де-

формации в отличие от ранних, присущих перцолитовой части разреза и реститовой дунит-гарцбургитовой серии не привели к появлению предпочтительных оптических ориентировок оливина. Таким образом, кристаллизация пород полосчатой серии происходила относительно спокойно, без резких изменений режима движения на границе реститовый субстрат—расплав, а последующие деформации были слабыми, низкотемпературными.

На *Войкаро-Сыньинском массиве* структурные соотношения между всеми сериями пород гораздо сложнее. Это обусловлено в значительной мере тем, что высокотемпературные пластические деформации испытали также породы дунит-верлит-пироксенитовой и частично габброидной серий. Интенсивные деформации, сопровождавшие становление пород полосчатой серии, обусловили конформность относительно поздних крупномасштабных складок в гарцбургитах и ранних деформационных структур в габбро.

Внутренняя структура гарцбургитовой части разреза отличается от структуры как перцолитовой, так и гарцбургитовой серий существенно перцолитовых массивов. Здесь изменение структурного положения и морфологии тел дунитов и пироксенитов происходит внутри гарцбургитового разреза: сначала формируется гарцбургитовая полосчатость и локально-согласные с ней "прослои" — шилы дунитов и зональных энстатит-диопсид-(оливиновых) пород, затем жилы тех же пород, резко секущие полосчатость. При этом синдеформационное образование жил по отношению к крупномасштабным складкам течения несомненно. В перцолитовых массивах сходное структурное положение занимают жилы пироксенитов, дунитов и габбро, сопровождающие появление шиллов плагиоклазосодержащих перцолитов среди их шпинелевых разновидностей. На *Войкаро-Сыньинском массиве* процесс формирования жил вдоль сколовых зон, синхронных поздним высокотемпературным пластическим деформациям, проходил гораздо мощнее и длительнее (судя по составу разных поколений жил), чем в перцолитовых массивах. Слабо выраженная плоскостная ориентировка минералов, грубозернистые релаксированные структуры гарцбургитов указывают на относительно низкую скорость деформаций (учитывая близкие значения рассчитанных температур деформации).

Структура дунит-верлит-пироксенитовой серии *Войкаро-Сыньинского массива* характеризуется чрезвычайно невыдержанными мощностями пачек пород, широким развитием разнообразных складок, будинированных прослоев и обилием разнообразных жил: в дунитах — пироксениты, габбро и троктолиты, в пироксенитах — габбро и троктолиты, в габбро — только троктолиты. По всему разрезу серии, а также в габбро-норитах присутствуют блоки-включения гарцбургитов и дунитов, вдоль контактов которых развиты метасоматические оболочки с генеральной зональностью дунит — верлит — пироксенит — габбро. Подобные образования и жилы, секущие полосчатость, совершенно отсутствуют в аналогичных сериях Кракинского и Нуралинского массивов. Представляется очевидным, что соотношения пород в полосчатой серии в гарцбургитовых массивах сформированы при движениях, ориентированных вдоль контакта гарцбургитового тела, и эти движения происходили с перерывами: деформированные габброиды инъецировались новыми порциями расплава.

Химический состав пород рассмотренных массивов различается прежде всего тем, что в одном типе разреза преобладают перцолиты, слабо истощенные такими компонентами, как Al , Ti , Na , Ca , в другом преобладают гарцбургиты с относительно меньшими их содержаниями. Во всех случаях в ряду шпинелевый перцолит — гарцбургит — дунит происходит увеличение магнезиальности всех силикатов, снижение Al_2O_3 , Cr_2O_3 , TiO_2 , Na_2O в пироксенах с одновременным увеличением железистости и хромистости шпинелидов. По разрезу массивов степень "истощения" силикатов перцолитов (гарцбургитов) этими компонентами и их магнезиальность нарастают к контакту с продуктами кри-

таллизации базальтоидной выплавки. Образование сегрегаций плагиоклазсодержащих лерцолитов, напротив, сопровождается слабым увеличением железистости силикатов и повышением концентрации Al_2O_3 , TiO_2 , Na_2O , CaO в породе, т.е. здесь фиксируется процесс, обратный рестированию, — начало формирования базальтоидной выплавки. В гарцбургитовом типе разреза мобилизованный расплав мигрировал за пределы системы и некоторым глубинным аналогом фракционированных выплавок может служить лишь состав жил оливиновых вебстеритов — также с повышенной железистостью силикатов и относительно высокими концентрациями Al_2O_3 , TiO_2 , Na_2O в пироксенах.

Пироксениты полосчатой серии лерцолитовых и гарцбургитовых массивов различаются повышенными содержаниями TiO_2 , Na_2O , Al_2O_3 и FeO в первых. Габброиды массивов Средний Крака и Войкаро-Сыньинского представлены совершенно различными петрографическими разновидностями, и соответственно их химический состав в первом случае близок кварц-нормативному толентовому базальту, во втором — высокоглиноземистому толенту с четко проявленным трендом фракционирования оливина. Состав роговообманковых габбро-диабазов Войкаро-Сыньинского массива, сменяющих вверх по разрезу габбро-нориты, соответствует кварц-нормативному толентовому базальту, однако, как правило, с меньшими содержаниями TiO_2 и щелочей (см. рис. 53), нежели в лерцолитовых разрезах. В целом состав пород габброидной части разреза Войкаро-Сыньинского массива отражает глубоко прошедшую дифференциацию базальтоидной магмы, кристаллизовавшейся из большого объема расплава длительное время и поступавшей с перерывами, тогда как состав и структура габброидов массива Средний Крака указывают на быстрое формирование пород на малых глубинах с накоплением кремнезема к концу кристаллизации.

ГЛАВА ТРЕТЬЯ

ГАББРО-УЛЬТРАБАЗИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ОФИОЛИТОВ ТЕТИСА И СРАВНЕНИЕ ИХ С УРАЛЬСКИМИ КОМПЛЕКСАМИ

Среди офиолитовых поясов мира мезозойские офиолиты Альпийского складчатого пояса изучены с максимальной полнотой. Это относится также к габбро-ультрабазитовым комплексам офиолитов, где систематически проводились структурные, петрологические и геохимические исследования. Гигантская цепь офиолитовых аллохтонов, сложенных сериями пород океанической стадии развития Тетиса, протягивается от Италии на западе до Индии на востоке. История их формирования и тектоническое развитие структуры Тетис рассмотрены в огромном числе работ, посвященных отдельным районам [280, 288, 298, 329, 347, 381, 404, 443 и др.] или обобщающим накопленный материал [44, 45, 84, 109, 175, 262, 289, 331, 336, 423 и др.]. Кроме того, тектоническая история формирования альпийской области отображена на Тектонической карте Северной Евразии масштаба 1:5000000 [251], а также на Карте офиолитовых поясов Центрального Средиземноморья [425].

Во всех перечисленных работах формирование коры океанического типа этой зоны связывается с расколом Гондваны и развитием океанического бассейна Тетис от позднего триаса — ранней юры до раннего мела включительно. По данным А.Л. Книппера, раскрытие Тетиса на восточном фланге зоны — Внешнем Загросе, Восточном Тавре, Кипре — начиналось в позднем триасе, в Динаридах — в ранней юре, Апеннинах и Западных Альпах — в начале средней юры. С развитием структуры в середине юрского периода в океаническом бассейне

обособились три его части, различающиеся строением и историей тектонической эволюции: на западе — Лигурийско-Телльский, далее к востоку — Пеннинно-Карпатский и на востоке океана — Динаро-Гималайский бассейны [251]. Вдоль южного обрамления всего океана Тетис в краевых частях прогибающихся континентальных плит шло накопление мощных разрезов шельфовых фаций и фаций континентального склона (T_3-K_1), аналогичных разрезам океанических окраин атлантического типа. Северный борт океанического бассейна имел более сложное строение — участки континентальной окраины с пассивным типом строения чередовались с протяженными зонами, где существовали окраинные моря и островодужные поднятия в позднелурское — раннемеловое время (Динариды, Малый Кавказ по [109]).

Вулканогенно-осадочные, магматические и метаморфические комплексы этого времени отражают переходную стадию развития океанического бассейна Тетис (андезитовый магматизм и формирование гранитно-метаморфического слоя) и знаменуют, таким образом, начало сближения континентальных плит. Закрывание Тетиса в результате сложных перемещений масс с континентальной домезозойской корой на фоне пододвигания Евразийской континентальной плиты под Африканскую происходило в разное время в уже обособившихся частях его мегаструктуры. В Лигурийско-Телльском бассейне с позднего мела началось движение покровов офиолитов и перекрывающих их турбидитных серий (флиш с олистостромовыми горизонтами, датируемый верхами нижнего мела — палеоценом) к югу, на шельфовые фации Африканского континента. В Пеннинском бассейне начало формирования офиолитовых аллохтонов относится к раннемеловому времени. В восточной части Тетиса выделяется позднелурский — раннемеловой этап скупивания океанической коры. Надвигание офиолитового покрова Семайл в Омане относится к позднемеловому времени. Шарьирование офиолитовых аллохтонов было многоэтапным, направление движения менялось в частных структурах и во времени, в целом покровные движения продолжались вплоть до миоцена. Одновременно с шарьированием при сдвигании разрезов континентальных плит в Альпах и Гималаях в эоцене — олигоцене происходили крупные вертикальные поднятия.

В самых общих чертах развитие мезозойской структуры Тетиса отличается от истории формирования раннепалеозойской структуры Урала тем, что на огромных пространствах Тетиса образование коры океанического типа происходило вследствие раскола и раздвигания внутри мощной, полностью консолидированной коры Гондваны, тогда как на Урале раскрытия происходили в краю континентальной плиты, состоящей из участков коры, в разной степени переработанной гранитизацией. Вероятно, раскрытие испытала и древняя допалеозойская кора океанического типа, не затронутая процессами метаморфизма. Для восточной области Тетиса также не исключается повторное раскрытие домезозойской коры океанического типа [109] и кор, не прошедших полностью стадию домезозойской гранитизации, однако основная часть структуры была сформирована за счет внутриконтинентального раздвигания.

Окраины океанического бассейна Тетис на значительном протяжении представляли собой пассивный их тип, и магматические формации переходной стадии развития коры распространены локально, тогда как на Урале именно эта формация — андезито-базальтовая, андезито-дацитовая и трахибазальто-андезито-базальтовая — представлена очень широко. Различие заключается также в том, что при закрытии Тетиса происходило столкновение и "спавивание" разрезов мощных континентальных кор — Европейской и Африканской, Европейско-Азиатской и Аравийско-Индийской плит, на Урале же процесс заканчивался надвиганием эвгеосинклинальных разрезов (палеоокеанической области) на край Восточно-Европейской платформы. Состав мантийных перидотитов, слагающих нижние части разреза офиолитовых аллохтонов Тетиса и Урала, также различ-

чается: в первом случае они представляют преимущественно перidotитами, слабо обедненными базальтоидными компонентами, во втором — габброгитами, обогащенными в значительно большей мере. Это обстоятельство послужило причиной выбора наиболее полно изученных разрезов габбро-ультрабазитовых комплексов офиолитов Тетиса в качестве объектов для сравнения с аналогичными комплексами Урала и попытки ответить на вопрос, в чем заключались различия условий эволюции мантийного вещества в этих регионах. Ниже мы кратко рассмотрим строение и состав пород некоторых массивов, сложенных ультрабазитами и габброидами в офиолитовых аллохтонах Западных и Лигурийских Альп, Северных Апеннин, Греции, Троодоса и Омана. Предлагаемый очерк базируется на перечисленных выше работах, Трудах международного симпозиума по офиолитам в Никозии [290], Путеводителе VI офиолитовой полевой конференции в Италии [349] и других работах.

ЗАПАДНЫЕ И ЛИГУРИЙСКИЕ АЛЬПЫ, СЕВЕРНЫЕ АПЕННИНЫ

Выходы пород офиолитовой ассоциации в северо-западной части Альпийского пояса образуют широкую изогнутую дугу, которая протягивается от южной оконечности Апеннинского полуострова на север, к о-ву Корсика, и далее вдоль северо-западного побережья Апеннинского полуострова в районе Генуи переходит в долготную цепь Лигурийских Альп, затем в хребты северо-западного простиранья Западных Альп (рис. 55). В этой обширной области мезозойские офиолиты представляют собой фрагменты океанической коры Лигурийско-Пьемонтского бассейна, разделявшего в юрско-меловое время палео-Европейский и Африканский континентальные блоки [331]. Тип осадконакопления вдоль северного и южного бортов палеобассейна был различным: на севере, северо-западе накапливались мощные глинисто-карбонатные (впоследствии преобразованные в слюдисто-карбонатные) толщи с редкими прослоями основных вулканитов, на юге — монотонные карбонатные толщи. Оба типа разрезов, представляющих миогеосинклинальные серии, были совмещены при скупивании океанической коры и альпийском орогенезе. Различия в составе пород этих областей резко усилены в процессе альпийского метаморфизма: в современной структуре Пьемонтская и Лигурийская области разделены шовными структурами, известными под названием Инсубрийской линии и линии Сестри-Вольтаджо, оформившимися в раннетретичное время [354]. К северо-западу от Инсубрийской линии породы офиолитовых комплексов Пьемонтской зоны (покровы Цермат-Заас, Стура д'Ала, Стура ди Виа, Монтеviso, Корсика и др.) испытали полифазный метаморфизм от эклогитовой и глаукофановой до зеленосланцевой фации, тогда как к юго-востоку от разлома Сестри-Вольтаджо офиолиты аналогичного возраста Лигурийской зоны были метаморфизованы лишь в зеленосланцевой фации [56, 289, 348 и др.]. Офиолитовые покровы группы Волтри, расположенные непосредственно к западу от разлома Сестри-Вольтаджо, структурно принадлежат Пьемонтской зоне [336], но географически относятся к западным Лигуридам. По особенностям метаморфизма породы этих покровов иногда относят к промежуточному типу [289]. Высокобарический метаморфизм офиолитов Пьемонтской зоны обуславливался, по мнению большинства исследователей, значительным погружением толщ океанической коры Пьемонтского бассейна под надвигавшуюся Инсубрикскую (Африканскую) плиту [44, 45, 348 и др.].

Ультраосновные и габбро-ультраосновные массивы Пьемонтской—Лигурийской зон были предметом почти вековой истории исследований — именно в Лигурии Г. Штейнманн в 1905 г. описал офиолитовую ассоциацию. Разрезы офиолитов, включающие ультраосновные породы и габбро, представлены здесь двумя типами. В первом типе разреза, известном в литературе под названием "внутренние Лигу-

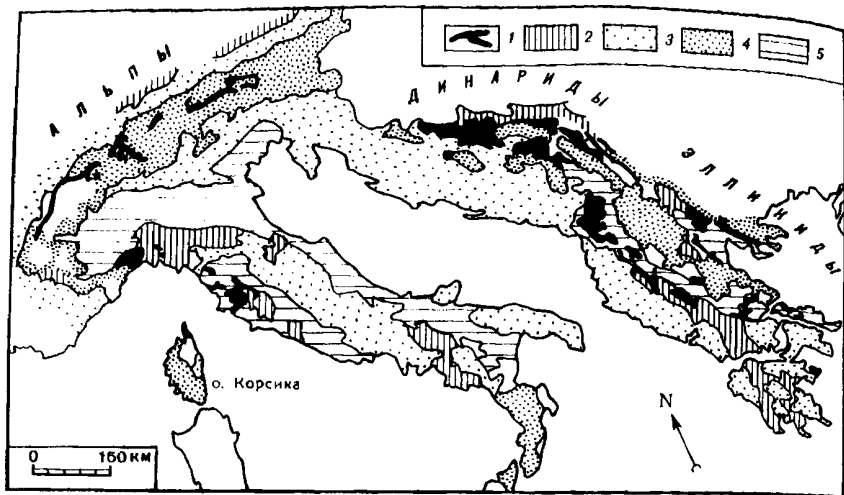


Рис. 55. Структурное положение офиолитов Тетиса [405]

1 — офиолиты; 2 — офиолитсодержащие свиты или осадки глубоководных бассейнов; 3 — отложения шельфовой области; 4 — породы платформенного фундамента; 5 — четвертичные отложения

риды”, офиолиты слагают относительно слабо нарушенные тектонические пластины, надвинутые на более молодые осадочные толщи (начиная с верхнемеловых). Во втором типе (“внешние Лигуриды”) раздробленные, дезинтегрированные фрагменты офиолитовых комплексов образуют разномасштабные блоки — олистолиты во флишевых толщах мелового—эоценового возраста. Согласно палеогеографическим реконструкциям [109, 289 и др.], разрезы внутренних Лигурид представляют собой области палеобассейна, более удаленные от континентального края, нежели разрезы внешних Лигурид. В общей системе тектонических покровов разрезы внутренних Лигурид перекрывают аллохтоны внешних Лигурид, и все вместе они надвинуты на миогеосинклинальные разрезы Умбрии и Тосканы (автохтон и аллохтоны), сложенные мощными толщами доломитов, эвапоритов, известняков, кремнистых микритовых известняков, мергелей с пачками кремней (J—K₁) и флишевыми толщами (K₂—P). Местами они также надвинуты на герцинский фундамент.

Полный разрез офиолитового комплекса внутренних Лигурид, реконструированный по отдельным участкам в общем эвгеосинклинальном разрезе надгруппы Вара, представлен (снизу вверх):

1) мантийными ультрабазитами; 2) габброидами; 3) брекчиями и базальтовыми лавами с подущенной отдельностью и диабазами; 4) тонкослоистыми красно-зелеными яшмами, радиоляритами, известняками в литературе под названием “кремни Монте-Альпе”; 5) кальпиевскими известняками титона и апта. Выше по разрезу эти серии сменяются мощными терригенными, часто флюидными толщами, формировавшимися в период от позднего мела до раннего миоцена включительно.

Анализируя этот разрез, А.Л. Книппер показал, что излияния базальтов начинались в позднеюрское, возможно, поздне триасовое время. Накоплению яшм предшествовал в предпозднеюрское время размыв (локальный) габбро-ультрабазитового комплекса и диабазов: наблюдаются горизонты брекчий и конгломератов на серпентинитах и диабазах в основании разреза яшм, кремней, а также постепенная смена лав существенно кремнистым разрезом.

Ультраосновные породы внутренних Лигурид изучены в группе массивов Волтри (массив Эрро-Тоббио), внешних Лигурид — в массиве Суверо [346—348, 433]. В группе Волтри ультраосновные массивы общей площадью около 400 км² сложены в основном антигоритовыми серпентинитами с реликтовыми структурами

перидотитов. Серпентиниты содержат линзы эклогитов и эклогитовых метагаббро и реликтовые тела (останцы тектонического покрова?) шпинелевых и плагиоклазсодержащих лерцолитов (массив Эрро-Тоббио). Антигоритовые серпентиниты тектонически подстилаются празинитами (зелеными сланцами по туффитам) и глаукофановыми сланцами с блоками метагаббро в зеленосланцевой фации метаморфизма. Лерцолиты имеют высокое содержание пироксенов (от 30 до 47%) при явном преобладании энстатита (15—35%) над диопсидом (7—20%), иногда содержат плагиоклаз, замещенный вторичными минералами. В лерцолитах проследживаются пакки, небольшие тела полосчатых пород гарцбургитового и дунит-гарцбургитового состава. Редкие пироксенитовые и габбровые жилы пространственно ассоциируют с дунитовыми и гарцбургитовыми телами. Для этого района известны чрезвычайно важные наблюдения. На границе лерцолитов и дунит-гарцбургитовых тел следы высокотемпературных пластических деформаций выражены очень резко, и видно, что согласно с ранними линейно-плоскостными структурами лерцолитов обособляются дунит-гарцбургитовые пропластки, т.е. разделение лерцолита на деплетированные дунит-гарцбургиты и габброидный мобилизат происходило во время высокотемпературных пластических деформаций. При этом протогранулярные первичные структуры лерцолитов сменяются порфирокластическими или гранобластовыми.

Химический состав лерцолитов массива Эрро-Тоббио и состав их первичных минеральных парагенезисов логично сопоставить с составом ультраосновных пород массива Суверо, представляющего разрез внешних Лигурид; предполагаемые различия палеотектонических условий и времени формирования этих пород для разрезов внутренних и внешних Лигурид, возможно, отражены в составе мантийного вещества. Дж. Пиккардо описывает массив Суверо как олистолит площадью около 3 км², приуроченный к низам флишевого разреза Кайо, датированного меловым—эоценовым временем [433]. Как и в предыдущем массиве, здесь преобладают лерцолиты с небольшими обособлениями гарцбургитов и дунитов, спорадически встречаются скопления диопсидитов и рассеянные шпирь (?) шпинель-плагиоклаз-диопсидового состава. Структурные соотношения пород показывают, что шпинелевые лерцолиты являются наиболее ранними породами: плагиоклазсодержащие шпирь возникают при массовом вязком течении породы, обуславливающим интенсивные пластические деформации "проникающего" (penetrative) типа. Деформированные лерцолиты изучались также [347] в образцах из олистолитовых блоков массивов Айона и Неро, где они ассоциируют с обломками континентальной коры — гранитами, кислыми вулканитами, гнейсами, слюдястыми сланцами и гранулитами. Валовой химический состав лерцолитов Эрро-Тоббио, Суверо, Неро и Монте-Айона почти одинаков и соответствует расчетному составу примитивной мантии [388, 474 и др.]. В то же время следует отметить слабые, но тем не менее существующие различия: лерцолиты внешних Лигурид относительно богаче алюминием, титаном, кальцием и натрием. В работах В. Эрнста, Дж. Пиккардо, Л. Беккалувы подчеркивается, что лерцолиты обеих групп представляют собой мантийный материал, слабо обедненный базальтоидными компонентами и могущий служить исходным веществом для выплавления толеитовых базальтов. С этих позиций лерцолиты разреза внутренних Лигурид деплетированы в несколько большей степени. Состав редкоземельных элементов в лерцолитах Эрро-Тоббио подтверждает это заключение: все образцы обеднены легкими и слабо обогащены тяжелыми редкоземельными элементами относительно хондритового состава. На этом фоне фракционирование редкоземельных элементов в образце Монте-Айона проявлено слабее. В целом же установленная картина фракционирования редкоземельных элементов с большей долей вероятности отражает частичное плавление вещества на ранних стадиях эволюции мантии [353]. Для данного региона Оттонелло с соавторами предполагают низкую степень плавления — менее 5%, считая,

что общий эффект фракционирования РЗЭ зависит также от степени вторичных (поверхностных) изменений лерцолита [427].

Состав минералов представляется более информативным для заключения об истории формирования пород. Так, например, отчетливо установлено, что орто- и клинопироксены лерцолитов массива Эрро-Тоббио беднее Al_2O_3 и TiO_2 в сравнении с теми же породами внешних Лигурид, а хромшпинелид соответственно менее глиноземистый (более хромистый) и более железистый в породах Эрро-Тоббио. При значительных вариациях содержаний окислов, которые мы рассмотрим ниже, наиболее типичны такие значения: в энстатитах лерцолитов Эрро-Тоббио Al_2O_3 — 2,55—3,26%, TiO_2 — 0,15—0,20%; внешних Лигурид — соответственно 4,22—5,83 и 0,18—0,20%; в диопсидах лерцолитов Эрро-Тоббио Al_2O_3 — 5,20—6,60%, TiO_2 — 0,37—0,53%, Na_2O — 0,21—0,29%; внешних Лигурид — соответственно 6,48—7,10, 0,81—0,83% и 0,72—0,90%. Состав хромшпинелидов различается еще более: содержания Cr_2O_3 для первой группы составляют 32—38%, второй — 9—25%. Направленность эволюции состава пироксенов от ядер зерен к их краевым частям и необластам, а также от гарцбургита и лерцолиту та же, что и в рассмотренных уральских массивах: в указанном направлении уменьшается количество окиси алюминия, окиси хрома, иногда окиси титана и повышается магнезиальность пироксенов; в редких случаях в рекристаллизованных зернах отмечено увеличение железистости. Эта застывшая картина обеднения первичных силикатов базальтоидными компонентами отражает установление новых минеральных равновесий, частичных и полных.

Прежде чем перейти к анализу оценки $R-T$ -условий для выделяющихся равновесий, важно отметить некоторые особенности состава рассмотренных минералов. Пониженные количества окиси алюминия, окиси титана и окиси натрия в пироксенах лерцолитов Эрро-Тоббио явно указывают на более высокую степень их истощения в сравнении с породами внешних Лигурид. Однако в первичных пироксенах последних, в том числе и в их ядрах — наиболее "древних" участках, установлены более низкие содержания Cr_2O_3 , нежели в пироксенах более деплетированных лерцолитов Эрро-Тоббио. Учитывая, что направленность в изменении содержаний Cr_2O_3 на ранних стадиях процесса заключается в выносе его из пироксенов, а также принимая во внимание высокоглиноземистый состав хромшпинелида лерцолитов внешних Лигурид, надо признать относительную обедненность хромом изученных фрагментов верхнемантийного вещества этой области. Возможно, это обстоятельство объясняет необычный (весьма глиноземистый) для гарцбургитов состав хромшпинелида массива Суверо (судя по анализам, приводимым Дж. Пиккардо). Определение $P-T$ -условий для конечных стадий установления равновесий проводилось Эрнстом и Пиккардо [347] и использованием $Ca-Mg$ -распределения между орто- и клинопироксеном (температура) и данных по устойчивости субсолидусной ассоциации оливин+ортопироксен+клинопироксен+глиноземистая шпинель (давление). Получены следующие цифры: в лерцолитах внутренних Лигурид равновесие устанавливалось при $T = 1150 \pm 50^\circ C$, $P = 16 \pm 6$ кбар, в лерцолитах внешних Лигурид — при $1000 \pm 50^\circ C$ и 14 ± 6 кбар. Принятый метод определения давления для данной ассоциации, который можно назвать полуколичественным, несомненно более приемлем, нежели определение давления по количеству Al_2O_3 в пироксенах. С учетом влияния Cr_2O_3 , расширяющего поле устойчивости шпинели [424] в каждом конкретном случае интервал давления окажется еще большим. Судя по появлению плагиоклаза в этих породах, оценка давления должна быть сдвинута в сторону его понижения. Коррекция абсолютных значений давления не затрагивает главного вывода, сделанного В. Эрнстом и Дж. Пиккардо: фрагменты верхнемантийных лерцолитов внешних Лигурид выводились в кору океанического типа более холодными и с меньших глубин, чем лерцолиты внутренних Лигурид. К этому выводу можно добавить еще один: состав

мантийных фрагментов этих областей отражает существование вещественной неоднородности мантии: еще до начала ранних из установленных реакций частичного плавления (дифференциации) лерцолиты внешних Лигурид, вовлеченные в процесс океанического корообразования, были обеднены хромом.

Габброидные (перидотит-габбровые) серии наиболее полно изучены в массивах Бракко, относимых к разрезам внешних Лигурид, и массивах Волтри [289, 298 и др.]. Контакты между габброидами и лерцолитами, аполерцолитовыми серпентинитами тектонические, и только в группе Волтри описаны редкие случаи магматических контактов мелких тел габбро и долеритовых даек с серпентинизированными лерцолитами. В том же массиве Волтри фрагменты габброидов присутствуют в подошве тектонической пластины серпентинитов и в ее кровле. Самый мощный (450 м), слабо метаморфизованный лишь в зеленосланцевой фации, разрез габброидов в массивах Бракко представлен: 1) плагиоклазсодержащими дунитами и верлитами; 2) магнезиальными габброидами, в основном троктолитами, оливиновым габбро, клинопироксеновым габбро и редко габбро-норитами; 3) железистыми габброидами, в основном феррогаббро и ферродиоритами с небольшим количеством богатых апатитом ферродиоритов; 4) плагиогранитами, в основном кварцевыми диоритами и трондjemитами.

Состав минералов, их соотношения и порядок кристаллизации кумулусных фаз — оливин+хромшпинелид+плагиоклаз — клинопироксен — бедный кальцием пироксен — Fe—Ti-окислы и апатит — рассматриваются всеми исследователями как результат магматической кристаллизации. Положительная корреляция мафического индекса пород с Fe/Mg- и Na/Ca-отношением в сосуществующих минералах указывает, по мнению Л. Беккалувы, на то, что различные кумулятивные серии кристаллизовались из базальтового расплава различного состава. Это интерпретируется (с учетом Fe/Mg-отношения, существовавшего в жидкости, равновесной с кумулятивным оливином) как последовательное фракционирование оливинового толента с ранней кристаллизацией ультраосновных пород и магнезиального габбро. Соответственно остаточный расплав обогащался железом, титаном, фосфором и обеднялся алюминием и магнием при постоянном в целом количестве кремнезема. Такой типично толентовый тренд кристаллизации базальтового расплава отмечался во многих расслоенных габброидных сериях офиолитовой ассоциации (см. рис. 53). В данном случае остается неясным, было ли "накопление" разреза габброидной серии непрерывным или оно значительно разорвано во времени? Непосредственных первичных соотношений магнезиальных габброидов и феррогаббро не наблюдалось, однако, по моему, есть свидетельства сходных условий кристаллизации этих пород: широко распространенные пегматоидные структуры, характерные и для магнезиальных габбро, так же как и присутствие апатита, отражают активное участие летучих в процессе кристаллизации всего разреза. Представляется вероятным, что при малоглубинной кристаллизации существовали локальные, сравнительно коротко живущие очаги расплава, поставлявшие вещество с небольшими во времени перерывами. Об этом же свидетельствует и незначительная мощность полного по набору пород — от дунитов до феррогаббро и трондjemитов — разреза Бракко.

Габброиды массива Волтри испытали полифазный метаморфизм. Линзы эклогитизированных габброидов присутствуют в покрове антигритовых серпентинитов, перекрытых лерцолитами Эрро-Тоббио. Эклогитовая минеральная ассоциация сохраняется в ядрах тел, к контактам она сменяется глаукофан- и барруазит-роговообманковой и во внешней оболочке актинолитсодержащей зеленосланцевой [348]. Текстуры и минералогические реликты, химический состав минералов позволили выделить несколько первичных типов пород, по которым развивались метаморфиты: плагиоклазовые дуниты и верлиты, магнезиальные габброиды и феррогаббро, т.е. практически все члены разреза габбро-

идной серии, рассмотренной в группе Бьякко. Время метаморфизма всеми исследователями этого района связывается с началом альпийского орогенеза; в качестве причины высоких давлений указывается погружение сформированной коры под надвигающуюся Африканскую плиту, ограниченную с севера зоной разломов Сестри-Вольтаджо и Инсубрийским.

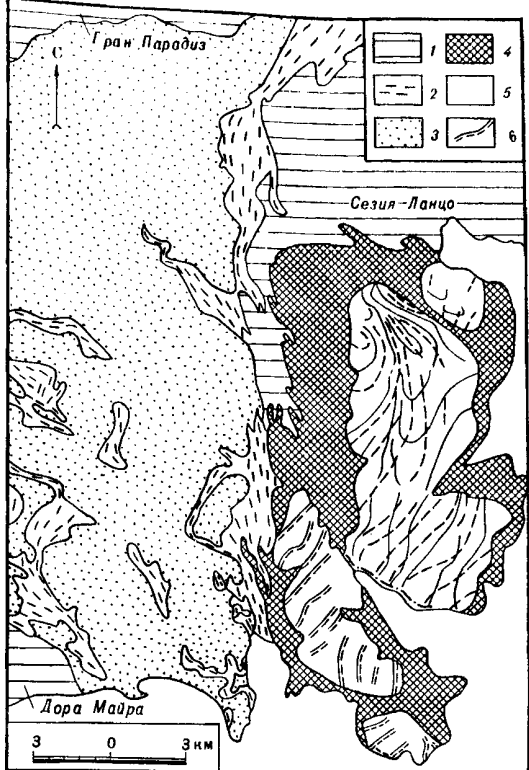
Массив Ланцо после работ Ф. Будье и А. Николя является эталоном структурного картирования и петроструктурного анализа мантийных перидотитов [309, 310, 312, 410, 412]. Он занимает площадь около 150 км² и располагается в предгорьях Альп к западу от Турина. Структура этого района чрезвычайно сложна, и существующие мнения о тектонической позиции массива, прекрасно изученного в структурно-петрографическом отношении, противоречивы [336, 412]. К западу от массива офиолитовые покровы Пьемонтской зоны (покровы Стура ди Виа, Стура д'Ала) тектонически перекрывают породы миеосинклинальной серии Комбен и местами образуют дробное тектоническое чешуйчатое переслаивание с ними. Все вместе они тектонически перекрывают разрезы доальпийского кристаллического цоколя и верхнепалеозойского чехла — на севере это массив Гран-Парадиз, на юге — Дора-Майра (рис. 56). Непосредственно севернее массива Ланцо располагается зона Сезия-Ланцо, где также развиты породы герцинского цоколя, переработанные в альпийском орогенезе. С востока и юга все перечисленные разрезы перекрыты чехлом миоценовых осадков р. По. Зона Сезия-Ланцо с востока отделена от зоны Ивреа линией Канавезе — южным линейментом Инсубрийской линии. Последняя представляет собой важнейший структурный элемент региона — она отделяет кристалликум Инсубрикской (Африканской) плиты, не переработанный альпийским орогенезом, от метаморфизованных в альпийскую эпоху разрезов цоколя Европейской плиты. Над зонами Ивреа, Сезия-Ланцо, лерцолитовым массивом Ланцо и к югу от него установлена положительная гравитационная аномалия [300], которая интерпретируется как мантийный диапир, поднявшийся из-под Инсубрикской плиты вдоль границы сочленения ее с Европейской плитой.

Сжатая характеристика разрезов зон, имеющих отношения к интерпретации тектонического положения массива Ланцо, такова.

В офиолитовых покровах, в их основании, залегают антигритовые серпентиниты и оливин-диопсид-антигритовые сланцы с вторичными оливином и диопсидом, чрезвычайно похожие на некоторые ультраосновные метаморфиты Войкаро-Сыньинского массива. В них сохраняются участки серпентинизированных лерцолитов. Выше располагается метагаббро, нередко с пегматоидными структурами. Среди них выделяются реликты феррогаббро и оливинового магнезиального габбро, а также диафторированные эклогитоподобные породы. Спилитизированные подушечные базальты находятся в тектонических соотношениях с серпентинитами и габброидами. Они метаморфизованы в эклогитовой (омфацит + гранат) и глаукофановой фации и впоследствии в зеленосланцевой. Осадки в верхней части разреза представлены кремнистыми сланцами, часто с пьемонтитом и подчиненным количеством мраморов. Породы серии Комбен представлены слюдисто-карбонатными "блестящими" сланцами состава: кальцит (анкерит) + фенгит ± параганит ± кварц + хлорит и слюдистыми сланцами с прослоями кварцитов. Ж. Десмон отмечает также небольшое количество основных лав и туффов в разрезе [44], который трактуется в целом как осадочный клин, накапливавшийся на северной окраине Пьемонтского океанического бассейна. Состав пород и их структурные соотношения в офиолитовых покровах и покрове зоны Комбен полностью аналогичны таковым в разрезах внутренних Лигурид.

При оценке тектонического положения массива Ланцо, приуроченного к сочленению зон: Пьемонтской с разрезами офиолитов и сланцев Комбен, Сезия-

рис. 56. Структурная схема массива Ланцо [310]
 1 — кристаллические сланцы зоны Сезия-Ланцо и массива Дора Майра. 2 — "блестящие сланцы". 3 — вулканогенно-осадочные породы офиолитовой ассоциации. 4 — серпентиниты. 5 — гарибургиты. 6 — полосчатость и уплощенность минералов в лерцолитах



Ланцо с разрезами амфиболитов, гнейсов, мраморов и Ивреа с мощными расслоенными комплексами габброидного состава, в нижней части разреза которых содержатся тектонические (?) тела мантийных лерцолитов, А. Николя основывался на анализе гравиметрической аномалии в этой области и сопоставлении положения аномально тяжелых (мантийных?) масс с ориентировкой структур высокотемпературного вязкого течения в лерцолитах массива Ланцо. Согласно проведенному кинематическому анализу, структуры течения лерцолитов образованы в поле напряжения с субширотной и субгоризонтально ориентированным сжатием, которое существовало при формировании левостороннего взбросо-сдвига, маркируемого линией Канавезе—Инсубрик. Таким образом, аномалия зоны Ивреа получила вещественное воплощение: ультраосновные массивы этой

зоны — Финеро, Бальмучия, Бальдиссеро, а также массив Ланцо, расположенный на их простирании, — приобрели вид диапира, уходящего корнями в мантию. Предполагается при этом, что шпинелевые лерцолиты зоны Ивреа представляют собой мантийное вещество, испытавшее частичное плавление на больших глубинах (в интервале 10—20 кбар), нежели плагиоклазовые лерцолиты Ланцо [309, 348, 455]. Именно эти массивы, а также лерцолитовые тела Лерц и Рондо послужили эталоном для выделения мантийных ультрабазитов типа "корневых зон" [330]. *Don Tex*

Иная трактовка тектонической позиции массива Ланцо предложена В. Дитрихом, который рассматривает массив как тектонический фрагмент (покров?) офиолитовых разрезов Пьемонтской зоны [336], и она представляется более обоснованной. В современном эрозионном срезе слабо серпентинизированные (10—20%) плагиоклазовые лерцолиты массива Ланцо со всех сторон окружены серпентинитовой каймой, ширина которой достигает 2,5 км. Юго-западный контакт серпентинитов со слюдисто-карбонатными ("блестящими") сланцами формации Комбен явно тектонический. Узкая полоса этих сланцев отделяет офиолитовый покров Стура ди Виа от серпентинитов и севернее — от кристаллических пород зоны Сезия-Ланцо. В сланцах в районе Локаны содержатся мелкие тела плагиоклазовых лерцолитов, аналогичных главному телу Ланцо. А. Николя рассматривает всю полосу сланцев как зону меланжа Вью Локана [412]. К северо-западу серпентиниты перекрывают контакт сланцев Комбен и пород, принадлежащих зоне Сезия-Ланцо, и далее вдоль северного контакта граничат только с этими породами. Линия контакта резко извилистая, фестончатая (см. рис. 56). Рисовка внешнего контура этого массива чрезвычайно

сходна с картированными границами подошвы ультрабазитовых аллохтонов Урала, где нередко прослеживаются зоны серпентинитового меланжа. Основываясь на приведенных соображениях, можно достаточно уверенно предполагать тектоническое перекрытие серпентинизированными лерцолитами пород зоны Сезия-Ланцо и ее контакта со слюдисто-карбонатными сланцами. Это предположение подкрепляется существованием чешуйчато-надвиговой структуры в офиолитовом покрове, расположенном в непосредственной близости (менее сотни метров) от массива Ланцо.

Структурно-петрологические исследования на массиве Ланцо проводились в пределах внутренней части тела, сложенной слабо серпентинизированными породами и разбитой на три блока двумя разломами северо-западного простирания. Вдоль разломов лерцолиты милонитизированы, рассеяны зонами оливин-антигоритовых сланцев (где оливин — вторичный минерал, как и в метаморфитах Войкаро-Сыньинского массива). Жилы габбро, секущие лерцолиты в зонах разлома, родингитизированы и замещаются гранат-глаукофановой ассоциацией. Будинированные, родингитизированные габброиды с глаукофаном присутствуют и в зоне западного контакта северного блока лерцолитов с расщепленными серпентинитами [310], т.е. в его подошве. Зоны метаморфитов с глаукофаном и гранатом такого же северо-западного простирания прослеживаются и в породах рамы — "блестящих" сланцах и комплексах офиолитового покрова. Эти факты еще раз убеждают нас в аллохтонном залегании массива Ланцо и тесной связи тектоно-метаморфической истории этого массива и Пьемонтской зоны. Кроме того, здесь мы видим прекрасный пример локального глаукофан-сланцевого и эклогитоподобного метаморфизма в едином массиве: в непосредственной близости расположены неизменные габбровые дайки и метаморфизованные, с ассоциацией глиноземистый клинопироксен+гранат+глаукофан, что никак нельзя объяснить общим погружением масс при субдукции.

Большая часть массива сложена плагиоклазовыми лерцолитами, в северном, южном и вдоль западного контакта центрального блока широко развиты гарцбургиты и дуниты, насыщенные габбровыми жилами и шлирами. В той форме массива, которая представлена в палеореконструкции до альпийских подвижек по разломам к северо-западу [312], дунит-гарцбургит-габбровая ассоциация слагает в основном его западную и северо-западную часть. Лерцолиты имеют полосчатую текстуру с отчетливыми линейно-плоскостными ориентировками минералов, причем полосчатое распределение минералов рассматривается как слоистость, обусловленная: а) сгущением пироксенов до вебстеритового состава с небольшим количеством оливина, хромшпинелида и плагиоклаза (?), б) сгущением пироксенов и плагиоклазов в зональные слои, где внутренний прослой обогащен плагиоклазом (отвечая по составу "ариежиту" в терминологии Ф. Будье), а внешние — представлены вебстеритами. Мощность прослоев первого типа составляет от 1—5 до 20 см, и распространены они на всем массиве, второго типа — от 5—10 до 40 см, этот тип отсутствует в южном блоке. Хотя общее количество пироксенитовых слоев составляет 1—2% от общего объема массы лерцолитов, состав их весьма характерен и, судя по описаниям, отличен от полосчатости лерцолитов южноуральских массивов: "ариежитовые" прослои в лерцолите явно отвечают по составу меланократовому двупироксеновому габбро (с 12% Al_2O_3), которое имеет с лерцолитом резкие контакты. Слоистость очерчивает крупномасштабные складки, осложненные изоклинальными и открытыми складками более высоких порядков. Уплотненность минералов параллельна осевой плоскости главной складчатой структуры, линейность погружается к юго-юго-западу под углом 45°. Микроструктуры лерцолитов порфирокластовые, переходящие к гранобластовым и милонитовым в линейных зонах. "Ариежитовые" слои имеют гранобластовую и мозаичную струк-

туту. Предпочтительные оптические ориентировки оливины и энстатита сформированы путем внутризернового скольжения по системам $\{010\}$ $\{100\}$ и $\{0kl\}$ $\{100\}$ в оливине и $\{100\}$ $\{001\}$ в энстатите. Скольжение обуславливалось пластическим течением твердого материала, которое происходило с вращением (в системе простого сдвига): линейность ориентирована под некоторым углом к плоскости скольжения. На примере деформационных элементов в структуре лерцолитов Ланцо эффект "вращательного течения" подробнейшим образом рассмотрен А. Николя с соавторами [411]. В частности, получило объяснение хорошо известное на практике несовпадение ориентировки линейности с плоскостной ориентировкой минералов, а также косое эшелонированное расположение уплощенных линзовидных скоплений плагиоклаза (диопсид+плагиоклаз) по отношению к той же уплощенности. Плагиоклазовые линзы и жилки, формирующиеся при течении с вращением (простой сдвиг) и без вращения (чистый) сдвиг, нередко ассоциируют. Таким образом, было показано, что формирование существенно плагиоклазовых и диопсид-плагиоклазовых сегрегаций в лерцолитах Ланцо прямо связано с их пластическими деформациями при вязком течении. Широкое распространение оболочек дунита и гарцбургита, обедненного пироксенами, вокруг плагиоклаз-диопсидовых жил и обособлений в лерцолите, позволило связать движение материала и процесс частичного плавления лерцолита [309, 310]. Одновременно подобное объяснение генезиса таких же диопсид-плагиоклазовых сегрегаций в лерцолитах массивов Греции было предложено М. Мензисом и К. Алленом, которые, однако, в значительно меньшей мере рассматривали структурные (кинематические) стороны процесса [398].

По соотношению габброидов с вмещающими ультрабазитами на массиве Ланцо выделены три стадии частичного плавления: 1) с образованием мелких (доли сантиметра — десятки сантиметров), эшелонированных существенно плагиоклазовых линз, насыщающих лерцолиты и косо расположенных к их плоскостным структурам; 2) с образованием габбровых жил, секущих слоистость и минеральную уплощенность в лерцолитах и окруженных дунитовой (гарцбургитовой) оторочкой — жилы "in situ" или слабо перемещенные; 3) с образованием интрузивных жил андезинового габбро, резко контактирующих с лерцолитами.

Габброидные жилы и шлиры тяготеют к зоне, насыщенной дунитами, и особенно к контакту ее с однородными лерцолитами. Эта картина чрезвычайно похожа на фрагмент разрезов массивов Нурали и Средний Крака, где более четко обособлены дунитовый и гарцбургитовый "горизонты". Большое сходство она имеет, пожалуй, с массивом Нурали, где также преобладают плагиоклазовые лерцолиты и дунит-гарцбургитовая ассоциация переплетена более тесно, чем на массиве Средний Крака. Очевидно, *общая структура разреза*, формирующегося при частичном плавлении в процессе движения, универсальна, т.е. при деплетировании лерцолитов неизбежно происходит образование "горизонтов" (зон) гарцбургитового и дунитового состава, занимающих определенное место в структуре выносимых из мантии масс. Контрастность состава пород перед фронтом сравнительно однородных лерцолитов — насыщенность лерцолитов габбровыми шлирами, жилами с дунитовыми — гарцбургитовыми оболочками — отражает динамику процесса. Сравнительная "незавершенность" строения гарцбургит-дунитового "горизонта" (зоны) на массиве Ланцо также, очевидно, связана с тем, что 1) "замораживание" процесса частичного плавления происходит на разной ступени его развития, 2) наблюдению доступны различные фрагменты деплетлируемых разрезов.

Общий химический состав лерцолитов массива Ланцо характеризует их как слабо истощенное базальтоидными компонентами мантийное вещество [310]. В некоторых выборках средние значения содержаний компонентов [347]

близки составу пиролита. Однако приведенные цифры сильно варьируют, особенно для малых содержаний таких петрогенных элементов, как кальций, алюминий, титан и хром. Так, при среднем содержании CaO 3,87% вариации составляют $\pm 2,11\%$, т.е. почти половину приведенного среднего, Al_2O_3 — $2,73 \pm 1,53\%$, TiO_2 — $0,29 \pm 0,12\%$ (по данным В. Эрнста и Дж. Пиккардо). Ф. Будье приводит другие средние значения окислов по большему числу анализов. Контрастность в распределении элементов четко выступает при сравнении состава пологерцолит—вебстерит—ариежит, где содержание Al_2O_3 меняется соответственно 2,86—6,81—12,03%; CaO — 2,35—8,63—8,96%; TiO_2 — 0,18—0,40—0,35% и Na_2O — 0,20—0,53—0,99%. Кроме такой грубой неоднородности состава, существуют и более мелкие, связанные с присутствием диопсид-плагиоклазовых обособлений. Все вместе делает оценку некоего "среднего" химического состава перцолита весьма ненадежной. В частности, среднее содержание Cr_2O_3 для плагиоклазовых перцолитов Ланцо приводится как 0,26%, в пересчете на безводный состав — 0,27% [310], и как $0,41 \pm 0,10\%$ [347]. В целом же перцолиты массива Ланцо безусловно отличаются повышенными содержаниями окиси титана, окиси натрия и локально — окиси алюминия и кальция. Гарцбургиты и дуниты Ланцо также содержат относительно высокое количество окиси алюминия — 2,29 и 1,03% соответственно, что вызвано, вероятно, присутствием плагиоклаза. Составы плагиоклазовых перцолитов Ланцо и внешних Лигурид очень близки, в том числе и по высокому количеству Na_2O — 0,20% (Ланцо) и 0,18% (внешние Лигуриды).

Особенности общего химического состава пород видны и в вариациях состава минералов — оливина, энстатита, диопсида, хромшпинелида и плагиоклаза. Здесь в первую очередь следует отметить широкий интервал колебаний железистости оливина в перцолитах — от 8,5 до 10,8, относительно высокие содержания TiO_2 и Al_2O_3 при высоких содержаниях Cr_2O_3 в энстатитах и диопсидах и высокую глиноземистость акцессорного хромшпинелида в перцолитах. Содержание TiO_2 в диопсиде с ламеллями энстатита достигает 0,56%, Na_2O — 0,46%. В энстатите с диопсидовыми ламеллями количество TiO_2 поднимается до 0,22%, причем диопсид в ламеллях содержит 0,72% TiO_2 и 78% Na_2O . Так же как и в перцолитах южноуральских массивов, глиноземистость хромшпинелида понижается, а хромистость и железистость возрастают в плагиоклазосодержащих разновидностях в сравнении с бесплагиоклазовыми. В прослоях вебстеритов состав всех минералов практически не отличается от их состава в плагиоклазовых перцолитах, включая и хромшпинелид, но ариежиты (также в прослоях) резко выделяются более высокой железистостью всех силикатов, еще более высоким содержанием окиси титана в пироксенах (аналогично составам габбрового парагенезиса) и составом шпинелида, представленным хромовым плеонастом. Плагиоклаз ариежитов более натровый в сравнении с перцолитами — $An_{73,6-76,7}$ против $An_{82,3-85,2}$. В комплексе эти данные позволяют Ф. Будье рассматривать ариежиты как продукты эволюции вебстерита при его частичном плавлении (сопровождаям твердофазной диффузией?) при подъеме мантийных перцолитов в кору. Габбровые жилы с дунитовыми оторочками, секущие слоистость перцолит—вебстерит—ариежит, формировались на более высоком гипсометрическом уровне, и общий интервал глубин, где проходили процессы частичного плавления, оценивается Ф. Будье в 15—20 км при общем давлении менее 5 кбар. Очевидно, в массиве Ланцо сохранились и более высокобарические парагенезисы шпинелевых перцолитов, уравновешенные при $P \leq 12$ кбар и $T = 1000^\circ\text{C}$, так же как и в перцолитах внешних Лигурид [348]. Петрологическое сравнение перцолитов массива Ланцо и Лигурид показало большое сходство их со слабо деплетированными породами внешних Лигурид, хотя метаморфическая история массива аналогична истории габбро-ультрабазитовых комплексов офиолитов

внутренних Лигурид. В целом лерцолиты массива Ланцо максимально (из всех рассмотренных) насыщены габброидными выплавками (мобилизатом), в основном не отделившимися из субстрата. Частичное плавление было многостадийным, прерывистым и зарождалось на разных глубинах, но при этом "горячий" ($\sim 1000^\circ\text{C}$) материал был выведен в кору достаточно быстро — отделения мобилизата в основном объеме тела не произошло. В то же время существование в западной части массива зоны, обогащенной дунитами и гарцбургитами, указывает на мощную локальную дифференциацию лерцолита с перемещением габброидного материала, в чем видится зарождение реститовой гарцбургит-дунитовой зоны.

Заключая описание габбро-ультраосновных комплексов Лигурид и Западных Альп, подчеркнем следующее.

1. Ультраосновные породы и габбро располагаются преимущественно в основании тектонических покровов, сложенных комплексами юрско-меловых вулканогенно-осадочных отложений глубоководных бассейнов Западной части Тетиса. Контакты ультрабазитов и габбро с вмещающими породами, как правило, тектонические. Установлено также трансгрессивное налегание верхнеюрских яшм и базальтов на брекчированные серпентиниты и габбро.

2. Ультраосновные породы представлены в основном лерцолитами шпинеллевыми и плагиоклазосодержащими, структуры которых сформированы при высокотемпературных пластических деформациях, а состав пород и минералов характеризует их как вещество верхней мантии, слабо обедненное базальтоидными компонентами. Лерцолиты внешних Лигурид, принадлежащие разрезам, относительно близким к континентальному краю палеобассейна, истощены в меньшей мере, и окончательные минеральные равновесия в них устанавливались на меньших глубинах, чем в лерцолитах внутренних Лигурид (т.е. они были более "горячими" на относительно небольшой глубине, менее 20—15 км, и выведены довольно быстро). Гарцбургиты и дуниты в подчиненном количестве присутствуют во всех массивах, представляя собой остаточное вещество после удаления базальтоидных компонентов из лерцолита.

3. Габброиды и пироксениты образуют: а) шлиры и жилы в лерцолитах, б) разрезы магматических расслоенных серий, достигающие сотен метров мощности. Шлиры и жилы габбро кристаллизовались из мобилизованного базальтоидного расплава или формировались при дифференциации вещества лерцолитов в процессе их субсолидных деформаций без значительных перемещений мобилизата, часть жил образована, вероятно, при более поздних интрузивных внедрениях. В разрезах полосчатых серий выделяются нижние глубинные горизонты, сложенные магнезиальными габбро с прослоями пироксенитов, верлитов и дунитов, и верхние, представленные феррогаббро и роговообманковым габбро, переходящими к габбро-диоритам. Значительная часть пород кристаллизовалась с толеитовым трендом фракционирования элементов — накоплением железа, титана и фосфора и снижением алюминия и магния при постоянном содержании кремнезема [298].

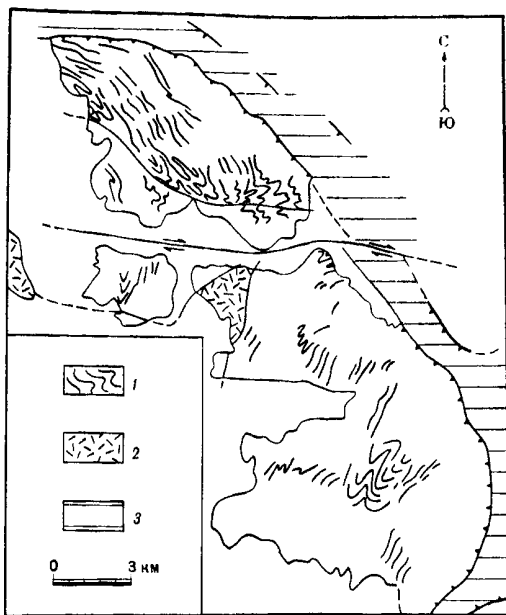
Рассмотренные примеры габбро-ультрабазитовых комплексов офиолитов Лигурид и Западных Альп также показывают, что между мантийными деформированными лерцолитами и гарцбургитами, с одной стороны, и габброидами, кристаллизовавшимися из расплава, — с другой, существует определенное вещественно-кинетическое равновесие: чем слабее деплетированы лерцолиты, тем менее четко разделена относительно маломощная габброидная часть разреза и примитивнее (проще) ее строение. Это равновесие проступает сквозь структурные несогласия и очевидные временные перерывы. Такая связь устанавливается и в строении разрезов массивов восточного Средиземноморья.

Эти массивы входят в состав офиолитовых аллохтонов, где деформированные ("метаморфические") перидотиты и магматические габброиды трансгрессивно или тектонически перекрыты толщами базальтовых (андезито-базальтовых) подушечных лав и радиоляритов юрско-мелового возраста. Массивы Отрис и Вуринос структурно принадлежат Субпелагонийской зоне Эллинид [167], в тектонических покровах которой установлены фрагменты разрезов мезозойской коры океанического типа, с налеганием радиоляритов и известняков с кальпионеллами (J_{3t}) на базальты и андезито-базальты с подушечной отделенностью [109, 308, 403]. В разрезах массива Троодос на о-ве Кипр подушечные лавы перекрываются хемогенными Fe-Mn-отложениями и кремнисто-глинистыми сланцами кампанского яруса [404 и др.]. Разрезы офиолитов этого региона нередко рассматриваются как стратотипические, и литература по его геологическому строению, и особенно петрологии пород, столь обширна (см. [112]), что здесь мы отметим лишь те следствия, которые вытекают из соотношений мантийных перидотитов и габбро.

Мантийные перидотиты во всех трех массивах представлены лерцолитами (на Отрисе и Троодосе — с плагиоклазом), гарцбургитами (иногда с плагиоклазом) и полосчатыми дунит-гарцбургитами. На массивах Вуринос и Троодос преобладают гарцбургиты, полосчатость которых описывает сложные складки течения (рис. 57), на массиве Отрис широко распространены плагиоклазовые лерцолиты, их количественные и мегаструктурные соотношения с гарцбургитами не ясны. Габброидная часть разреза на массиве Вуринос образована циклическими сериями кумулятов общей мощностью около 1,6 км — дунитов, верлитов, вебстеритов, габбро и габбро-норитов [378], — переходящими вверх по разрезу к роговообманковым габбро-диоритам и кварцевым диоритами. На массиве Троодос развиты те же типы пород (магматических кумулятов), которые постепенно сменяются роговообманковыми габбро и гранофирами [112]. Габброиды массива Отрис представлены преимущественно троктолитами, а также анортозитовым габбро и грубозернистым пегматоидным габбро общей мощностью около 1 км [375]. В общей эволюционной истории этих разрезов выделяются два крупных этапа, отвечающих: 1) частичному плавлению в верхней мантии и 2) интрузивным событиям при формировании габброидного комплекса.

1. Частичное плавление лерцолитов массивов Отрис и Троодос рассмотрено М. Мензисом и К. Алленом, которые показали большую степень деплетирования мантийного вещества в массиве Троодос [398]. При этом структурные соотношения между остаточным гарцбургитом (дунитом) и габброидной выплавкой — сегрегациями, жилами — в конкретных обнажениях этих разных массивов совершенно одинаковы, и различие заключается лишь в том, насколько далеко продвинулся процесс, сколько габброидного вещества осталось внутри деформированного перидотита. Варьирующее количество габброидных шлиров, сегрегаций и жил отражает динамику процесса частичного плавления и показывает, что он был прерван относительно быстрее в перидотитах Отриса, нежели в перидотитах Вуриноса и Троодоса. Общее количество шлиров и жил габброидов, а также тел плагиоклазовых лерцолитов и гарцбургитов увеличивается к границе с кумулятивным габброидным разрезом, т.е. здесь наблюдается та же картина, что и в массивах Средний Крак и Нурали на Урале. Как и в уральских разрезах, границы габброидных серий и реститовых дунитов пересекают деформационную полосчатость лерцолитов и гарцбургитов. На массиве Вуринос в реститовых гарцбургитах на границе их с дунит-верлит-пироксенитовой серией развиты многочисленные дунитовые тела, окруженные сеткой более мелких дунитовых жил. Соотно-

1 — полосчатость и плоскостные ориентировки минералов в гарцбургитах, 2 — габбро, 3 — извествяки



шения этих пород были интерпретированы как многофазные до-, син- и постдеформационные интрузивные внедрения магмы в гарцбургиты [361]. Эти представления не подкреплены структурным анализом разреза, а обсуждения химизма пород имеют общий характер, где выбор модели жестко определен только привычной для авторов схемой фракционной кристаллизации расплава на всех уровнях разреза. Однако именно здесь, на этом небольшом участке массива (рассмотрен его тектонически нарушенный фрагмент, где породы обнажены на площади около 5 км²), прекрасно и очень динамично выступает

вторая сторона процесса частичного плавления — формирование реститовой области после отгонки базальтоидного вещества. Реститовые дуниты, насыщающие гарцбургиты, смыкаются с дунитами кумулятивной зоны, кристаллизовавшимися из расплава, и провести границу между ними становится трудно, как это подчеркивал Р. Колман [112]. Задача усложняется из-за обилия хромитовых тел в дунитах, вблизи которых отбирались пробы, поскольку составы оливина и хромшпинелида находятся в прямой зависимости от объемных соотношений этих минералов [171, 218, 220]. Составы сосуществующих минералов характеризуют гарцбургиты как сильно деплетированные породы с высокохромистым акцессорным шпинелидом (Cr_2O_3 —48,5—51,0%) и низкоглиноземистыми, низкохромистыми пироксенами. В отличие от этих пород лерцолиты, а также гарцбургиты массива Отрис содержат глиноземистый акцессорный шпинелид и более глиноземистые и высокохромистые пироксены.

2. Существование циклических серий магматической дунит-верлит-пироксенит-габбровой части разреза массива Вуринос при любой трактовке области его формирования (срединный хребет — по [403, 405, 448]; задуговой бассейн — по [292], островная дуга — по [402, 419]) отражает длительность истории кристаллизации и глубоко прошедшую дифференциацию. На основании Nd/Sr-изотопных соотношений, а также соотношений Hf/Th, Ta/Th и распределения редкоземельных элементов Ж. Нуаре с соавторами делает вывод о том, что кумулятивный разрез и лавы Вуриноса образовывались при фракционной кристаллизации расплава, полученного в результате плавления уже сильно деплетированного материала. Этот вывод можно трактовать как указание на прямую генетическую связь габброидных серий и истощенных дунит-гарцбургитовых масс Вуриноса. Однако структурные соотношения этих крупных единиц разреза до конца не ясны, и история формирования всего комплекса может оказаться более сложной, чем та, что рассматривается сейчас [419, 448 и др.].

Троктолит-габбро-анортозит-габбро-пегматитовый разрез магматической серии массива Отрис имеет более простое строение и меньшую мощность. Развитие его, очевидно, также было многофазным — пегматоидное габбро образует небольшие интрузивные тела в троктолитах. В целом же существующие раз-

личия в составе мантийных перидотитов и магматических ультрабазит-габбровых разрезом массивов Троодос, Вуринос, с одной стороны, и Отрис — с другой, побуждают исследователей искать причину этих различий в структурных обстановках их формирования, опираясь при этом на аналогию в современных структурах океанического ложа и активных периокеанических зон. Учитывая, что геохимические критерии оценки условий формирования пород трактуются далеко не однозначно [318] и не могут быть единственно определяющими в интерпретации палеоструктурных обстановок, представляется важным подчеркнуть наличие переходных типов разрезом мантийных ультрабазитов: от существенно лерцолитовых, насыщенных шлирами габброидного материала (внешние Лигуриды) через лерцолит-гарцбургитовые, более деплетированные (Отрис), до существенно гарцбургитовых и дунит-гарцбургитовых (Вуринос). Различия в составе магматических габброидных серий очевидны лишь для крайних типов разрезом: лерцолитовые сопровождаются маломощными относительно просто построенными сериями, гарцбургитовые — мощными циклическими полифазными ультрабазит-габбровыми сериями. Структурные и петрографические особенности разрезом сопоставляются с различиями в геохимической эволюции продуктов кристаллизации магмы: пород габброидной серии и ассоциирующих с ними вулканитов. Это позволяет в ряде случаев выделять типы разрезом офиолитов: лерцолиты—габброиды—толеитовые базальты и гарцбургиты—габброиды—диабазы—андезиты—базальты. Формирование первого типа относится к области срединно-океанических хребтов, второго — к островным дугам [58, 402, 422 и др.]. Наличие подобной зависимости типа разреза от области его образования обсуждается много лет, и палеорекострукции структурных обстановок формирования даже таких изученных массивов, как Троодос, Вуринос, резко различаются у разных авторов [405].

ОФИОЛИТОВЫЙ ПОКРОВ СЕМАЙЛ (ОМАН)

Гигантский офиолитовый покров, обнаженный вдоль побережья Оманского залива на протяжении около 600 км, является наиболее крупным в альпийском поясе Ближнего Востока. В отличие от офиолитовых покровов Тавра, Анталы, Хатая, Нейриза, Керманшаха, принадлежащих этому же поясу, но чрезвычайно сильно деформированных, "раздавленных", здесь сохранились сравнительно полные слабо нарушенные разрезы, всесторонне и детально изученные в последние годы [423]. Представления о тектонической эволюции региона, суммированные Р. Колманом [329], складывались на основе работ, в которых развивались идеи о существовании в этом регионе в поздне триасовое— меловое время океанического бассейна Тетис. Офиолит-сланцевые разрезы рассматривались как фрагменты коры океанического типа, перемещенные на континентальную окраину при закрытии Тетиса в поздне меловое время [109, 358, 441, 443 и др.]. В противоположность этому Х. Вилсон высказал точку зрения об интрузивном внедрении ультраосновных и габброидных пород в окружающие осадки [473], которая, однако, впоследствии не разрабатывалась: практически всеми исследователями положение офиолитовых разрезом Семайл рассматривается как аллохтонное. В современной структуре офиолиты надвинуты в юго-западном направлении на автохтонный разрез: метаморфические породы фундамента Аравийского континента — амфиболиты и гнейсы, перекрытые песчаниками и доломитами ниже-средне кембрийского возраста, на которые с несогласием налегает мощный разрез карбонатных отложений шельфа (средняя пермь—сеноман). Пермско-сеноманским отложениям автохтона по возрасту соответствуют отложения аллохтонной серии Хавасина — глубоководные крем-

нистые и глинистые сланцы, известняки, которые Р. Колман рассматривает как фации подножия континентального склона и океанического бассейна [112].

Возрастной интервал формирования всего разреза офиолитов оценивается по многочисленным радиологическим датировкам магматических пород и фаунистическим находкам в осадках, переслаивающихся с базальтами. По данным М. Макколлоха с соавторами, использовавших для интерпретации возраста образования пород Sm—Nd-изохрону с определением изотопных отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в мономинеральных фракциях пироксена и плагиоклаза, в районе Ибры (южная часть покрова Семайл) оливиновое габбро имеет возраст кристаллизации 128 ± 20 млн лет, уралитовое габбро из верхних частей разреза того же района (верхнее габбро) — 150 ± 40 млн лет; в северной части покрова возраст кристаллизации оливинового габбро расслоенной серии меньше 100 ± 20 млн лет [395]. Эти числа наряду с данными по узкому интервалу колебаний начального отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 7,5 \div 8,6$ в гарцбургитах, плагиогранитах и базальтах, типичному для океанических комплексов ($\epsilon\text{Nd} = -7,8 \pm 0,3$), интерпретируются как время формирования океанической коры. U—Pb-возраст цирконов из 13 плагиогранитов, отобранных в верхней части разреза, определен в узком интервале — $93,5 - 97,9$ млн лет [463]. Такой же возраст дают биостратиграфические определения: в верхней части разреза подушечных базальтов, венчающих разрез офиолитов, содержатся осадочные прослои с фауной радиолярий, указывающей, что лавы внедрялись в океанические осадки в узком интервале времени — от раннего сеномана до раннего турона [464]. Перемещение же этих разрезов на континентальный край датируется поздним кампаном—ранним маастрихтом [109, 112, 464], т.е. почти сразу вслед за излияниями лав произошла обдукция. Эти данные хорошо согласуются с интерпретацией радиологического возраста метаморфизма в подошве офиолитового покрова: K—Ar-возраст метаморфических минералов и пород из зоны контакта с гарцбургитами определен как сеноман—ранний турон (биотит и мусковит из зеленых сланцев — 85 ± 5 и 87 ± 5 млн лет, бурые роговые обманки из амфиболитов (в том числе в 5 м от контакта с гарцбургитами) — 90 ± 3 и филлиты — $79,5 \pm 3$ млн лет [387]). Судя по этим данным, амфиболитовый метаморфизм следовал сразу за кристаллизацией плагиогранитов не позже, чем через 3—7 млн лет.

Внутреннее строение офиолитов Семайл, рассмотренное Б. Рейнхартом, Р. Колманом, С. Хопсоном, Д. Паллистером, Ф. Будье, Д. Смынгом [441, 374, 429, 313, 460] и другими, в кратком виде может быть охарактеризовано следующим образом. 1. В основании разреза залегают зеленые сланцы и гранатовые амфиболиты. Вверх по разрезу их сменяют: 2. Перидотиты — преимущественно гарцбургиты с деформационными структурами, содержащие тела дунитов; 3. Расслоенная габброидная серия, включающая дуниты, верлиты, вебстериты, клинопироксеновое габбро и редко габбро-нориты; 4. Массивное изотропное роговообманково-клинопироксеновое габбро, нередко пегматоидное, феррогаббро, переходящее к роговообманковым диоритам; 5. Диабазовые дайки; 6. Вулканыты.

Гарцбургиты и габброидная расслоенная серия изучены на двух участках гигантского покрова; в южной части, в районе Ибры—Джабаль-Димха на площади примерно 30×30 км, где структурное картирование и петрологические исследования проводились Ф. Будье, Р. Колманом, Дж. Паллистером и К. Хопсоном, и в северной части, в районе Рагми, на площади 30×60 км, где Дж. Смынг изучал в основном петрологию расслоенных серий. Как подчеркивал Р. Колман, габбро-ультрабазитовые комплексы образуют обособленные пластообразные тела, "внутренняя структура которых позволяет говорить об их независимости в период тектонической локализации" [112,

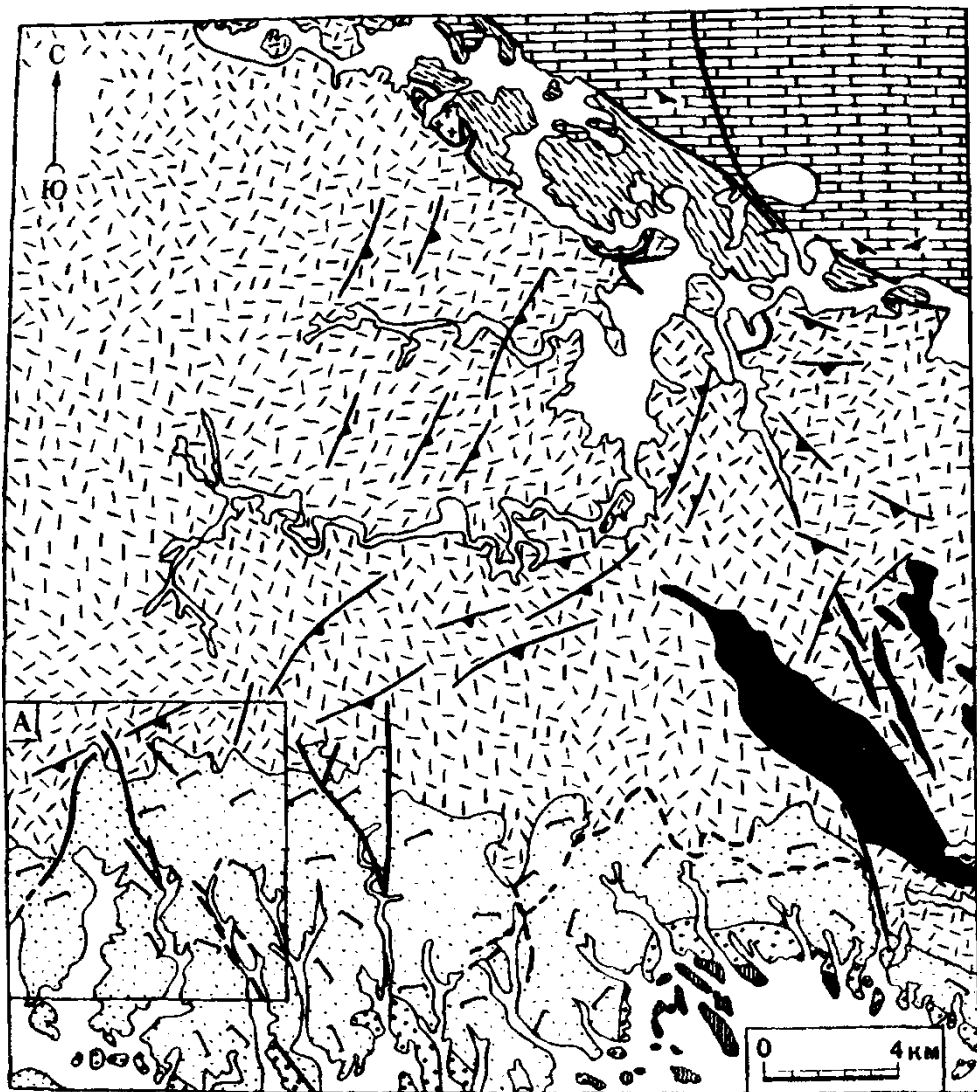
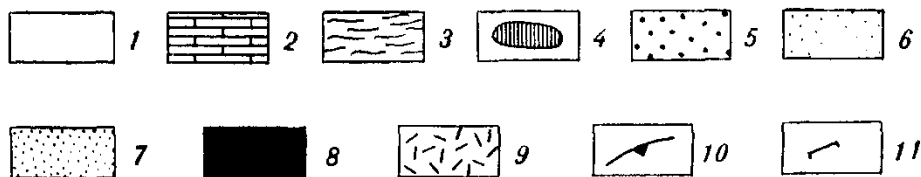
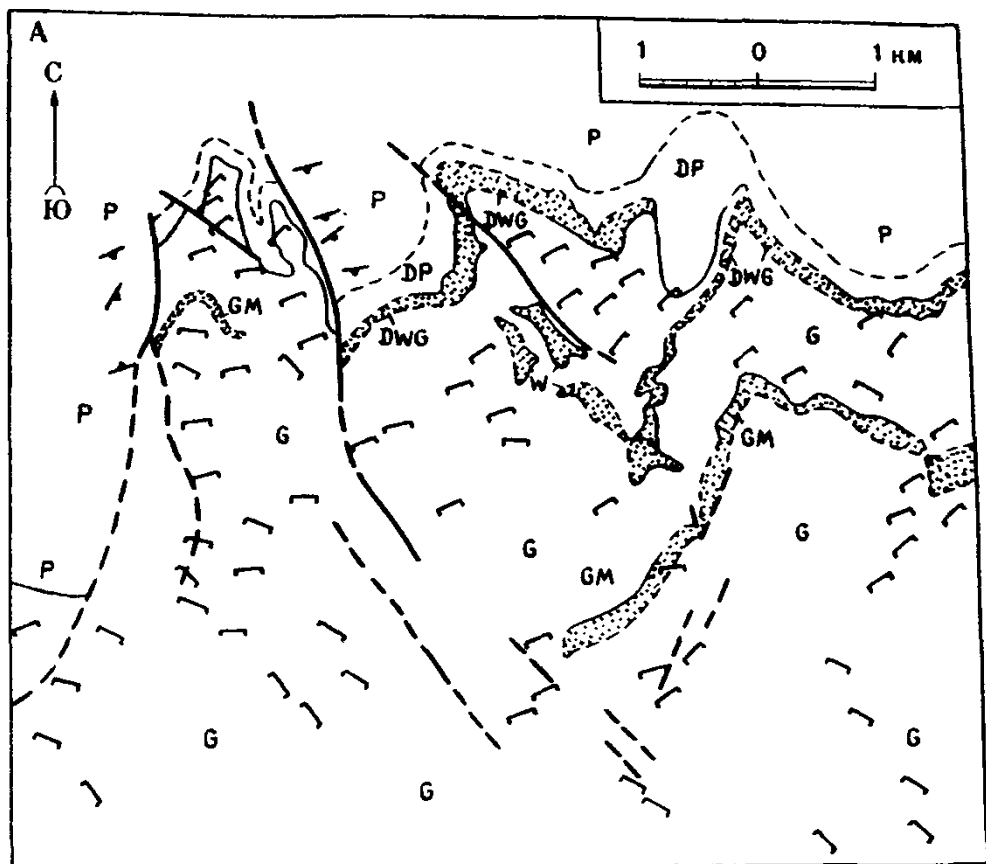


Рис. 58. Фрагмент геологической карты юго-восточной части Оманских гор [374] (на врезке А — строение пограничной области гарибургит-габбро [429])

1 — четвертичные отложения; 2 — шельфовые карбонатные фации автохтона; 3 — покров Хавасина; 4 — дайковый комплекс; 5 — габбро, частично диорит верхнего уровня; 6 — слоистые оливин-клинопироксеновые габбро с дунитами и верлитами



в основании (на рис. А-С); 7 — переслаивание дунитов, верлитов, клинопироксенитов, троктолитов (на рис. А-С-СМ и DWG, последнее — с большим количеством дунитов); 8 — дуниты; 9 — гарцбургиты (на рис. А-С и DP — гарцбургиты, насыщенные дунитовыми жилами); 10 — залегание полосчатости гарцбургитов; 11 — залегание кумулятивной слоистости в габбро

с. 215]. Таким образом, рассматривая полный разрез гарцбургитов и габброидов в районе Ибры—Джабаль-Димха мы должны иметь в виду, что здесь обсуждается тело с автономной структурой, и, следовательно, в других телах строение разреза может существенно меняться по простиранию покрова, что мы и увидим при сравнении разрезов Ибры и Рагми.

В южной части покрова в пределах изученной площади гарцбургиты и габброиды слагают единый мощный разрез с пологим (35°) южным падением контактов: гарцбургит—серия Хавасина и гарцбургит—габбро. В подошве гарцбургитов прослеживается прерывистая зона рассланцованных, пльчатых гранатовых амфиболитов мощностью не более 1 м, однако мощность явно сокращена вследствие тектонических подвижек, происходивших после формирования метаморфитов. — блоки аналогичных гранатовых амфиболитов присутствуют и в меланже. Рассланцевание и милонитизация охватили также первые сотни метров от подошвы гарцбургитов вверх по разрезу. Мантийные перидотиты представлены в основном гарцбургитами. Ф. Будье, Р. Колман и Дж. Смиунг описывают только эти породы, однако М. Браун подчеркивает присутствие лерцолитов в подчиненном количестве среди гарцбургитов и вариации состава аксессуарного хромшпинелида и энстатита по разрезу [316]. Общая мощность существенно гарцбургитового разреза составляет 9—12 км, и во всем этом огромном массиве прослеживается линейно-плоскостная ориентировка минералов и совпадающая с ней полосчатая текстура, обусловленная сгущением ортопироксенов. Дунитовые тела в системе уплотненности и ортопироксеновой полосчатости насыщают гарцбургиты в нижней части разреза, в основном же они составляют не более 5% его объема. Пироксеновая и дунитовая полосчатость очерчивает мелкие изоклинальные складки, осевые плоскости которых субпараллельны уплотненности, хромшпинелевая агрегатная линейность ориентирована вдоль шарниров складок. Образование линейности, уплотненности и полосчатости гарцбургитов связывается с их высокотемпературными ($\sim 950^\circ\text{C}$) пластическими деформациями при низком стрессе (250—375 кбар) и общем давлении 5—10 кбар [313]. Деформации осуществлялись в основном путем внутризернового скольжения. Активными системами в оливине являлись {010} [100] и {0kl} [100].

Фрагменты мегаструктуры гарцбургитового тела картированы как крупные (на расстоянии 5—10 км) дугообразные, флексуообразные изгибы полосчатости и часто совпадающей с ней уплотненности минералов со сменой преобладающих северо-восточных простираний на субширотные (падения — в юго-восточных румбах). Эти структуры и полого залегающая линейность ориентированы с резким несогласием по отношению к границе гарцбургит—габбро (рис. 58). В тех случаях, где авторы [429] выделяют смешанный гарцбургит-дунитовый горизонт на контакте с расслоенной серией (см. рис. 58А), структурное несогласие опускается глубже и прослеживается уже на границе гарцбургитов с этим горизонтом, тогда как полосчатость гарцбургит-дунитов залегает согласно с расслоенностью дунит—верлит—габбро. В гарцбургитах широко развиты жилы, дайки, удлинненно-линзовидные тела дунитов, вебстеритов и габбро, преимущественно круто секущие полосчатость. В нижней части разреза дуниты и пироксениты, как правило, сильно деформированы; будинированные складчатые жилы пересекаются прямолинейными; габбро, появляющееся в разрезе только в 2,5 км выше подошвы гарцбургитов, а также пироксениты в верхней части разреза, часто не несут видимых следов деформаций. Таким образом, устанавливается несколько генераций жил, формирующихся на разных этапах вязкого высокотемпературного течения гарцбургитов, и эта картина типична для мантийных перидотитов в офиолитовых разрезах (массивы Вуринос, Войкаро-Сыньинский). Столь же типичны дунитовые оторочки вдоль контактов габбровых, реже вебстеритовых жил.

Гарцбургиты состоят из оливина For_{90-91} (~ 74%), ортопироксена En_{90-91} (~ 24%), хромшпинелида (~ 2%), незначительной примеси диопсида и характеризуются в целом низкими содержаниями Al_2O_3 —0,87% и CaO —0,91% (среднее из 23 анализов, по данным Ф. Будье и Р. Колмана). Высокая степень деплетирования гарцбургитов устанавливается и по составу энстатитов, резко обедненных окисью алюминия и хрома: Al_2O_3 — 2,90—1,74%, Cr_2O_3 — 0,80—0,62%; диопсид в ламеллях имеет относительно высокие содержания Al_2O_3 — 4,56 и Cr_2O_3 — 1,40%; в хромшпинелиде содержание окиси хрома (38—42%) преобладает над таковым окиси алюминия (25—30%) (данные анализов Дж. Паллистера и К. Холсона). Редкоземельные элементы (РЗЭ) анализированы в трех образцах гарцбургитов и двух — дунитов [430]. Низкий уровень концентрации РЗЭ, V-образная форма кривой распределения РЗЭ с относительным увеличением как тяжелых, так и легких элементов и незначительной отрицательной европиевой аномалией приводят авторов к выводу, что гарцбургиты испытали два этапа частичного плавления и перед последним деплетированием были обеднены легкими РЗЭ относительно тяжелых. Вместе с тем Д. Паллистер и Р. Кнайт полагают, что гарцбургиты не могли продуцировать расплав, из которого кристаллизовались габброиды, поскольку гарцбургиты относительно обогащены легкими РЗЭ, а габброиды обеднены ими, и, следовательно, на массиве (в том числе и в дайках) нет пород, когенетичных гарцбургитам. Авторы этой модели считают ее предварительной, обращая внимание на большую ошибку измерений при очень низких содержаниях РЗЭ и не исключают роль вторичных процессов в перераспределении РЗЭ в перидотитах Семайла [430, с. 2684]. Эти данные и эта модель двухэтапного деплетирования гарцбургитов без сохранения следов мобилизата от какого-либо плавления используются Ф. Будье и Р. Колманом при интерпретации генезиса тел и жил в гарцбургитах: "просачивание" расплава примитивного пикритового толеита сквозь гарцбургит (от глубин более чем 50 км) сопровождалось фракционной кристаллизацией в движущемся потоке, и осаждавшиеся первыми оливин и хромшпинелид формировали дунитовые тела. Далее кристаллизовались вебстериты. Последующая генерация бедной оливином толеитовой магмы на более высоких гипсометрических уровнях приводила к формированию поздних поколений даек верлитов и габбро [313, с. 2591]. Таким образом, гарцбургиты рассматриваются как "застывший", пассивный к моменту формирования жил субстрат, фактически уже не испытывающий дифференциации при субсолидных деформациях, в которых участвовали и жильные образования. Не отрицая безусловной возможности внедрения толеитового расплава в гарцбургиты (что мы рассматривали и на Войкаро-Сырьинском массиве) и не обсуждая сейчас модель в целом, хотелось бы подчеркнуть полноту структурно-петрологических наблюдений, позволяющих предложить и иную интерпретацию соотношений гарцбургит—габбро. К ним относятся: выделение "смешанной" дунит-гарцбургитовой зоны, внутри которой проводится граница между "кумулятами" и тектонитами, т.е., по существу, устанавливается увеличение количества дунитов к границе с расслоенной серией; описание зональных жил с дунитовыми оторочками, шлиров энстатитов с дунитовыми каймами, сегрегаций и неправильных шлиров плагиоклаз-оливин-диопсидовых пород (габбро) в гарцбургитах. В северной части покрова Семайл, в районе Рагми, как выяснено Д. Смяингом, число дунитовых даек в гарцбургитах увеличивается к контакту с габбро, и вблизи контакта дуниты составляют 50% объема тектонитов [460, с. 2646]. При объяснении этих наблюдений мы, так же как Ф. Будье и Р. Колман, исходим из того, что гарцбургиты формируются при частичном плавлении лерцолита. В этом процессе предельным реститом является дунит, и вряд ли есть основания считать, что после двух этапов деплетирования в гарцбургитах практически не сохраняются реститовые

дуниты, а преобладают магматические, кристаллизовавшиеся из чужеродного расплава. Формирование фронта "рестирования" в краю гарцбургитового (лерцолитового) тела происходит с отделением базальтоидного расплава, но, конечно, не обязательно продукты кристаллизации именно этого расплава граничат в современной структуре с гарцбургитами. Образование зональных дунитовых кайм вокруг шлиров и в зальбандах жил также вполне удовлетворительно объясняется дифференциацией вещества на месте или с некоторым перемещением при частичном плавлении. Можно полностью согласиться с тем, что часть жил вебстеритов определено кристаллизовалась из расплава: повышенное содержание TiO_2 (13—0,14%) и Al_2O_3 (3,3—4,6%) отличает их от пород, формирующихся при субсолидусной метаморфической дифференциации.

Габброидные разрезы изучены в офиолитах Семайла наиболее подробно Б. Рейнхартом, Дж. Паллистером, К. Хопсоном, Д. Смяунгом, М. Маккаллохом и подразделены на две крупные структурные единицы: 1) расслоенную серию, включающую дуниты, верлиты, вебстериты, полосчатые клинопироксеновое, клинопироксен-оливиновое габбро и реже габбро-нориты; 2) верхнее габбро, с которым объединено переходное габбро, залегающее между расслоенным и верхним габбро; вся толща представлена изотропным роговообманково-клинопироксеновыми габбро, редко — с оливином, феррогаббро и роговообманковыми диоритами. Породы расслоенной серии имеют полосчатые структуры, что наиболее типично для габброидов, где по простиранию наблюдалась выдержанная мощность полос до сотен метров, а по данным Д. Смяунга, в северном Омане — до 10 км. Полосчатость, интерпретируемая как кумулятивная слоистость, обусловлена количественными вариациями и(или) вариациями зернистости оливина, клинопироксена и плагиоклаза. Мощность полос меняется от нескольких миллиметров до 10 м, часто 2—5 см. Дуниты и верлиты тяготеют к основанию разреза, слагая пачки мощностью от 1 до 400 м и протяженностью по простиранию 2—3 км. Эта стратификация часто нарушается (см. рис. 58), горизонты дунитов, верлитов и вебстеритов в некоторых сечениях разреза прослежены вплоть до верхнего габбро, и, кроме того, верлиты образуют интрузивные тела, круто сгибающие слоистость габбро. При сравнении четырех колонок, представляющих полные разрезы габброидной толщи (от гарцбургитов до дайковой серии) через 2,5—4,5 км (всего на 10 км по простиранию габброидов и контакта гарцбургит—габбро), видно, что даже в генерализованных разрезах на таком коротком расстоянии не выдерживаются ни мощности крупных пачек пород, ни их состав (см. рис. 58). Резкая изменчивость состава габброидного разреза по простиранию установлена и в северной части офиолитового покрова, в районе Рагми [460]. В отличие от района Ибры здесь на отдельных участках широко развиты двупироксеновые габбро (габбро-нориты) и оливиновые вебстериты. Деформации пород в этих разрезах охарактеризованы как незначительные, и тем не менее Дж. Паллистер и К. Хопсон отмечают сложные складки, в которые сматы верлиты—дуниты—габбро вблизи контакта с гарцбургитами, а Д. Смяунг описывает развернутые, удлинено-линзовидные блоки деформированных гарцбургитов, включенные в верлиты и дуниты. Эти факты доказывают существование тектонических высокотемпературных деформаций на границе гарцбургит—расслоенная серия, аналогичных тем, что описаны для Войкаро-Сыньинского массива и офиолитов Бей-оф-Айлендс [141] и во многих других местах.

Верхнее роговообманково-клинопироксеновое габбро интрузирует расслоенное габбро, пересекая слоистость и содержит его блоки [429, с. 2597]. Химизм пород расслоенной серии и верхнего габбро рассмотрен на основе многочисленных анализов сосуществующих минералов по всему разрезу. Как в южной, так и в северной части покрова Семайл в расслоенной серии выделяется несколько

циклических единиц (резко различающихся по мощности и стратиграфическому положению в разрезе), в основании которых располагаются дуниты, далее — верлиты (как правило, с плагиоклазом в количестве менее 10%), меланогаббро (10—25% плагиоклаза) и габбро (> 25% плагиоклаза). Анортитовые слои присутствуют в резко подчиненном количестве. В каждом цикле от дунитов к габбро уменьшается магнезиальность оливина — от For_{90-89} в дунитах к For_{83-73} в верлитах до For_{88-70} в габбро. Окись кальция постоянно присутствует в оливинах всех пород в количестве 0,03—0,1%, снижаются магнезиальность диопсида и количество анортитовой молекулы в плагиоклазе: от An_{94} в дунитах до An_{88-64} в габбро; плагиоклаз в расслоенном габбро незональный, в верхнем изотропном — резко зональный: от An_{85} до An_{87} . Подобные вариации состава объясняются в [429, 460] фракционной кристаллизацией базальтового расплава в комбинации с новыми поступлениями базальтоидной магмы и смешением ее с остаточными порциями: сначала из примитивного расплава кристаллизовались дуниты и верлиты и сразу вслед за фракционированием оливина и хромшпинелида шла кристаллизация по котектике — оливин—клинопироксен—плагиоклаз. Д. Смюинг для объяснения вариаций состава обсуждает две схемы кристаллизации, в одной из которых предпочтение отдается степени частичного плавления субстрата, в другой — процессам фракционирования при варьировании pH_2O , и приходит к выводу, что обе схемы объясняют процесс с одинаковой долей вероятности, т.е. в настоящее время процесс удовлетворительно не моделируется. Состав пород габброидной серии в целом отвечает продуктам кристаллизации расплава, аналогичного толетам срединно-океанических хребтов, с ранним фракционированием оливина и затем клинопироксена (+ортопироксена). К особенностям состава следует отнести высокое содержание окиси титана в клинопироксенах (до 0,91% в расслоенном габбро и до 0,96% в верхнем габбро) и амфиболах (до 3,89% в бурых и 0,87% в зеленых), а также широкое распространение ильменита как в расслоенных, так и в верхних, изотропных габбро. В феррогаббро содержание нормативного магнетита достигает 20%, окиси титана — до 2,51%. Общий состав габброидов и диабазовых даек коррелируется как по содержанию главных пороодообразующих элементов, так и по малым и редкоземельным элементам, что позволяет сделать вывод о когенетичности этих пород [428, 430].

Среди рассмотренных габбро-ультрабазитовых комплексов мезозойских офиолитов Тетиса разрезы Семайла и Вуриноса имеют наибольшее сходство, что отмечал А.Л. Книппер [109]. В свете новых данных эти разрезы сближают высокая степень истощения мантийных перидотитов, представленных в основном гарцбургитами; наличие многочисленных жил дунитов, пироксенитов и габбро разных поколений в гарцбургитах; циклическое строение мощных расслоенных серий габброидов и присутствие относительно поздних интрузий феррогаббро, переходящих в диориты. В обоих случаях разрез венчается мощной дайковой серией диабазов. Вместе с тем есть и заметные различия: по тем данным, которыми мы располагаем, аксессуарные шпинелиды гарцбургитов и дунитов Вуриноса богаче хромом; в составе расслоенной серии Вуриноса широко распространены габбро-нориты и нориты, тогда как в Семайле они сравнительно редки; для габброидов Вуриноса в целом характерен очень широкий интервал вариаций железистости темноцветных минералов и кальциевого плагиоклаза и в них практически отсутствует ильменит, тогда как в габброидах Семайла вариации этих величин незначительны и постоянно присутствует высокотитанистый ильменит. Перечисление сходных черт и различий можно продолжить, но представляется ясным, что нет жестких петрологических и геохимических критериев, позволяющих проводить резкую границу между различными типами лерцолит (гарцбургит)-габбровых комплексов. В то же время на примере мезозойских офиолитовых комплексов Тетиса и палеозойских Урала было показано, что существуют две естественные ассоциации перидотитов и габ-

броидов, различающиеся именно по совокупности признаков, а также переходные между ними типы разрезов. Заканчивая рассмотрение габбро-ультрабазитовых комплексов офиолитов Тетиса, сравним их с аналогичными комплексами Урала.

СРАВНЕНИЕ ГАББРО-УЛЬТРАБАЗИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ТЕТИСА И УРАЛА

В альпийской структуре Тетиса и герцинской Урала габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов находятся в аллохтонном залегании. Лерцолитовые и гарцбургитовые типы этих комплексов присутствуют как в мезозойских разрезах Тетиса, так и в палеозойских Урала. Преобладая в разрезах Тетиса, существенно лерцолитовые массы распределены в пределах складчатых поясов крайне неравномерно. В Альпийском поясе лерцолитовые массивы сосредоточены в Западном Средиземноморье, и в этом же регионе распространены лерцолиты мантийных диапиров, внедренных в континентальную кору (Лерц, Ронда, Бени-Бушера и др.). В офиолитовых разрезах Восточного Средиземноморья лерцолиты развиты в северо-восточных и центральных Динаридах к северо-западу от разлома Скадар-Печ [431], к югу и северо-востоку от него преобладают гарцбургиты, хотя в Эллинидах известны как лерцолитовые, гарцбургит-лерцолитовые, так и гарцбургитовые массивы. В офиолитовых покровах пери-Аравийского пояса, Тавра, Северной Анатолии преобладают гарцбургитовые массивы [383]. В офиолитах Семайла чрезвычайно широко представлены гарцбургиты, известные также в составе офиолитов на Макранском побережье.

На Урале существенно лерцолитовые массивы известны в структурах сочленения Магнитогорского прогиба с Центрально-Уральским и Восточно-Уральским поднятиями, а также в аллохтонах, продвинутых на запад от Центрально-Уральского поднятия. В этих же структурах присутствуют крупные существенно гарцбургитовые массивы, широко распространенные на Южном и Полярном Урале.

Сопоставим общие закономерности строения габбро-перидотитовых массивов мезозойских офиолитов Альпийского пояса и палеозойских Урала, присущие разрезам как лерцолитового, так и гарцбургитового типов.

1. Наиболее древние породы во всех случаях представлены перидотитами со структурами высокотемпературных (1100—900°С) пластических деформаций: линейно-плоскостными ориентировками минералов, полосчатостью, разномасштабным будинажем, а также различными типами мега- и мезоскладок. Линейность в перидотитах всегда ориентирована с крутым угловым несогласием по отношению к границе лерцолит (гарцбургит)—габбро (Семайл, Крака, Нурали на Южном Урале и др.). В лерцолитах (Суверо, Отрис, Нурали и Крака) и в гарцбургитах (Вуринос, Семайл, Войкаро-Сыньинский) установлен ряд парагенезисов минералов с единой направленностью эволюции составов, последовательным снижением количества алюминия, хрома, титана, натрия в пироксенах и ростом хромистости, железистости акцессорного хромшпинелида. Образование новых поколений минералов оливина, энстатита, диопсида, хромшпинелида проходило как на микроуровне, так и в виде сегрегаций, шлиров, жил в лерцолитах (гарцбургитах) и во всех случаях было синхронно высокотемпературным пластическим деформациям. Во всех перечисленных массивах, как в гарцбургитах, так и в лерцолитах, присутствуют также шлиры и жилы габброидного состава (и вебстериты), как правило, нескольких поколений, в том числе и постдеформационные. Количество и состав их варьируют в разных массивах, и это мы рассмотрим ниже. Сейчас же важно подчеркнуть, что они есть как в лерцолитовых массивах (Эрро-Тоббио, Отрис, Нурали), так и в гарцбургитовых (Семайл, Войкаро-Сыньинский).

Везде, где проведено структурно-петрографическое картирование, в лерцолитах или гарцбургитах, вдоль их контакта с магматическими породами расслоенной серии устанавливается горизонт гарцбургит-дунитового состава (гарцбургиты — в реликтах) либо дунитов, представляющий собой зону предельного рестирования перидотитов в краю обособившегося в мантии тела. Эта зона подробно рассмотрена в уральских массивах. Присутствует она как в северном, так и южном теле гарцбургитов покрова Семал, встречается в Вуриносе, описана в Анталы Т. Жюто [383] и, более того даже в массиве Бени-Бушера — фрагменте мантийного диапира, внедрившегося в континентальную кору. Краевая дунитовая (дунит-гарцбургитовая) зона также интерпретируется как деплетированная часть лерцолитового массива [442, с. 238].

2. Полные разрезы габброидной серии, ассоциирующие с мантийными перидотитами в альпийских и уральских офиолитах, включают (снизу вверх): дуниты, верлиты, клинопироксениты (вебстериты), иногда троктолиты, переслаивающиеся друг с другом и габбро; оливиновое, клинопироксеновое и (или) двупироксеновое габбро; роговообманковое, клинопироксен-роговообманковое изотропное габбро и феррогаббро, переходящее в роговообманковые (хварцевые) диориты. Роговообманковые габброиды, как правило, имеют интрузивный контакт с расслоенными габброидами. Отдельные типы пород могут отсутствовать, мощности структурных единиц и их объемные соотношения сильно варьировать, но главное, сохранена генеральная последовательность пород в разрезе: наличие существенно оливиновых в его нижней части и пироксен-плаггиоклазовых в верхней, а также появление относительно поздних роговообманковых габброидов, секущих нижнее габбро, характерны (обязательны) для всех массивов.

Таким образом, основные черты строения, состава и направленность эволюции вещества габбро-ультрабазитовых комплексов, определяющие их принадлежность к офиолитовой ассоциации мезозойского или раннепалеозойского возраста, одинаковы как в разрезах с неистощенным, так и с истощенным мантийным материалом.

Суммируем также различия, существующие в строении и составе пород рассмотренных комплексов.

1. Массивы, относимые к лерцолитовому типу, различаются между собой по степени обеднения пород базальтоидными компонентами. То же относится и к массивам гарцбургитового типа, и в целом выстраивается ряд мантийных перидотитов с разной степенью истощения. Последняя может быть оценена, во-первых, по содержанию CaO , Al_2O_3 , TiO_2 , Na_2O в пироксенах, соотношению хрома и алюминия, магния и железа в шпинелидах; во-вторых, по количеству диопсида и (или) плаггиоклаза в породе; в-третьих, по количеству габброидных (диопсид-плаггиоклазовых) шлиров, линз и жил в породе (преимущественно в лерцолите). По этим характеристикам лерцолиты внешних Лигурид менее деплетированы, чем лерцолиты внутренних Лигурид [238, 433], значительная часть лерцолитов Кракинского и Нуралинского массивов на Южном Урале истощена сильнее, нежели лерцолиты внутренних Лигурид. Следует обратить внимание на дополнение к характеристике "значительная часть лерцолитов", поскольку для Урала показано (см. гл. II), что состав пород, так же как и слагающих их минералов, закономерно меняется по разрезу. Вариации состава мы видим и на диаграммах, характеризующих лерцолиты и гарцбургиты массива Отрис [398]. По возможности также учитывается преобладающий состав пород (минералов) и количество разнообразных габброидных сегрегаций, определенных как образования *in situ* при частичном плавлении перидотита или иным способом его дифференциации. По совокупности этих признаков наименее деплетированы лерцолиты внешних Лигурид и массивы

Данцо, более деплетированы лерцолиты массива Отрис, к которым близки лерцолиты массивов Средний Крака и Нурали. Некоторым отличием уральских лерцолитов является более низкое содержание в них окиси кальция, что заметно и по меньшему в целом количеству диопсида в них, и, возможно, более низкое содержание окиси хрома. Для уверенного обоснования этого утверждения необходимо большее количество данных по составу пироксенов и шпинелидов лерцолитов Отриса. Четко выделяются деплетированные гарцбургитовые массы покрова Семайл, которые сопоставимы по составу минеральных парагенезисов, общему составу пород и структурам с большей частью гарцбургитов Войкаро-Сыньинского массива. На их фоне часть гарцбургитов Троодоса, Отриса и все анализированные гарцбургиты Вуриноса представляют собой наиболее истощенный мантийный материал.

Сравнение структурных соотношений пород внутри мантийных перидотитов показывает: а) для лерцолитовых массивов Лигурид, Эллинид и Южного Урала в равной мере характерны габброидные разномасштабные сегрегации (от агрегатной линейности плагиоклаз+диопсид+хромшпинелид до линз размером в несколько метров), согласные и субсогласные со структурами пластического течения лерцолитов, и гораздо меньше развиты жилы, секущие эти структуры; б) в гарцбургитовых массивах покрова Семайл, Вокаро-Сыньинском чрезвычайно широко распространены секущие пироксенитовые и габброидные жилы нескольких поколений, формирующиеся на протяжении всей истории деформаций перидотитов и в постдеформационный период.

В целом, существующие различия в составе, петроструктурах и структурных соотношениях мантийных перидотитов, на мой взгляд, прежде всего отражают динамику формирования разреза, длительность и интенсивность процесса частичного плавления, проходившего при массовом субсолидусном течении материала в верхней мантии. При подъеме в кору лерцолитовых масс Средиземноморья и Южного Урала их частичное плавление начиналось на меньших глубинах по сравнению с ранним этапом деплетирования вещества гарцбургитовых массивов и относительно быстрее прекращалось (без удаления основной части габброидного мобилизата за пределы лерцолитового тела). Представление о двухэтапном деплетировании гарцбургитов и слабом деплетировании лерцолитов при быстром прекращении в последних этого процесса хорошо согласуется как со структурно-петрологическими, так и с геохимическими данными по распределению редкоземельных элементов в лерцолитах и гарцбургитах.

2. Некоторые различия в составе и структуре разрезов габброидной серии рассмотренных массивов мы отмечали выше: и в Альпийском поясе, и на Урале дунит-верлит-(пироксенит—габбро—норит)-габбровые разрезы имеют меньшую мощность и более простую структуру в ассоциации с лерцолитами, нежели с гарцбургитами. Характеристика мощности довольно условна вследствие сильной тектонической нарушенности многих разрезов. На Урале мы располагаем примером всего двух лерцолитовых массивов, и в обоих случаях полосчатое (расслоенное) габбро выпадает из разреза. Отсутствует в них также типичное феррогаббро. Для габброидов, ассоциирующих с гарцбургитами, можно было бы считать типичным циклическое строение разреза всей серии (Вуринос, Семайл), однако оно описано и на массиве Пиндос (Эллиниды), где мантийные перидотиты представлены плагиоклазовыми лерцолитами и гарцбургитами. На Полярном Урале строение разреза габброидной серии наиболее сложно: с многократными повторениями отдельных пачек пород, включениями — отторженками мантийных гарцбургитов в габбро-норитах, дунитовыми линзами в габбро, окруженными зональными оторочками верлитов и клинопироксенитов, многофазными жилами и, главное, интенсивными высокотемпературными деформациями нижней части разреза и деформациями

в условиях амфиболитовой фации в локальных зонах по всему разрезу. Близкое строение имеет и нижняя часть разреза габброидов (включая по- лосчатую серию) на северных участках покрова Семайл.

Сравнивая габброидные серии Альпийского пояса с уральскими, надо от- метить, что широкое развитие феррогаббро, в том числе и высокотитанистого, обычно в составе офиолитового комплекса Лигурид, Семайла и не типично для Урала. В целом же структура и петрология пород габброидной серии в рассмотренных разрезах более разнообразна и сильнее перекрывается по своим характеристикам в массивах разных типов и регионов, нежели характе- ристики разреза мантийных перидотитов. Этого следует ожидать, поскольку условия кристаллизации в коре более разнообразны, и состав пород контро- лируется как исходным составом магмы, так и степенью его фракционни- рования на пути к месту кристаллизации и направленностью кристаллизации в зависимости от состава и количества летучих. В целом же очевидно более длительная и сложная история формирования разрезов дунит-верлит- пироксенит-габбровой серии, ассоциирующих с гарцбургитами.

3. Метаморфические породы, формирующиеся при ранних перемещениях офиолитов в коре, представлены в основном разнообразными амфиболитами в подошве тектонических покровов. В ряде случаев с ними ассоциируют глаукофановые сланцы и эклогиты. Важно отметить, что они встречаются в ассоциации абсолютно со всеми типами разрезов в разных регионах в Западных Альпах и Лигуридах с габбро-лерцолитовыми комплексами в по- кровах Тавра, Семайла, на Полярном Урале в ассоциации с габбро-гарц- бургитовыми комплексами. Следовательно, их присутствие отражает только метаморфизм "транспортировки", например при обдукции, и не может характе- ризовать определенные структурные обстановки формирования офиолитов (по сле- ме глаукофановые сланцы—зона субдукции—островная дуга).

Сравнение современного тектонического положения различных типов габбро- перидотитовых (перидотитовых) массивов офиолитов, петролого-геохимических, структурных характеристик пород разрезов и различные палинстатические реконструкции, восстанавливающие историю их появления в коре, как правило, не дают однозначного ответа на вопрос, чем различаются тектонические об- становки областей формирования офиолитовых комплексов со слабо депле- тированным (лерцолиты) и сильно деплетированным (гарцбургиты) мантийным материалом. Сложность поставленной задачи в значительной мере обусловлена разновременностью формирования лав, представляющих собой верхний член офиолитовой триады, и габбро-ультрабазитовых комплексов, что неоднократно подчеркивал А.Л. Книппер [107, 109]: структурные соотношения пород в разрезах, как правило, показывают, что мантийные перидотиты были пол- ностью сформированы к тому времени, когда на них накапливались те или иные лавы. Вероятно, только реконструкция предыстории излияния базальтов офио- литовой ассоциации в некоторой степени может показать, какая тектоническая обстановка на поверхности Земли существовала во время процесса частичного плавления в верхней мантии. Причинная связь глубинной эволюции мантийного вещества и образования определенных габбро-ультрабазитовых комплексов с тектоническим развитием палеоструктур, в которых они появляются как члены офиолитового разреза, далеко не всегда очевидна, и это заставляет обра- титься к разрезам океанической коры в современных океанах и активных континентальных окраинах.

УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ И ГАББРО В СОВРЕМЕННЫХ ОКЕАНАХ И КРАЕВЫХ МОРЯХ

Сходство разрезов офиолитов в складчатых областях континентов и коры в современных океанах было установлено сравнительно недавно [109, 175, 176, 328, 404 и др.]. Этому предшествовало сопоставление отдельных серий офиолитов, в основном ультрабазитов и габбро, с породами дна океанов [337, 356, 370, 466]. Сложилось новое направление в исследовании офиолитов, согласно которому их разрезы на континентах представляют собой фрагменты земной коры океанов геологического прошлого, и это позволило, с одной стороны, восстановить палеотектоническую историю обширных областей в складчатых поясах, с другой — проследить в определенной мере эволюцию мантийного вещества при формировании меланократовой коры (океанического типа). Таким образом, появилась возможность анализа глобальных процессов, происходящих в земной коре и верхней мантии. Важной составной частью этого анализа является сравнение глубинных пород — ультрабазитов и габбро океана и офиолитов континентов. Здесь можно выделить две самостоятельные взаимосвязанные задачи: 1) выявление петрографических ассоциаций, принадлежащих конкретным морфолого-тектоническим структурам или областям современного океана и краевых морей и, как следствие, более обоснованное сопоставление их с разными типами палеоокеанических разрезов; 2) установление остаточных деформационных структур и направленности эволюции мантийного вещества в ультрабазитах, а также и степени их деплетирования в различных структурных областях генерации океанической коры.

Ультраосновные породы занимают особое место среди источников информации о процессах, происходящих в верхней мантии. Их появление в разрезе океанической коры прямо связано с подъемом мантийного материала, и только они представляют ту его часть, которая не была полностью расплавлена, а внедрилась в твердопластичном состоянии [330, 417, 445 и др.]. Логично предполагать, что в океанической коре, не затронутой орогенным метаморфизмом и складчатостью, наиболее вероятна сохранность состава и структур, которые отражают динамику глубинной эволюции вещества, предшествовавшей подъему и отделению мантийных масс и сопровождавшей их продвижение в кору. В этом плане сравнение океанических ультрабазитов (перидотитов с остаточными высокотемпературными деформациями) с аналогичными породами в офиолитах континентов представляет несомненный интерес.

Результаты интенсивного изучения магматизма дна океанов и окраинных морей за последние два десятилетия отражены в многочисленных публикациях по отдельным рейсам научно-исследовательских судов, в отчетах по проекту глубоководного бурения судна "Гломар Челленджер", в других публикациях. Основные черты петрологии ультрабазитов и габбро океанов отдельно рассматривались также в [21, 47—53, 96—98, 100, 211, 352, 436 и др.]. Объектом этих исследований были в основном драгированные образцы; поскольку глубоководным бурением ультраосновные породы и габбро вскрыты лишь в двух скважинах — 334 и 395-А на Срединно-Атлантическом хребте, и в 1981 г. серпентиниты подняты на Азорских островах — скв. 558 и 560.

При составлении геологического описания разрезов третьего слоя океанической коры, в состав которой входят все изученные ультрабазиты и габбро, ведущим методом исследования является петрологический, поскольку непосредственное изучение структурных соотношений пород, мега- и мезоструктур

отдельных комплексов нам недоступно. В связи с этим особое значение приобретает полная петрографическая характеристика образцов, способы оценок химического состава пород и их вариаций. Исследуются, по существу, случайные обломки пород различных размеров, в том числе и довольно мелкие (1—5 см), в разной степени измененные низкотемпературным метаморфизмом при взаимодействии с морской водой. В наибольшей степени это относится к серпентинизированным ультраосновным породам, для которых нередко устанавливается зональное строение мелких обломков с оболочкой корок различного минерального состава или полное (почти полное) псевдоморфное замещение породы низкотемпературными серпентинитами и глинистыми минералами. Ниже будут рассмотрены примеры таких преобразований, сейчас же надо сказать, что именно ограничения в выборе объекта заставили особое внимание уделить составам первичных минералов ультрабазитов, а не их общему химизму.

Все сказанное безусловно не снижает значения тех выводов, которые были получены при обобщающих исследованиях, проведенных на основе полного анализа химического состава пород [51, 53, 211], и принятые методы являются их логическим продолжением на более детальном уровне. Высокая информативность анализа первичных минеральных парагенезисов ультрабазитов была показана при изучении офиолитовых разрезов Урала и Тетиса (см. гл. II и III). Очевидно, океанические ультрабазиты не являются исключением и могут быть сопоставлены с аналогичными породами офиолитов континентов на этой основе, в значительной мере исключающей влияние низкотемпературных преобразований.

АТЛАНТИЧЕСКИЙ ОКЕАН

Тип пород	Район опробования	Литературный источник
Лерцолиты шпинелевые	Полигон 45—46° с.ш., скв. 395; разломы Романш, Кайман	[5, 14, 294, 296, 302, 311, 341, 457]
Лерцолиты шпинель-плагноклазовые	Скв. 334; разломы Сан-Паулу, Романш, Вима; скалы Св. Петра и Павла; рифтовая долина 06° с.ш.	[14, 148, 194, 303, 327, 396, 461]
Гарцбургиты	Полигон 45—46° с.ш.; хр. Палмер; разломы Гиббса, Чейн, Романш, Курчатов, Кейн; желоб Пуэрто-Рико	[5, 14, 53, 283, 314, 320, 366]
Дуниты	Полигон 45—46° с.ш.; разлом Романш; рифтовая долина 06° с.ш.; Южно-Сандвичев желоб	[5, 14, 209]
Вебстериты (в том числе плагноклазовые)	Разлом Романш	[193]
Серпентиниты	Полигон 45—46° с.ш.; разломы Вима, Романш, Чейн; хр. Палмер; рифтовая долина 31° 30' и 23° с.ш.; желобы Южно-Сандвичев, Пуэрто-Рико; скв. 558, 560	[53, 90, 150, 209, 303, 314, 451, 454]
Габбро	Хр. Палмер; скв. 334; полигон 45—46° с.ш.; разломы Гиббса, Вима, Романш; Кайманов желоб; рифтовая долина 24° 30' с.ш.; скв. 558, 560	[5, 14, 53, 90, 194, 303, 304, 327, 397, 401, 432, 438, 461, 468]
Норит	Разломы Чейн, Романш; скв. 334	[14, 303, 364, 397, 436, 461]
Габбро-норит	Разломы Гиббса, Романш; хр. Палмер; скв. 334; Кайманов желоб; рифтовая долина 30° с.ш.	[14, 53, 194, 320, 371, 397, 432, 438, 461, 468]

Тип пород	Район опробования	Литературный источник
Оливиновое габбро	Полигон 45—46° с.ш.; хр. Палмер; скв. 334; разломы Чейн, Романш; Кайманов желоб; рифтовая долина 24° 30' с.ш.	[5, 90, 296, 303, 364, 391, 392, 401, 451]
Троктолиты	Скв. 334; разломы 23° с.ш., Кейн; Кайманов трог	[283, 296, 391, 392, 401]
Ti-феррогаббро	Разлом Романш; Кайманов желоб	[194, 341]
Анортозитовое габбро	Хр. Палмер; Кайманов желоб	[90, 432, 438, 451]
Нефелиновое габбро	Разлом Романш	[14, 303, 304]
Кварцевое габбро	Разлом Сан-Паулу	[14]
Роговообманковое габбро	Разлом Романш; скв. 335	[194, 371, 468]
Диориты, кварцевые диориты	Полигон 45—46° с.ш.; разлом Романш	[5, 14, 468]
Амфиболиты	Полигон 45—46° с.ш.; хр. Палмер; разлом Романш; рифтовая долина 06° с.ш.	[5, 13, 14, 90, 150, 304]

Строение океанической коры Срединно-Атлантического хребта интенсивно изучалось в последние десятилетия с применением комплексных геофизических методов, глубоководного бурения и драгирования. В результате значительная часть находок ультрабазитов и габбро приходится на Срединно-Атлантический хребет. Только здесь бурением вскрыты перидотиты и габбро (рис. 59), и на материале этого региона были созданы различные модели строения и эволюции океанической коры [14, 179, 321, 370, 401 и др.].

На океаническом дне ультраосновные породы и габбро обнажаются в любых морфоструктурах, где существуют перепады высот в рельефе: в рифтовых долинах, на глубинах от 3,2 до 4,6 км (экваториальная Атлантика); в трансформных разломах на глубинах от 0,7—1,1 и 1,4—2,7 км (Сан-Паулу, Романш) до 5,7—5,9 и 7,3 км (Романш); в складчато-глыбовых поднятиях типа хребта Палмер, расположенного в 350 км восточнее рифтовой зоны, на глубинах от 3,1 до 5,3 км; на холмистых склонах срединного хребта, в 150 км к западу от рифтовой долины на глубинах 2,3—2,7 км (профиль Гудзон). В скв. 334, 395, 558 и 560 эти породы вскрыты под чехлом осадков и базальтами на глубинах соответственно 2,9; 4,6; 4,3 и 3,8 км [294, 327, 364, 457, 461]. Суммарная мощность перекрывающих осадков и базальтов варьирует от 9,3 (скв. 395) до 520 м (скв. 558), возраст осадков в подошве чехла меняется от позднемиоценового (скв. 334, 395) до раннеолигоценового (скв. 558). Литологические типы осадков, контактирующие (переслаивающиеся) с базальтами или непосредственно с серпентинитами, также разнообразны: от глубоководных илов до известняков. Краткую характеристику условий нахождения ультрабазитов и габбро дополняют сведения о находках серпентинитов в Южно-Сандвичевом желобе на глубине 2,8—5,6 км [209] и желобе Пуэрто-Рико на глубине 6,2—7,6 км [314]. Детально изучен сейчас Карибский регион [325], где в срединном Каймановом поднятии (зоне спрединга) проведено подводное картирование с использованием судна "Алвин" на глубинах 3,6—2,2 км. На склонах долины обнаружены переслаивающиеся габбро, оливиновое габбро, метагаббро с подчиненным количеством троктолитов и ортопироксенового габбро, а также амфиболиты и брекчии [391, 432]. Ранее в Каймановом трогe были драгированы лерцолиты [341].

Таким образом, гипсометрическое положение ультраосновных пород и габбро в рельефе дна современной Атлантики охватывает весь доступный наблю-

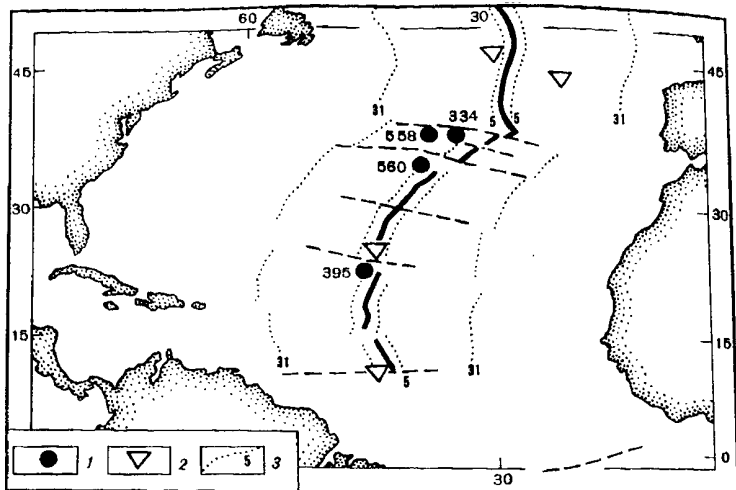


Рис. 59. Положение скважин DSDP, достигших ультраосновных пород и габбро

1 — скважины DSDP; 2 — пункты драгирования ультраосновных пород; 3 — полосовые магнитные аномалии N 5 и 31

дению интервал глубин — около 7 км, а с учетом обнажений на островах (например, на о-ве Св. Петра и Павла) — около 8 км, и уровень их залегания не зависит ни от приуроченности к определенному типу морфоструктур, ни от их расположения по отношению к центральной рифтовой долине (зоне активного спрединга), как это предполагал Э. Бонатти [300]. Последнее утверждение иллюстрируется драгированием на хр. Палмер (350 км от хребта, глубины обнажений перидотитов и габбро 3,1—5,3 км), на профиле Гудзон (150 км от хребта, глубины обнажений 2,3—2,7 км) в рифтовых долинах и сегментах трансформных разломов между смещенными долинами (глубины обнажений 0,7—7,3 км), а также глубинами залегания перидотитов в скважинах, удаленных от осевой рифтовой долины на разные расстояния. Следует особо подчеркнуть, что, занимая различное гипсометрическое положение на океаническом дне, ультрабазиты и габброиды граничат как с осадками разных типов и различного возраста — от олигоцена до современных, так и с базальтами. В трансформных разломах и рифтовых долинах ультрабазиты и габбро часто оказываются на одном уровне с базальтами или даже выше их и очень редко занимают нижнее гипсометрическое положение в разрезе [188, 306]. Из этого материала следует, что существующая картина распределения пород в разрезе коры значительно сложнее той, что предусматривается геофизической моделью для ее второго и третьего сейсмических слоев. Наиболее логично и последовательно она объяснена А.В. Пейс как результат складчато-глыбовых деформаций, особенно интенсивных вблизи осевой зоны хребта [179]. Деформации сопровождались метаморфизмом амфиболитовой и зеленосланцевой фации, охватившим в локальных (линейных) но широко распространенных зонах преимущественно габбро и долериты и в меньшей степени — базальты [5, 14, 90, 235, 401 и др.]. Тектонические движения обусловили также формирование обвальных глыбово-брекчиевых отложений. Так, в скв. 395 обломки габбро (25 см), оливин-плагиоклазового базальта (10 см) и гарцбургитов—лерцолитов (1,3 и 1,2 м) прослаиваются брекчией с карбонатным цементом и обломками тех же пород [294, 457]. На верхней и нижней границах вскрытого интервала серпентинизированных перидотитов последние сильно выветрены и пронизаны карбонатными жилками.

на глубину 5—7 см. Периidotиты, разделенные 20-сантиметровым интервалом брекчий, имеют совершенно различную структуру и подстилаются базальтами через горизонт брекчий. В осадках, перекрывающих перидотиты, встречены обломки, галька базальтов и серпентинитов и песчаный серпентинитовый дестрит. Все это определенно свидетельствует о том, что перидотиты представляют собой обломочные глыбы, подвергавшиеся подводному выветриванию на дне и захороненные впоследствии под толщей базальтов и осадков. Такими же примерами изобилует современный рельеф океанического дна, где с крутых склонов приразломных трогов и рифтовых долин сползают перидотитовые, габбровые блоки и погребаются молодыми лавами и осадками.

По данным ГСЗ, обобщенным Ю.П. Непрочновым, Л.Р. Мерклиным и И.Г. Базовкиной [164], в Атлантическом океане общая мощность земной коры изменяется от 5 до 10 км, из них 1-й сейсмический слой составляет 0,5—2,5 км, 2-й — 0,5—2,0 и 3-й — 4,0—6,0 км. В рифтовой зоне хребта рыхлые осадки практически отсутствуют, и на поверхность выходят породы со скоростями 5,0—5,5 км/с с мощностью от 1—2 до 4,5 км. Ниже располагается слой со скоростью 7,2—7,5 км/с. Рассмотренные прямые наблюдения по положению ультрабазитов и габбро в разрезе океанической коры показывают, что граница между вторым и третьим слоями нечеткая вследствие тектонического перемещения глубинных (в данном случае высокоскоростных) пород на разн^{ые} гипсометрические уровни.

Ультраосновные породы. Со дна Атлантики подняты и изучены разнообразные типы ультрабазитов: хромшпинелевые и хромшпинель-плаггиоклазовые лерцолиты, гарцбургиты, дуниты, вебстериты и серпентиниты. Большая часть находок приурочена к Центральной (в основном экваториальной) Атлантике, где явно преобладают лерцолиты, но присутствуют и другие разновидности пород [14, 148, 193]. Севернее 40° с.ш., на хр. Палмер, профиле Гудзон и разломе Гиббса, преобладают гарцбургиты [5, 90, 366]. Эти же породы встречены в желобах Южно-Сандвичевом [209] и Пуэрто-Рико [314]. В зоне спрединга Карибского моря — Каймановом трого подняты шпинелевые лерцолиты [341].

Породы, как правило, сильно изменены: степень серпентинизации перидотитов составляет 70—80%, достигая 100%. Это видно и по химическим составам пород — количество конституционной воды составляет обычно 11—13%, сорбированной (H_2O^-) — до 3,52%. Высокое содержание сорбированной воды связано с гидратацией пород на океанском дне и появлением глинистых минералов, на что указывал Дж. Канн [90]. Последние стадии низкотемпературного метаморфизма протекают с выносом железа из силикатов, отложением его в виде тонкодисперсного магнетита и последующим окислением. Оливин в ряде случаев замещается оранжево-бурым минералом, который, как предполагают У.Г. Мелсон и Г. Томпсон, также развивается при подводном выветривании [148]. В результате в породе изменяются отношения RO/SiO_2 и соотношения других окислов, отражая аллохимический характер процесса. Эти явления рассмотрены на примере ультрабазитов Тихоокеанского региона; здесь же надо отметить, что подобный метаморфизм обуславливает определенное несоответствие между валовыми химическими составами пород и составами породообразующих минералов. Это касается явно завышенного содержания окиси натрия — до 0,7% (в серпентинизированных бесплаггиоклазовых гарцбургитах), иногда окиси калия — до 0,2%, а также вариаций общей железистости пород, обусловленных неравномерным распределением вторичного магнетита: в ряде случаев общая железистость не коррелируется с железистостью реликтовых оливинов и пироксенов. Большие сложности при оценке общего химизма пород возникают из-за их структурной неоднород-

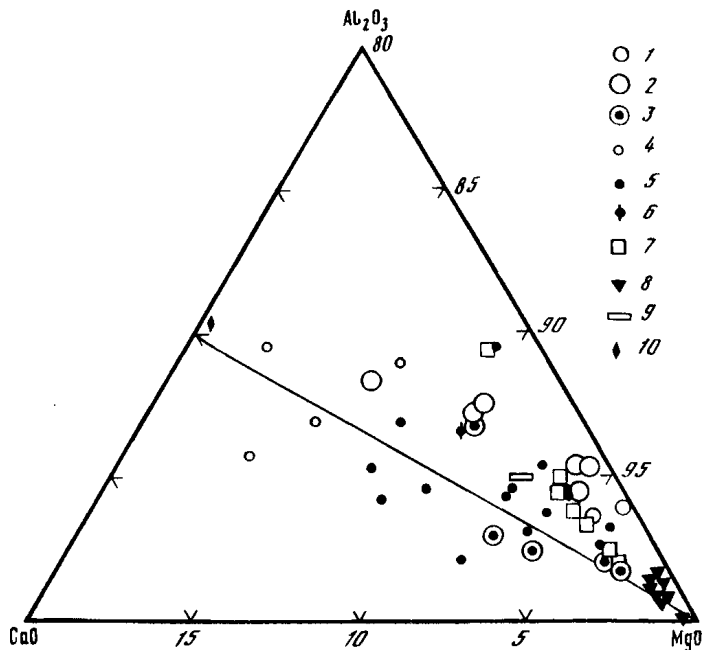


Рис. 60. Состав океанических перидотитов

1—3 — Атлантика: 1 — гарцбургиты, севернее 40° с.ш., 2 — лерцолиты, экваториальная часть, 3 — ска. 395; 4—5 — Индийский океан: 4 — плагиоклазовые лерцолиты, 5 — шпинелевые лерцолиты; 6 — Филиппинское море, разлом Паресе-Вела, шпинелевые лерцолиты; 7 — Восточно-Тихоокеанское поднятие, шпинелевые лерцолиты; 8 — желоба: Марианский, Тонга, Пуэрто-Рико, гарцбургиты; 9 — желоб Яп, вебстериты; 10 — скалы св. Петра и св. Павла, шпинелевые лерцолиты с флогопитом

ности — грубо- и неравномернозернистого полосчатого сложения, описанного Л.В. Дмитриевым [50], У.Г. Мелсоном, Г. Томпсоном [148] и отмечаемого почти всеми исследователями. Тем не менее по комплексным петрографическим и химико-аналитическим данным выделяется группа лерцолитов с содержанием (в пересчете на безводный состав) Al_2O_3 — 2,7—4,7%, CaO = 1,27—2,4% (до 4,48% в плагиоклазовых лерцолитах разлома Романш), TiO_2 — 0,1—0,4%, общей железистостью 10,2—11,5 и группа гарцбургитов, в которых количество Al_2O_3 не превышает 2,3%, составляя обычно 0,5—1,6%, CaO — следы, 0,6%, содержание окиси титана ниже уровня определения, общая железистость 9,5—10,2 (рис. 60).

С наибольшей детальностью изучены относительно слабо серпентинизированные (20—65%) лерцолиты и гарцбургиты скважины 395 [294, 311, 457]. В верхнем метровом интервале (верхний блок) породы имеют гнейсовидную текстуру с четкой линейно-плоскостной ориентировкой минералов. Порфирокласты оливина и энстатита (5—10 мм) окружены мелкими (1 мм) необластами этих же минералов, в крупных оливинах наблюдаются полосы излома и субзерновые структуры, в энстатитах — ламелли и необласты диопсида. В нижнем, также метровом по мощности блоке порода макроскопически массивна, но микро-структуры обладают всеми перечисленными особенностями. Присутствуют порфирокласты частично рекристаллизованного диопсида. По данным Ф. Будье, предпочтительные ориентировки оливина образованы при внутрикристаллическом скольжении по системе (010) [100] при температуре $> 1000^\circ\text{C}$. Плотность дислокаций в оливинах ($5\text{--}10^6/\text{см}^2$) имеет тот же порядок, что и в оливинах лерцолитовых ксенолитов из базальтов.

Составы минералов характеризуются следующим образом. Величина железистости составляет в оливинах 8,7—10,1, в энстатитах — 8,8—10,3, диопсидах — 7,2—9,5, наиболее магнезиальный оливин ассоциирует со шпинелидом.

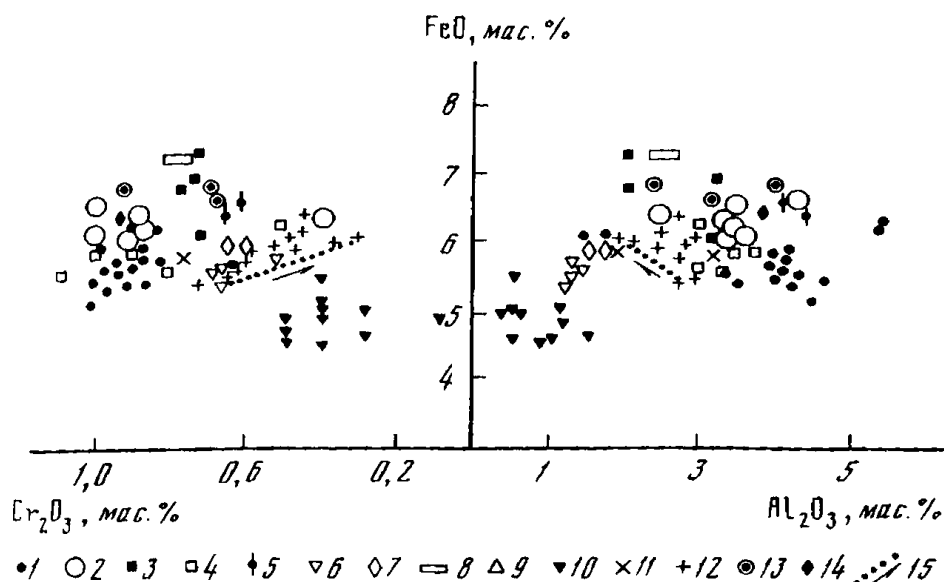


Рис. 61. Соотношение количеств Cr_2O_3 и Al_2O_3 с FeO (FeO — все железо) в энстатитах ультраосновных пород

1 — Индийский океан; 2 — шпинелевые лерцолиты разломов Оуэн, Вима; 3 — Атлантический океан; 4 — шпинелевые лерцолиты скв. 395; 5 — плагиоклазовые лерцолиты скв. 334 и разлома Романш; 6—9 — Тихий океан: 4 — шпинелевые лерцолиты разломов Элтанг и Кларинг; 5 — Филиппинское море: шпинелевые лерцолиты разлома Яп; 6, 7 — Марианский желоб; 6 — гарцбургиты, 7 — плагиоклазовые лерцолиты; 8 — метаморфизованные верлиты, вебстериты желоба Яп; 9 — гарцбургиты желоба Тонга; 10 — Новая Гвинея, гарцбургиты; 11 — Новая Зеландия, гарцбургиты; 12 — Полярный Урал, гарцбургиты, лерцолиты; 13 — Южный Урал, плагиоклазовые лерцолиты; 14 — Северные Апеннины, плагиоклазовые лерцолиты; 15 — направление эволюции состава минералов от ядра зерен к краям или необластам

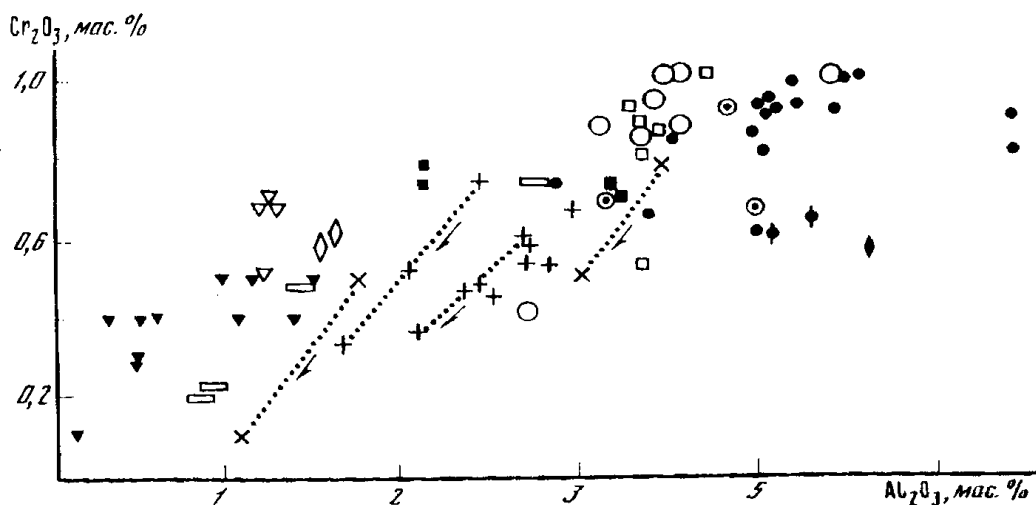


Рис. 62. Соотношение количеств Cr_2O_3 и Al_2O_3 в энстатитах
Усл. обозначения см. на рис. 61

В энстатитах содержание окиси алюминия меняется в пределах 2,47—3,64%, окиси хрома — 0,61—1,06%, в диопсидах соответственно 3,01—4,83% и 0,66—1,56%. Направленность изменений заключается в последовательном уменьшении алюминия, хрома и кальция от ядер крупных зерен к их краям и рекристаллизованным зернам; в этом же направлении снижается железистость энстатитов (рис. 61—63). В диопсидах относительно повышено количество окиси титана — до 0,18% в ядрах крупных зерен, в краях и рекристаллизованных зернах оно уменьшается в 2—3 раза (рис. 64). В крупных диопсидах в сравнении с мелкими его зернами повышено также количество Na_2O до 0,16%. Шпинель представлена магниальным алюмохромитом с содержанием Cr_2O_3 30,8—33,9%, Al_2O_3 — 32,0—34,1%, TiO_2 — 0,04—0,16% (рис. 65). Близкий

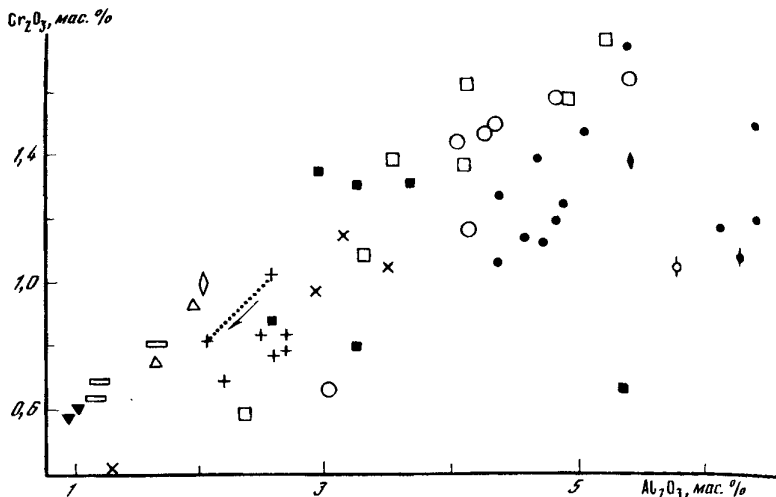


Рис. 63. Соотношение количеств Cr_2O_3 и Al_2O_3 в диопсидах
Усл. обозначения см. на рис. 61

к рассмотренному состав имеют минералы лерцолитов разлома Вима, где также описаны зональные энстатиты с высокоглиноземистым (до 7,3% Al_2O_3) ядром, окруженным зоной с низким содержанием Al_2O_3 , равным таковому в мелких необластах [148], и лерцолиты разлома Романш. В плагиоклазовых разновидностях An_{70-73} составляет 8% объема породы. Ясно видно сходство составов этого парагенезиса и с минералами лерцолитов Лигурид, рассмотренных в предыдущей главе.

Иной состав имеют минералы плагиоклазовых лерцолитов скв. 334, переслаивающихся с троктолитами и габбро (см. рис. 63—65). Эти породы рассматриваются как продукты фракционной кристаллизации толеитовой магмы, и общий габбро-перидотитовый разрез сравнивается с расслоенными комплексами Бушвелда, Стиллуотера [461], Рама [327]. Породы не несут следов высокотемпературных деформаций, вызывающих образование "проникающих" структур, аналогичных наблюдаемым в мантийных лерцолитах. Плагиоклазовые лерцолиты этой скважины содержат наиболее железистые силикаты. Величина железистости в оливинах составляет 11,3—12,4, в энстатитах — 10,5—10,8, в диопсидах — 9,7—10,9. Количество окиси алюминия и окиси хрома в пироксенах понижено по сравнению с пироксенами шпинелевых лерцолитов скв. 395, тогда как содержание окиси титана возрастает почти в 2 раза (см. рис. 64). Акцессорный хромшпинелид более высокохромистый и железистый: Cr_2O_3 — 42,4—43,1%, Al_2O_3 — 21,6—24,6% и TiO_2 — 0,37—0,66, ассоциирует с плагиоклазом An_{85-90} .

Габброиды. Описанию габброидных пород Атлантики посвящены многочисленные работы (см. [352]), поэтому в данном разделе они рассмотрены лишь в той мере, которая необходима для сравнения их с аналогичными породами других океанов и рассмотренных разрезов офиолитов на континентах. В рифтовой долине и разломах встречены разнообразные петрографические разновидности габбро. Широко распространены оливковые габбро и габбро-нориты, довольно часто описывается феррогаббро; нориты и троктолиты составляют незначительный объем драгированных габброидов. Текстуры пород меняются от массивных до полосчатых, с резкой или градиционной магматической полосчатостью (скв. 334). Деформационная полосчатость с развитой уплосченностью, гнейсовидностью встречается реже (Кайманов трог, скв. 334).

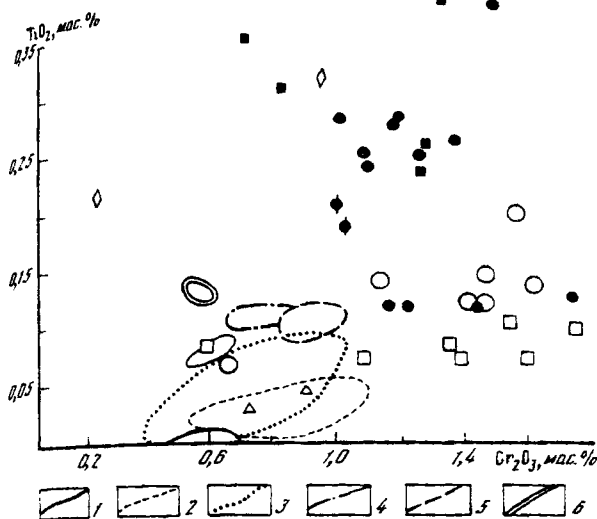


Рис. 64. Соотношение количеств TiO_2 — Cr_2O_3 в пироксеновых перидотитах

Контурные поля составов энстатитов: 1 — гарибургиты Марианского желоба, 2 — лерцолиты ВТП, 3 — шпинелевые лерцолиты Атлантики, 4 — плагиоклазовые лерцолиты Атлантики, 5 — шпинелевые лерцолиты Индийского океана, 6 — плагиоклазовые лерцолиты Марианского желоба

Усл. обозначения составов диопсидов см. на рис. 61

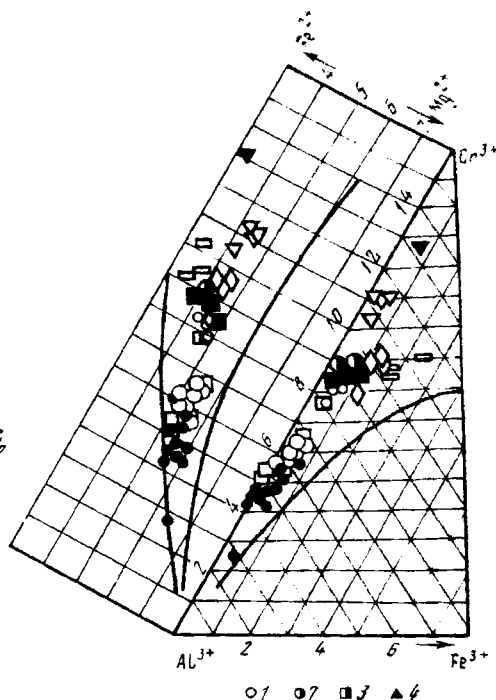


Рис. 65. Составы аксессуарных хромшпинелидов в океанических ультрабазитах

1 — плагиоклазовые лерцолиты. Индийский океан; 2 — гарибургиты северной Атлантики; 3 — плагиоклазовый лерцолит. ВТП; 4 — дунит. желоб Яп

Остальные условные обозначения см. на рис. 61

разлом Атлантик и др.). Структуры габброидов также сильно варьируют: от тонко- до грубозернистых (доли миллиметров—2 см) гипидиоморфных, панидиоморфных, офитовых, субофитовых и пойкилоофитовых.

Количественные соотношения темноцветных и плагиоклазов меняются соответственно петрографическому типу пород, изменчив и порядок кристаллизации. П. Фокс и Дж. Строуп отмечают, что наиболее типичный ряд кристаллизации в габброидах — плагиоклаз — оливин — клинопироксен ± ортопироксен ± магнетит (ильменит), хромит ± роговая обманка. Типичный состав плагиоклазов An_{67-75} (редко An_{85-90}) представляется более натровым, чем плагиоклазы в аналогичных габбро—габбро-норитах континентальных офиолитов. Клинопироксены представлены авгитом или диопсидом. В габбро-норите скв. 334 описан пихонит. Ортопироксены отвечают бронзиту либо гиперстену с железистостью 15—32. В феррогаббро присутствуют титан-авгит, гиперстен-андезин. Низкокальциевый плагиоклаз An_{37-67} описан в ильменитовом норите [436]. Разнообразие рудных аксессуарных минералов в габброидах — от хромшпинелидов до ильменита — отражает, с одной стороны, значительную дифференциацию толеитовой магмы, а с другой — присутствие фрагментов разреза, сформированных на разноглубинных уровнях и разных этапах кристаллизационной истории.

Метаморфические преобразования габброидов, изучавшиеся Дж. Канном, А. Миясиро, Ф. Сидо, М. Юингом, Ф. Малкольмом и другими, наиболее часто выражены актинолитизацией пироксенов, иногда частично замещенных постмагматической зелено-коричневой роговой обманкой. Наряду с этим описан прогрессивный метаморфизм с замещением актинолита зеленой роговой обманкой [90] и образование плагиоклаз-роговообманковых полосчатых пород по

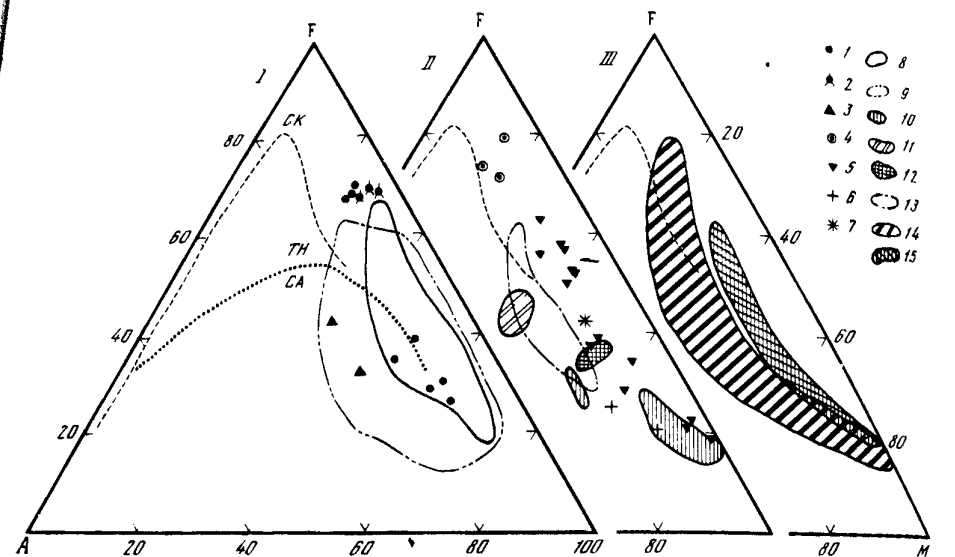


Рис. 66. Составы океанических габброидов

I — габбро Индийского океана; 2 — феррогаббро Атлантики; 3 — нефелиновое габбро Атлантики; 4 — феррогаббро Тихого океана; 5 — габбро желобов западной окраины Тихого океана; 6 — габбро Галапагосского поднятия; 7 — габбро разлома Элтанин

Поля составов: I: 8 — Атлантика, 9 — Карибский бассейн. II, 10—13 — Тихий океан; 10 — поднятие Хесса, 11 — Императорский разлом, 12 — разлом Меррей, 13 — разломы Кларнон и Нова-Кантон. III — сводная диаграмма по Тихому океану (14) и его желобам (15)

клинопироксеновому габбро [14]. Деформационная полосчатость микроструктуры с ярко выраженными следами остаточных высокотемпературных деформаций при вязком течении габбро-норитов и габбро наблюдалась во многих районах Атлантики. Детально рассматривая их в Каймановом трое, Ф. Малкольм оценивает эти деформации как син- и посткристаллизационные, происходившие при общем давлении 0,3—1 кбар путем межзернового скольжения и рекристаллизации. Зоны высокотемпературного течения имеют локальное распространение. С ними, а также вновь образованными зонами, связаны и более низкотемпературные ($T = 500 \div 550^\circ\text{C}$) деформации, сопровождавшиеся интенсивной амфиболизацией пород и переходом их к метагаббро. Этот метаморфизм связывается также с проникновением морской воды в остывающие породы. На конечных стадиях метаморфизма образуются катаклазиты с хлоритом, цеолитами. Участие морской воды, циркулирующей по разломам (трещинным зонам), при тектонических движениях в процессе метаморфизма доказывается изучением изотопного состава кислорода $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в метагаббро Срединно-Атлантического хребта. При коровом метаморфизме в метагаббро понижается в сравнении с неизмененными габброидами и отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ [36, 352].

Таким образом, деформации все время сопровождают становление габбро — от высокотемпературной рекристаллизации и вязкого течения до низкотемпературных хрупких деформаций.

Разнообразие химических составов габброидов описывается толеитовым трендом дифференциации — от магнезиальных габбро и троктолитов до феррогаббро в конце процесса (рис. 66). С феррогаббро ассоциируют жилки аплитов, трондьемитов [352], кварцевых диоритов. Жилу кварцевого диорита в габбро описывает Э. Бонатти с соавторами [14], т.е. налицо сходство

с полной картиной толеитовой дифференциации. Наиболее обогащены Mg, Cr, Ni и обеднены Na, K, Ti, P, Fe, V и Zr габбро-нориты разлома Романш, формирование которых связывается с ранней стадией фракционной кристаллизации расплава [397]. Содержание окиси хрома, никеля и кобальта понижается с ростом степени фракционирования (по мере кристаллизации оливина и хромшпинелида). Учитывая находку нефелиновых габбро в разломе Романш, Э. Бонатти с соавторами выделяют, кроме толеитового, и щелочной тренд дифференциации [14]. Явный сдвиг в сторону составов повышенной щелочности виден и на диаграмме AFM (см. рис. 66) для части габброидов Кайманова трога в Карибском море. П. Фокс и Дж. Струп склонны объяснить вслед за Стейксом повышенную щелочность габброидов метасоматическими процессами. Однако представляется вероятным и присутствие немногочисленных первичных габброидов щелочного состава, судя по высокому содержанию фосфора и титана в некоторых разновидностях. Следует также отметить постоянно высокие содержания TiO_2 в норитах (3—4%) и резко варьирующие (от 0,65 до 7,05%) содержания этого окисла в роговообманковых габбро, где он фиксируется в виде ильменита и(или) титаномагнетита. Существование лейко- и меланократовых разновидностей отражено в вариациях Al_2O_3 от 11,8% в норитах и до 23,7; 26,5% в троктолитах и габбро-анортозитах соответственно. Наиболее типичное содержание этого окисла в габбро — 17—18%. Количество Na_2O довольно постоянно (исключая нефелиновое габбро) и составляет 1,1—2,2%, поднимаясь до 3,2% в роговообманковом габбро, количество K_2O колеблется от 0,03 до 0,14%, поднимаясь до 0,30% в габбро-норите скв. 334. В габбро Кайманова трога среднее количество Na_2O составляет 3,1% [432]. Основываясь на химизме габбро, А. Миасиро, Ф. Сидо, М. Юинг, В. Мелсон, Дж. Томпсон рассматривают эти породы как продукты дифференциации толеитовой магмы при фракционировании в условиях низкого общего давления в стабильной магматической камере. Согласно другим представлениям [421, 446], которые, на мой взгляд, более согласуются с геологическими наблюдениями, кристаллизация габбро осуществляется в магматических камерах, составляющих часть сложной динамической системы, и проходит в условиях стресса при движении материала. Даже сторонники кумулятивного способа дифференциации признают, что настоящие кумулятивные структуры в океанических габбро редки и структурные наблюдения в шлифах часто неоднозначны.

Температура кристаллизации двупироксенового габбро скв. 334 оценена в 1200°С, распад твердого раствора с образованием ламелл — 810°, глубина кристаллизации 8—3 км. Габброиды под центром спрединга в Карибском море (Кайманов трог) предположительно кристаллизовались на глубинах 3,5—1 км [322]. В целом наблюдающиеся вариации химического состава габбро шире, чем вариации химизма базальтов срединно-океанических хребтов, и это многими исследователями объясняется как результат фракционной кристаллизации. Вопрос о комплементарности составов определенных базальтовых толщ и габбро здесь так же сложен, как и в офиолитовых разрезах на континентах.

ИНДИЙСКИЙ ОКЕАН

Тип пород	Район опробования	Литературный источник
Лерцолиты шпинелевые	Хребты Аравийско-Индийский, Западно-Индийский, Родригес, Восточно-Индийский; разломы Оуэн, Вима, Арго, Мария Целеста; Западно-Австралийская котловина	[6, 8, 21, 48, 96, 128, 226—228, 265, 283, 307, 344, 365]

Тип пород	Район опробования	Литературный источник
Лерцолиты шпиль-плагиоклазовые	Хребты Аравийско-Индийский, Западно-Индийский; разломы Оуэн, Вима	[48, 207, 228, 267, 359]
Гарцбургиты	Хребты Аравийско-Индийский, Западно-Индийский, Восточно-Индийский; Западно-Австралийская котловина	[6, 48, 93, 96, 254, 267, 283, 343]
Дуниты	Хребты Аравийско-Индийский, Западно-Индийский	[21, 48, 254, 267, 268]
Ортопироксениты	Разлом Мария Целеста	
Вебстериты (в том числе плагиоклазовые)	Разломы Вима, Мария Целеста; Западно-Австралийская котловина; хр. Восточно-Индийский	[344] [6, 93, 96, 265]
Пироксениты	Желоб Оби; хр. Западно-Австралийский	
Верлиты	Хр. Аравийско-Индийский	[365]
Сerpентиниты	Хребты Аравийско-Индийский, Западно-Индийский	[267] [266, 267, 268, 365, 393]
Хромиты	Хр. Западно-Индийский, 5° ю.ш., 28° ю.ш.; хр. Карлсберг (Аравийско-Индийский)	[48, 254]
Тальк-тремолитовые, тальк-хлоритовые сланцы	Хр. Карлсберг; разлом Витязь	[267, 393]
Габбро	Хребты Аравийско-Индийский, Западно-Индийский; Восточно-Индийский; разломы Оуэн, Чейн; Западно-Австралийская котловина	[48, 93, 96, 317, 344, 365]
Норит	Хр. Аравийско-Индийский, разломы Вима, Арго	[343, 344]
Габбро-норит	Хребты Аравийско-Индийский, Западно-Индийский, Восточно-Индийский; Западно-Австралийская котловина	[6, 47, 93, 96, 267, 268]
Оливиновое габбро	Хр. Аравийско-Индийский; разломы Вима, Арго	[344]
Троктолиты	Западно-Австралийская котловина	[6, 93]
Феррогаббро	Разломы Оуэн, Арго	[344, 359]
Анортозитовое габбро, анортозиты	Разломы Мария Целеста, Вима; хр. Родригес	[265, 344]
Кварцевый монцонит	Разлом Арго	[344]
Диориты, кварцевые диориты	Разлом Арго; хр. Восточно-Индийский	[93, 344]

Интенсивное изучение дна Индийского океана началось в середине 60-х годов при активном участии НИС "Витязь", и первые же драгировки показали широкое распространение ультраосновных пород и габбро в пределах Аравийско-Индийского хребта и его северного сегмента — хр. Карлсберг [46, 47, 254, 259, 266, 267, 319, 365, 393]. Дальнейшие работы также были сосредоточены преимущественно в этом регионе, и, таким образом, Аравийско-Индийский, в меньшей мере Западно-Индийский хребты оказались наиболее изученными в Индийском океане. В восточной его части ультраосновные породы и габбро драгированы в рейсах НИС "Витязь" на склонах Восточно-Индийского хребта и в пределах Западно-Австралийской котловины, что позволило охарактеризовать состав коры в новом типе океанических структур, отличном от срединно-океанических хребтов (их центральных долин и тран-

формных разломов) и глубоководных желобов [6, 93, 96]. При бурении глубоководных скважин в Индийском океане ультраосновные породы и габбро не встречены. В Аравийско-Индийском и Западно-Индийском хребтах преобладающая часть находок ультрабазитов и габбро приурочена к трансформным разломам, на пересечении их с рифтовыми долинами, между смещенными отрезками осевой долины. Редкие находки приурочены к днищу или основанию склона рифтовой долины на расстоянии до 140 км от пересечения ее с разломом (например, к северу от разлома Арго [344]). В одном случае габбро драгировано на южном фланге разлома Оуэн, в 550 км от пересечения разлома с хребтом Карлсберг [317].

Строение разломных зон при всем их разнообразии имеет ряд типичных черт: кулисообразно расположенные впадины-ущелья сопровождаются узкими гребнями или грядами холмов, возвышающимися над абиссалью на 400—600 м. Ширина ущелий в сейсмически активных сегментах разломов по изобате 5500 м составляет 3,5—7,5 км, по изобате 3000 м — 18—28 км [128]. Нередко разломы имеют асимметричное строение с крутым поднятым гребнем вдоль одного из склонов. Например, в разломах Арго, Мария Целеста поднято юго-восточное крыло, в разломе Оуэн — северо-западное. Разница между глубиной ущелья трансформного разлома и бортового гребня достигает 4,1 км (разлом Вима 6,1—2 км). Интервал глубин, откуда драгированы ультрабазиты и габбро, составляет в разломах Вима 6,1—3 км, Арго — 4,3—3,5, Мария Целеста — 4,9—3,4, Витязь — 4,8—3 км, Оуэн — 5,7—2,6, Западно-Индийский хребет — 5,9—4,5 км. Ультраосновные породы нередко обнажены на противоположных склонах приразломных ущелий на разных или одинаковых высотах (разлом Арго). В ущелье разлома Вима серпентинизированные перидотиты, серпентиниты и брекчия с глинисто-серпентиновым цементом полностью слагают его узкое днище. В последнем случае базальты слагают верхнюю часть склонов разломного ущелья, но нередко встречаются и обратные соотношения, когда ультраосновные породы драгированы гипсометрически выше базальтов. Строгих закономерностей в распределении этих пород не выявлено, как и в разломных зонах и рифтовой долине Атлантики. Они встречаются на разных гипсометрических уровнях, независимо от расстояния по разлому до центральной рифтовой долины. Можно лишь отметить, что часто вместе с ультрабазитами драгированы разнообразные габбро.

По данным сейсмических исследований, обобщенных в [164], в рифтовых долинах и разломных ущельях хребтов Индийского океана на поверхность дна выходят породы со скоростями 5,0—5,5 км/с. Подошва этого слоя прослеживается на глубине 1,5—2,5 км от дна; далее располагается слой со скоростями 7,2—7,5 км/с мощностью 6—8 км, глубже залегают породы со скоростью около 9 км/с. Вдоль гребней, прилегающих к ущельям разломов, и в осевой долине обнажены слои со скоростями 6,0—6,7 км/с.

Таким образом, по скоростным характеристикам средняя мощность второго слоя в Аравийско-Индийском, Западно-Индийском хребтах меньше (и меньше ее вариации), чем в Срединно-Атлантическом хребте, где она колеблется от 1,5 до 4,5 км. Ультраосновные породы, габбро и базальты перемежаются здесь в пределах значительного, но меньшего, чем в Атлантике, интервала по вертикали. Судя по тому, что в разломе Вима обломки известняков с фауной фораминифер, в том числе и бентосных, плиоценового возраста (данные С.П. Плетнева) содержат примесь ультраосновной кластики, можно считать, что ранее ультрабазиты размывались, вероятно, на более высоком гипсометрическом уровне. Тектонические перемещения пород в океанической коре на разные ее уровни сопровождалось образованием серпентинитовых и габбро-серпентинитовых брекчий [128], тальк-тремолитовых сланцев, эпидот-кварцевых пород [267, 344], хлорит-эпидот-кварцевых прожилков, зеленых сланцев и метагаббро [393].

Многочисленные возобновления движений по разломам, начиная с позднего мела, рассмотрены на примере разлома Оузн. Этот гигантский разлом протягивается параллельно восточному побережью Сомалийского и Аравийского полуостровов на расстоянии около 3000 км от северной оконечности о-ва Мадагаскар к восточному краю Макранского побережья, представляя собой систему отрезков северо-восточного и субмеридионального простираения. В северной части разлома, известной под названием хребта Меррей, одна из его ветвей (центральная) переходит на континент в районе г. Карачи, где она выражена полосой серпентинитового меланжа позднепалеоценового возраста [355], а западная ветвь подходит к сдвигу Орнач-Нал. Непосредственная пространственная связь океанического разлома, по которому на поверхность дна выведены лерцолиты, габбро, базальты, диабазы и зеленые сланцы, со структурами континентального побережья и горной системы Киртхар-Сулейман, где обнажены офиолитовые комплексы, а также обширный материал по геологии этого района позволили проследить относительно ранние этапы его развития, поэтому останковимся подробнее на его строении.

Резкая расчлененность рельефа в зоне разлома указывает на его тектоническую активность в четвертичное время, что выражено и повышенной сейсмичностью района. Большое число эпицентров землетрясений располагается вдоль разлома между хребтами Карлсберг, Шеба и севернее последнего, концентрируясь вдоль хребта Меррей и на континентальном шельфе. Группы очагов землетрясений протягиваются на континент в зону разлома Орнач-Нал и Чаманского сдвига, а также вдоль Макранского побережья. И в океане, и на шельфе очаги землетрясений приурочены преимущественно к интервалу глубин 20—70 км. Морфологически разлом выражен асимметричной системой хребет—ров: осевая зона представлена эшелонированной цепью впадин, вдоль западного борта которых протягиваются хребты. По простираению скалистые гребни хребтов, поднятых над абиссальной океанической равниной на 1600–2000 м, сменяются грядами холмов с крутыми юго-восточными и пологими северо-западными склонами. Асимметрия в строении разлома сохраняется почти на всем его протяжении. Наиболее отчетливо она выражена во впадине Уитли глубиной 5803 м, где ширина рва у дна местами составляет всего 2—4 км. Западный борт впадины поднят над ее дном на 3000 м, крутизна склонов достигает 30°, восточный, более пологий, поднят над дном рва на 1200—1500 м и отделен от абиссальной равнины пологим валом высотой 600—800 м.

В западном борту впадины Уитли ультраосновные породы драгированы в разных интервалах глубин — от 5700 до 2640 м [8, 226, 307], в восточном — фундамент перекрыт 400-метровой толщей глубоководных осадков. В 1300 км южнее впадины Уитли фундамент восточного опущенного крыла разлома вскрыт скв. 235 — оливин-плагиоклазовые толеитовые базальты [338], перекрытые красно-коричневыми глинами позднемелового возраста. В западном крыле разлома, севернее впадины Уитли, в скв. 223 и 224 породы фундамента представлены трахибазальтами и лампрофирами, перекрытыми осадками третичного (начиная с палеоцена—раннего эоцена) и четвертичного возраста. Южнее хр. Шеба драгированы базальты, долериты, метабиты и на самом южном фланге — габбро, возраст которого датируется поздним мелом (89,6 млн лет по [317]).

Анализ разрезов скважин и реконструкция событий на Аравийском, Азиатском побережье и в Аденском заливе показывают, что интенсивные движения по разлому происходили: 1) в позднемеловое—палеоценовое время, когда он ограничивал область спрединга хр. Карлсберг [394]; 2) на границе палеоцена—эоцена (54—52 млн лет), когда по северному сегменту разлома в области современного континента происходило сближение Индии и Евразии; 3) с эоцена по поздний миоцен, когда происходила перестройка ориентировки магнитных

аномалий (между 5-й и 20-й) в северо-западной части Индийского океана и на Макаранском побережье формировался флиш. Резкие дифференциальные поднятия океанического дна к западу от разлома Оуэн происходили в раннемиоценовое время одновременно с началом раскрытия Аденского залива. Таким образом, устанавливается длительная история развития разломной зоны, по которой на поверхность выведены разновозрастные ультрабазиты, габбро, базальты. Начало тектонического выведения лерцолитов Уитли в океаническую кору относится, наиболее вероятно, к раннему миоцену.

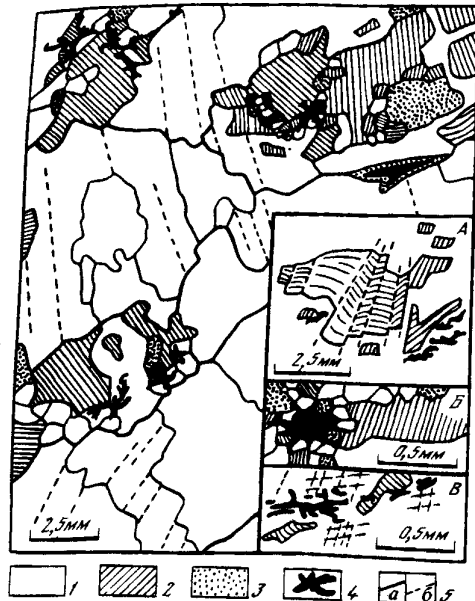
Ультраосновные породы. Среди драгированных ультрабазитов преобладают лерцолиты — шпинелевые и шпинель-плагиоклазовые, в меньшей мере распространенные гарцбургиты. Л.В. Дмитриев считал гарцбургиты ("включая "диопсидовые гарцбургиты") более распространенными породами (60% из выборки 100 образцов) [48] или развитыми примерно одинаково с лерцолитами [52]. Более поздние драгировки в разломах Аравийско-Индийского и Западно-Индийского хребтов, давшие для исследований большой объем материала, позволяют уверенно говорить о преобладании лерцолитов [226, 228, 265, 283, 307, 344]. Среди других разновидностей ультрабазитов сравнительно часты находки вебстеритов, в редких случаях порода определяется как дунит и еще реже (но более определенно) — как ортопироксенит, клинопироксенит и верлит. Распространены также полностью серпентинизированные породы, первичный состав которых не восстанавливается. При двух драгировках встречены мелкие обломки массивных хромитов [47, 254].

Лерцолиты хребтов Шеба, Аравийско-Индийского (включая хр. Карлсберг), Западно-Индийского часто имеют неравномерно-зернистые, порфиорокластические, протокатакlastические структуры и линзовидно-полосчатые текстуры. Степень серпентинизации варьирует от 20 до 80—90%, наиболее свежие породы имеют преимущественно мелкозернистую гранобластовую структуру. Здесь намечается явная аналогия с закономерностью, известной на Южном Урале — рекристаллизованные мелкозернистые лерцолиты массива Средний Крак серпентинизованы значительно менее, чем близрасположенные грубозернистые разновидности. Сравнительно полно изучены серпентинизированные шпинелевые лерцолиты, драгированные в зоне разлома Оуэн, в западном борту впадины Уитли. Здесь же в верхней части склона встречены редкие обломки плагиоклазосодержащих разновидностей [8, 227, 284, 307, 359]. Типичны грубозернистые породы, неясно-полосчатые в отдельных глыбах, с четкой линейно-плоскостной ориентировкой минералов. Полосчатая, возможно, шпировая текстура обусловлена сгущением пироксенов до 40—50%, уплотненность устанавливается по форме зерен хромшпинелидов и энстатита, линейность выражена цепочками хромшпинелидов, вытянутыми агрегатами пироксенов и "расташенными" зернами энстатита. Плоскости полосчатости и уплотненности не совпадают, намечается два пересекающихся направления линейности. Участками структура разнозернистая, порфиорокластическая: преобладают крупные (6—10 мм) оливины $Fa_{9,0} \text{ }_{9,2}$, среди которых расположены таблитчатые, овоидные зерна пироксенов размером от 2,5—6 до 10 мм (10—25% энстатита, до 5% диопсида), окруженные мелкозернистым гранобластовым агрегатом оливина и пироксенов. Размер необластов оливина $Fa_{8,7-9,0}$ и пироксенов составляет в среднем 0,1—0,2 мм, в них отсутствуют видимые остаточные деформации, тогда как в крупных зернах часты полосы излома. Спайность и ламелли в крупных пироксенах нередко изогнуты. Рекристаллизованные участки наблюдаются также вдоль полос излома в пироксенах и в зонах накопления дислокаций в оливинах. В плоскости уплотненности минералов ориентировка полос излома в оливинах субпараллельна удлинению зерен (рис. 67), однако образование вытянутой формы оливинов в этом случае обусловлено накоплением дислокаций на границах полос излома и формированием вдоль них новых зерновых границ.

Рис. 67. Микроструктура перцолита из разлома Оуэн [284]

1 — оливин; 2 — энстатит; 3 — диопсид; 4 — хромшпинелид. 5 — границы полос излома (а) и субзерен (б)

А — деформированный энстатит; Б — хромшпинелид, окруженный необластами диопсида, оливина в плоскости уплощенности; В — то же в плоскости, перпендикулярной уплощенности



Средняя ширина полос излома в оливинах составляет 0,3—0,4 мм, минимальная — 0,05—0,07 мм. Субзерна оливина (0,08—0,2 мм) блоковой формы со строго параллельными прямолинейными границами хорошо заметны на плоскости, перпендикулярной плоскости уплощенности минералов. Хромшпинелид в перцолитах образует три типа зерен: 1) ранней генерации — крупные (2—3 мм) ксеноморфной, часто стреловидной формы, окруженные каймой диопсида (иногда энстатита и расположенные среди грубозернистого оливина (рис. 68, 69); ден-

дритовые (дактилоскопические) образования 0,005—0,05 мм в краевых зонах крупных энстатитовых таблиц продукты распада высокоглиноземистого, высокохромистого энстатита (?); 3) уплощенные лепешковидные зерна размером 0,1—0,2 мм со сложной конфигурацией внешних границ, обусловленных затеками хромшпинелида между оливинами и пироксенами (см. рис. 67, А, Б). Эти хромшпинелиды приурочены к мелкозернистым агрегатам, относительно обогащенным пироксенами (около 30% диопсида и 30—40% энстатита), которые представляют либо продукты полной рекристаллизации первичных зерен, либо кристаллизации расплава "in situ", образовавшиеся в результате частичного плавления породы.

Оливин и энстатит имеют предпочтительную оптическую ориентировку, анализ которой показывает, что ее формирование происходило при пластическом течении, осуществлявшемся путем внутризернового трансляционного скольжения по системам (010) [100] в оливине и (100) [100] в энстатите. Плоскость и направление течения совпадали с ориентировкой плоскости уплощенности и минеральной линейности. Кроме того, обнаружены следы течения в плоскости, круто пересекающей первую, запечатленные в ориентировке агрегатов рекристаллизованных минералов и смещении субзерновых блоков оливина вдоль границ полос излома, сформированных ранее (см. рис. 67). Из общего петроструктурного анализа следует, что деформационная структура перцолитов сформирована в ходе нескольких этапов с различающимися условиями деформаций и разной ориентировкой поля напряжений. Составы минералов разных генераций существенно различаются железистостью, а также содержаниями окиси алюминия, хрома и титана — в пироксенах и хромшпинелидах. Вместе с тем разница в содержании этих окислов установлена и для образцов с разным количеством пироксена: в обогащенных им шлирах и полосах количество алюминия, титана, хрома и натрия в крупных энстатитах и диопсидах первой генерации выше, чем в тех же пироксенах из существенно оливиновых участков пород. Общие вариации железистости минералов составляют: оливинов — 8,7—9,8, энстатитов — 8,9—10,4, диопсидов —

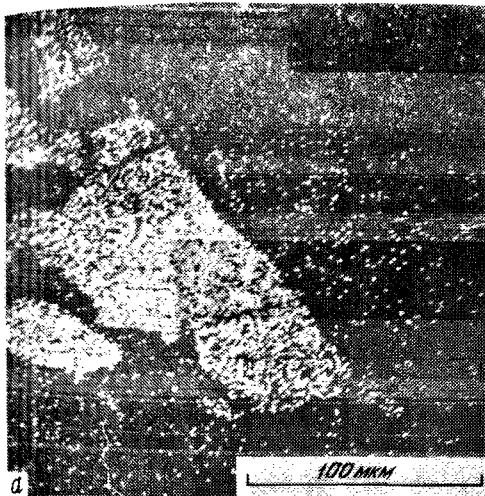


Рис. 68. Хромшпинелид с каймой диопсида среди серпентина по оливину (лерцолит из разлома Оуэн)

a — светлое — CrK α_1 ; *б* — светлое — CaK α_1



Рис. 69. Диопсид на периферии энстатита (за пределами снимка в ядре зерна энстатита — ламелли диопсида)

Светлое — CaK α_1

7,5—10,7 (см. табл. 27, 29, 30 приложения) [226, 228]. Для пироксенов типичны высокие содержания алюминия, хрома, титана и натрия (в диопсидах). Количество окиси алюминия в энстатитах составляет 3,80—6,43, окиси хрома — 0,84—1,05, окиси титана — 0,03—0,10%, в диопсидах соответственно — 4,44—6,56, 1,09—1,74, и 0,11—0,26% (рис. 70, 71, см. рис. 61—63). Наибольшее количество окиси хрома и алюминия кальция (в виде диопсидовых пластинок распада твердого раствора) имеют центральные части крупных пироксеновых таблиц, в краях и необластах содержание их уменьшается. В крупных диопсидах количество окиси натрия достигает (см. табл. 30 приложения) 0,62%. Хрошпинелиды представлены магнезиальными алюмохромитами. Различия составов зерен разных генераций выражены следующим образом: крупные зерна первой генерации наиболее магнезиальны, высокоглиноземисты и низкохромисты; мелкие зерна, ассоциирующие с рекристаллизованными пироксенами и оливином (третья генерация) отличаются относительно высокой железистостью (31,4 против 27,5), снижением количества Al_2O_3 с 44,4 до 28,3% и ростом Cr_2O_3 с 24,8 до 30%, также уменьшается количество NiO.

Синхронность появления определенных минеральных парагенезисов пластическим деформациям пород позволяет провести оценку *P-T*-условий этих событий.

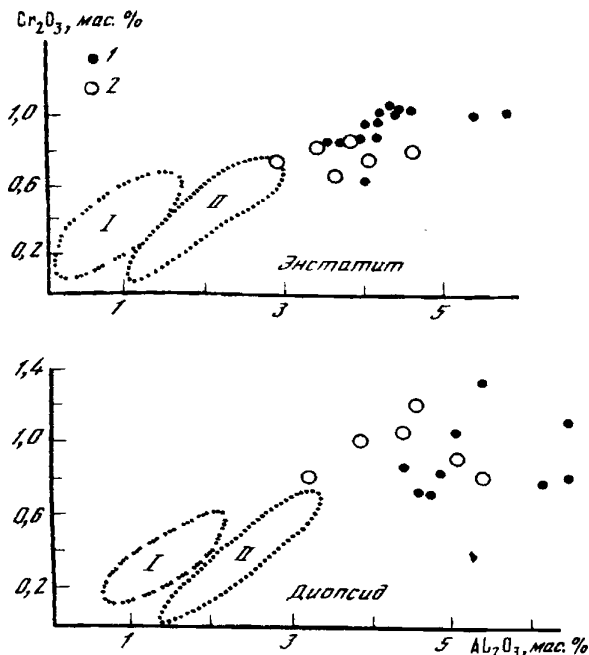


Рис. 70. Соотношение количеств окиси хрома—окиси алюминия в пироксенах из лерцолитов разлома Оуэн (I) и лерцолитовых включений в щелочных базальтах Ассаба, Эфиопия (2) [426]

Поля составов пироксенов: I — из гарибургитов Марианского жёлоба, II — из гарибургитов Вохаро-Сыньинского массива

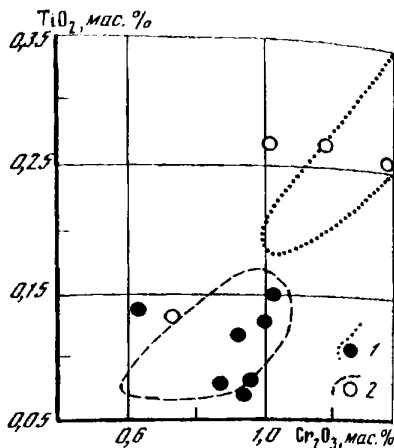


Рис. 71. Соотношение количеств окиси титана и окиси хрома в пироксенах разломов Вима (знаки) и Оуэн (поля)

I — энстатиты; 2 — диопсиды

Значение температуры установления минерального равновесия в рекристаллизованном агрегате, сформировавшемся в ходе деформаций второго этапа, определено по Cr—Al-термометру как 1000—1050°С. Температура распада твердого раствора энстатит—диопсид, происходившего в течение раннего этапа деформаций, составляла 1100°С (по двупироксеновому термометру). Весьма близкие значения температур установления аналогичных минеральных равновесий приводят в своей работе Э. Бонатти и П. Хэмлин, определяющие также нижний предел общего давления как 8 кбар [307]. Учитывая, что присутствие хрома в системе расширяет поле устойчивости ассоциации оливин+диопсид+шпинель, а также принимая во внимание плагиоклазсодержащие лерцолиты в верхней части разреза, можно с достаточной долей вероятности предполагать, что значения давления не превышали 6 кбар. Оценка величины стресса проведена по ширине полос излома, образованных при трансляционном скольжении, и размерам необласт [284]. Из определения следует, что деформации раннего этапа проходили при напряжениях до 0,3 кбар, последующего — 1—1,5 кбар.

Таким образом, деформационная структура лерцолитов сформирована при следующих условиях: 1) при пластическом течении вещества в условиях суб-солидусных температур на глубинах свыше 20 км и низкого стресса (< 0,3 кбар), т.е. в режиме установившейся ползучести — стационарного пластического течения пород верхней мантии; 2) последующие пластические деформации осуществлялись на фоне снижения температуры, общего давления и увеличения стрессовых напряжений до 1,5 кбар при движении (подъеме) мантийных масс в кору. Аналогичные структуры, составы минералов и закономерности их вариаций описаны для лерцолитов разлома Вима [228, 283]. Можно лишь отметить высокое содержание окиси никеля в оливинах (до 0,47%) из шпинелевых лерцолитов, увеличение железистости и хромистости в шпинелидах

плагноклазовых лерцолитов того же разлома и довольно кислый состав плагноклаза — $Al_{60.6-64.0}$ (см. табл. 28, 31, рис. 65).

Валовой химический состав пород не всегда удовлетворительно коррелируется с составом рассмотренных минералов, что, очевидно, обусловлено такими причинами, как серпентинизация, грубозернистость пород и неравномерное распределение пироксенов. Так, в общем анализе породы впадины Уитли с типично лерцолитовым минеральным парагенезисом (высокоглиноземистый магнезиальный шпинелид, глиноземистые, хромистые пироксены и т.д.) определено всего 0,49% CaO , т.е. по нормативному пересчету порода содержит менее 5% диопсида, тогда как количество его варьирует от 10—15 до долей процента. Рассмотренный материал наряду с данными по составу акцессорных хромшпинелидов ($> 40\% Al_2O_3$) из пород разлома Вима и Западно-Индийского хребта [283] убеждает нас в том, что в этом регионе явно преобладают лерцолиты. Более того, из материалов, имеющих по участкам, разделенным сотнями и даже тысячами километров, вытекает вывод о значительном сходстве составов первичных минеральных парагенезисов лерцолитов, сохраняющих такие особенности, как высокое содержание титана и алюминия в пироксенах ранней генерации. Исключение составляет обломок лерцолита с биотитом и керсутитом (?), встреченный в разломе Вима [344].

Таким образом, первичные минералы лерцолитов Индийского океана обогащены "базальтоидными" компонентами (алюминием, кальцием, титаном, натрием), а относительно высокое содержание хрома в них связано обратной зависимостью с содержанием хрома в шпинели. Подобный парагенезис характеризует породы как слабо деплетированное мантийное вещество. Это подтверждается также близостью составов минералов рассмотренных лерцолитов и лерцолитовых включений в щелочных базальтах Эфиопской системы рифтов, в частности района Ассаб (см. рис. 70). Лерцолиты включений рассматриваются как слабо истощенный материал [426], и, следовательно, лерцолиты разлома Оуэн близки по составу веществу верхней мантии под Африканским континентом. На широкое распространение слабо деплетированных ультрабазитов на всем протяжении Аравийско-Индийского хребта указывают и многочисленные работы предшествующих исследователей, в которых охарактеризованы лерцолиты, в том числе и плагноклазовые, из разломов Оуэн, Витязь, Арго, Мария Целеста. Аналогичный состав имеют и лерцолиты Западно-Индийского хребта. Часть анализов этих пород представлена на диаграмме $CaO-Al_2O_3-MgO$ (см. рис. 60), откуда также следует, что в массе они менее деплетированы, чем аналогичные породы Атлантики. Все сказанное приводит к предположению о сходном составе вещества верхней мантии, одинаковой степени и направленности его дифференциации в северо-западном секторе Индийского океана.

Иной состав имеют лерцолиты и гарцбургиты (с 5—10% диопсида) Восточно-Индийского хребта и Западно-Австралийской котловины, ассоциирующие с гранулитами, габбро-норитами, диоритами, андезитами и щелочными базальтами [6, 96]. По данным Г.Л. Кашинцева, П.Л. Безрукова, Г.Б. Рудника, ультрабазиты отличаются высокой железистостью оливина и пироксенов. Весьма высокая общая железистость пород ($f = 21,7 \div 27,4$) явно выделяет их из рассмотренной группы перидотитов западной части Индийского океана, и выводы авторов о специфическом составе пород представляются справедливыми.

Габброиды. В Аравийско-Индийском и Западно-Индийском хребтах широко распространены клинопироксеновые, клинопироксен-оливиновые габбро и габбро-нориты, часто встречается метагаббро (амфиболизированное габбро), феррогаббро и габбро-анортозиты, известны также редкие находки норитов и экзотические обломки гранофировых диабазов с жилками кварцевых монзонитов. Троктолиты, столь характерные для Атлантики, здесь не встречены,

по отношению широко представлены анортозиты. Текстуры, структуры и состав пород не отличаются от рассмотренных в Срединно-Атлантическом хребте, и разновидности с гнейсовидными или катакlastическими деформационными структурами встречаются столь же часто, особенно в габбро-анортозитах. Вариации состава плагиоклазов, как правило, широки и в отдельных образцах (зональные плагиоклазы An_{80-67} в габбро-норитах), и в разных типах пород: в офитовых габбро — An_{60-57} , в анортозитах — An_{40-32} , An_{50-42} , в феррогаббро это обычно андезин. В амфиболизированных разновидностях плагиоклаз более кислый — An_{40-35} , и в них же обычно присутствуют два-три амфибола, ранний из которых представлен красно-бурой или зелено-бурой роговой обманкой [265, 344 и др.]. Широко представлены аксессуарные минералы офитовых габбро и габбро-норитов: сфен, циркон, апатит, иногда рутил, пирит, ильменит или титаномагнетит. Среди вторичных продуктов развиты тальк, хлорит, серпентины, эпидот, цоизит, реже скаполит.

Химические составы габброидов характеризуются низким содержанием щелочей — 2,4% Na_2O , до 0,05% K_2O , стабильным содержанием SiO_2 при широких вариациях окиси алюминия и титана (по данным [8, 48, 49, 344]). Толентовый тренд дифференциации в комплексе габброидов проявлен предельно четко (оливиновое габбро — феррогаббро — см. рис. 66) и соответствует таковому в Атлантике. В ряду габброидов, судя по имеющимся анализам, отсутствуют магнезиальные разновидности, представляющие в полностью дифференцированных сериях ранние продукты дифференциации (в стратифицированных разрезах — нижние их части). Это согласуется с отсутствием троктолитов и магнезиальных габбро, заставляя предполагать, что эти породы, располагающиеся во многих известных разрезах на континентах между мантийными перидотитами (лерцолитами, гарцбургитами) и расслоенными более железистыми габбро, выпадают из обнаженного на океаническом дне разреза.

Из имеющихся анализов также следует: щелочность габброидов увеличивается в метаморфизованных (амфиболизированных) разновидностях, что отмечалось ранее Ц. Энгель и Р. Фишером. В сравнении с базальтами этого региона габброидный ряд представлен более дифференцированными продуктами (с ранним фракционированием оливина) кристаллизации толентовой магмы [48, 52, 344]. Значительная дифференциация магмы отражена в появлении не только феррогаббро с высоким содержанием ильменита, титаномагнетита, но и аплитовых жил, секущих габбро. Распределение малых элементов в габбро и анортозитах, рассмотренное Ц. Энгель и Р. Фишером, свидетельствует о высоких концентрациях Gr, Co, Ni в свежем оливиновом габбро и о снижении их количества в метаморфизованных разновидностях. Эти же авторы приводят результат определения абсолютного возраста габбро-анортозита K—Ar-методом по роговой обманке — 107 ± 13 млн лет (образец драгирован в разломе Мария Целеста на пересечении с центральной рифтовой долиной). Обсуждать одиночные определения абсолютного возраста пород (включая данные [317]), очевидно, преждевременно, поскольку из принятия этих значений следуют достаточно серьезные выводы: позднемеловой возраст определен для габбро, драгированного на хребте Чейн (на долготе о-ва Мадагаскар) и среднемеловой — вблизи осевой долины Аравийско-Индийского хребта.

Заключая описание пород Индийского океана следует еще раз подчеркнуть их характерные черты: 1) слабую обедненность лерцолитов базальтоидными компонентами, следы интенсивных пластических деформаций в них, в том числе и высокоскоростных (при значительном стрессе); 2) четкий толентовый тренд дифференциации габброидов и отсутствие высокомагнезиальных разновидностей (последнее, возможно, обусловлено недостаточной изученностью вещества); 3) значительную амплитуду вертикальных перемещений ультрабазитов и габбро в океанической коре, тектоническое "перемешивание" их

с базальтами; 4) присутствие метаморфических пород зеленосланцевой и нижних ступеней амфиболитовой фации. Относительно стабильный состав слабо деплетированных лерцолитов в западном секторе Индийского океана и его близость составу включений, характеризующих вещество верхней мантии под Северной Африкой, а также составу шпинелевых лерцолитов о-ва Забаргад в Красном море [359] позволяют сделать следующее заключение: верхняя мантия (ее верхние горизонты) в этом регионе характеризуется однородностью состава, по крайней мере в течение кайнозоя (возможно, и мезозоя); составы верхней мантии, подстилающей Северную Африку, и ее фрагментов, выводимых в океаническую кору при спрединге, очень близки.

ТИХИЙ ОКЕАН

Тип пород	Район опробования	Литературный источник
Лерцолиты шпинелевые	Разломы Элтанин, Кларион; Филиппинское море; рифт Паресс-Вела (разлом Яп)	[10, 35, 97, 147, 163, 202, 203]
Лерцолиты шпинель-плагноклазовые	Разлом Кларион	[202, 203]
Гарцбургиты	Разлом Гаррет; желоба Марианский, Тонга	[10, 35, 72, 211, 236, 351, 362]
Сerpентиниты (по перидотитам)	Разломы Бланко, Эквадор, Кларион; хр. Математиков; плато Манихики; поднятие Маккуори	[147, 293, 363, 469, 470, 471]
Дуниты	Разлом Гаррет; желоба Марианский, Яп, Тонга	[10, 35, 236, 351, 362]
Верлиты	Желоб Тонга	[10, 35, 72, 236]
Пироксениты	Желоба Марианский, Яп	[10, 35, 236]
Габбро	Разломы Императорский, Меррей, Кларион, Нова-Кантон, Элтанин; хр. Математиков; Галапагосское поднятие; впадина Хесса*; желоба Марианский, Яп, Тонга	[10, 35, 72, 98, 100, 147, 163, 211, 212, 236, 293, 447, 469]
Габбро-нориты (в том числе оливиновые)	Впадина Хесса, разлом Гаррет, хр. Математиков; желоба Марианский, Яп, Тонга; разломы Императорский, Меррей	[10, 35, 72, 98, 100, 163, 211, 212, 236, 362]
Оливиновое габбро	Разлом Гаррет; поднятие Маккуори	[362, 471]
Троктолиты	Впадина Хесса; разлом Гаррет; хр. Математиков; поднятие Маккуори; Марианский желоб	[10, 35, 98, 100, 362, 469, 471]
Габбро-анортозиты (анортозиты)	Галапагосское поднятие; впадина Хесса; разлом Нова-Кантон	[10, 35, 98, 147, 211, 293, 447]
Роговообманковое габбро	Разломы Кларион, Нова-Кантон; желоба Марианский, Яп	
Амфиболиты	Разлом Элтанин; хр. Математиков; желоба Яп, Тонга	[10, 35, 72, 98, 99, 469]

* Впадина Хесса — Галапагосский сегмент спрединга [163].

Состав третьего слоя коры менее всего изучен в Тихом океане. На огромных пространствах океанического ложа к 1983 г. известно всего 8 пунктов нахождения ультраосновных пород, 10 — габброидов и 1 — амфиболитов, разбросанных от 44° с.ш. (разлом Бланко) до 55° ю.ш. (разлом Хизена в системе разломов Элтанин) и от 84° з.д. (разлом Эквадор) до 176° з.д. (Императорский разлом). Значительно большее количество ультрабазитов, габбро и амфиболитов драгировано в желобах Марианском, Яп, Тонга.

Рассмотрим сначала геологические условия залегания и состав пород, dragированных в ложе океана. Большая часть глубинных (полнокристаллических) пород поднята в разломных зонах, к рифтовым трогам приурочены находки в восточной части центральной области Тихого океана, найдены они на хр. Математиков и в Галапагосском центре спрединга. Структурная характеристика крупнейших разломных зон Тихого океана, длительность и многоэтапность истории их развития показаны Ю.М. Пушаровским с соавторами [201].

Ультрабазиты и габбро подняты из участков разломов с различным возрастом второго слоя океанической коры: а) неогеновым — вблизи рифтовых долин срединных хребтов на расстоянии от десятков до 400 км (в разломах Эквадор, Гаррет — 3-я магнитная аномалия (м.а.), Элтанин — 5-я м.а. Галапагосском поднятии — 5—6-я м.а.); б) палеогеновым — в разломе Меррей (палеоцен, 22-я м.а.); в) поздне меловым — в области спокойного магнитного поля — разломы Императорский, Кларин; г) ранне-меловым — также в области спокойного магнитного поля — в разломе Нова и на северном склоне плато Манихики. Таким образом, существует возможность сравнить составы глубинных пород из участков коры с различным возрастом океанического чехла и базальтов, принадлежащих Восточно-Тихоокеанскому поднятию. Морфология различных зон на участках dragирования, где встречены ультрабазиты и габбро, характеризуется следующим образом. Во всех случаях четко выражены приразломные троговые долины, опущенные относительно 5-километровой абиссали на 0,8—1,9 км, и приразломовые гребни, поднятые на 0,5—4,5 км, что создает общий перепад высот в рельефе от 2 км (разлом Меррей) до 5,1 км (разлом Элтанин). Все разломы на западном фланге Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП), за исключением Императорского, имеют резко асимметричное строение с поднятым южным крылом. Во впадине Хесса поднято северное крыло. Габбро и ультрабазиты встречены исключительно в поднятых блоках, на уступах, крутизна которых достигает 30°, а в разломе Элтанин — 45° на глубинах 3000—7200 м. Судя по профилям dragирования, выходы этих пород на океаническом дне обнажены: 1) в разломе Кларин [147] — в изолированных выходах среди базальтов, поскольку к западу и востоку по простирацию разлома от места находки, а также вниз и вверх по склону встречены только базальты; 2) в разломе Элтанин [97] — в стратифицированном разрезе над амфиболитами, причем габбро dragировано над перидотитами и сменяется вверх по склону долеритами и базальтами; 3) во впадине Хесса [98] — троктолиты и габбро слагают основание северного склона, тогда как в ее днище залегают подушечные базальты, и выше по склону, над габброидами, обнажены базальты. В других случаях в поднятом блоке dragированы либо только обломки серпентинизированных перидотитов (разломы Бланко, Эквадор, северный склон плато Манихики), либо только габброиды (разломы Императорский, Меррей, Нова-Кантон, Галапагосское поднятие). На склоне рифтовой долины хребта Математиков серпентинизированные перидотиты, габбро, амфиболиты, метагаббро и базальты подняты совместно [469]. В разломе Гаррет гарцбургиты, дуниты, троктолиты, оливиновое габбро, ильменитовые габбро-нориты и базальты dragированы также совместно в днище трансформной долины; выше по склону подняты свежие подушечные базальты [362].

В строении этих немногочисленных разрезов океанической коры выявляются те же закономерности, что и для Атлантического и Индийского океанов: ультрабазиты и габбро нередко расположены на одном гипсометрическом уровне с базальтами или даже выше их; в опущенных крыльях разломов вскрываются лишь базальты, перекрытые осадками. Только в наиболее мощном

(5,1 км по вертикали), детально опробованном разломе Хизена (Элтанин) установлена отчетливая стратификация в расположении пород, здесь же в основании разреза вскрыты амфиболиты [97], что усиливает его аналогию с относительно полными разрезами офиолитов на континентах, и показывает, что мощные тектонические движения, приводящие к усложнению строения океанической коры и ее деформации, происходили еще в пределах океанической абиссали [12, 200].

Ультраосновные породы. Изучение структур и состава первичных минеральных парагенезисов ультрабазитов проведено на образцах разломов Хизена (Элтанин) и Клариион, где поднят сравнительно большой объем этих пород. Перцолиты из разлома Хизена были любезно предоставлены Г.Л. Кашинцевым. Г.Л. Кашинцев и Д.И. Фрих-Хар [97] описывают также гарцбургиты, т.е. породы, не содержащие диопсида. Однако распределение пироксенов неравномерно, и вполне вероятны случайные соотношения минералов в мелких обломках.

Перцолиты разлома Хизена (Элтанин) изменены на 40—80% в результате массовой петельчатой серпентинизации и подводного выветривания. Сильные вторичные изменения обусловлены диафорическими процессами на океаническом дне, включающими и поздние стадии серпентинизации: степень изменений резко возрастает в направлении к поверхности обломков и вдоль трещин. В образцах относительно хорошей сохранности установлены фрагменты полосчатого распределения пироксенов и линейно-плоскостная ориентировка пироксенов и хромшпинелидов. Средние по разным образцам количественные соотношения первичных минералов составляют: 70—75% оливина, 15—20 энстатита, 5—7 диопсида и 1—2% хромшпинелида. Вторичные продукты представлены в основном волокнистым серпентином в петельчатых прожилках и пластинчато-листоватым в ядрах петель, развивающихся по оливину. Во многих образцах, вблизи их корки, серпентин насыщен тонкодисперсным магнетитом, иногда с магнетитом развивается брусит (?). Структура пород грубозернистая, переходящая к порфирокластической. Размеры основной массы оливиновых зерен достигают 8—10 мм (приблизительные определения по реликтам среди серпентина). Таблицы энстатита размером 6—8 мм или их скопления с зернами диопсида окружены и рассекаются мелкозернистым агрегатом энстатита, диопсида и хромшпинелида. Растянутые таблицы диопсида (2—4 мм) рекристаллизованы с образованием мелко- и среднезернистых неомасел диопсида лапчатой формы. В реликтах оливиновых зерен четкие полосы излома (ширина полос 0,1—0,4 и 0,01—0,04 мм) ориентированы субпараллельно границам полос излома в крупных энстатитах, вдоль которых развит гранобластовый агрегат энстатита (размер зерен 0,10—0,30 мм, средний — 0,20 мм) с примесью диопсида и хромшпинелида. Полигональные неомаселы энстатита с четкими границами свободны от включений (рис. 72). Количество диопсида резко возрастает в тех случаях, когда рекристаллизации подвержены энстатиты с ламинарными структурами распада твердого раствора. Ширина ламелл диопсида веретенчатой формы — 0,03—0,05 мм — сопоставима с размерами узких неомасел этого минерала, сконцентрированного вдоль границ полос излома (см. рис. 72). Образование диопсидовых неомасел в зонах максимальной концентрации дислокаций внутри энстатитовых кристаллов представляет, по существу, очищение энстатита от примеси кальция, т.е. является продолжением процесса распада твердого раствора или происходит параллельно с ним. Поскольку температура распада твердого раствора энстатит—диопсид оценивается по Sr—Al -термометру в 1100—1050°, представляется правомерным заключение о высокотемпературном около 1000°С, режиме пластической деформации, сопровождавшейся явлениями рекристаллизации. Подтверждением этому служит определение температуры установления равновесия в паре неомасел

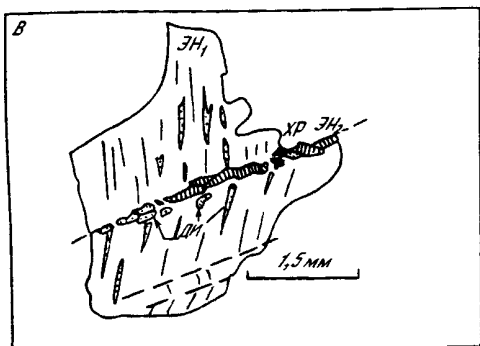
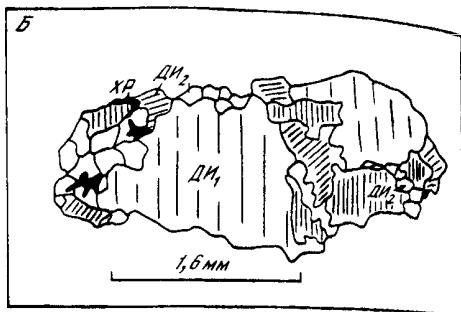
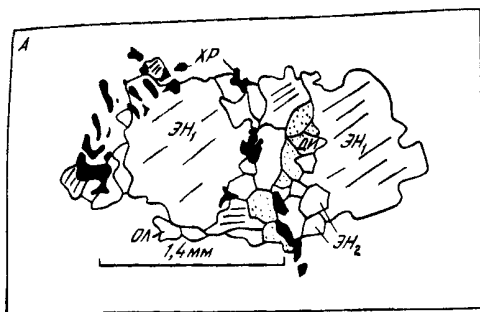


Рис. 72. Рекристаллизация пироксенов в лерцолитах разлома Элтанин. Зарисовки в шлифах (образцы Г.Л. Кашинцева)

А — крупное зерно энстатита (ЭН), разбитое зоной с полигональными необластами энстатита (ЭН₂), диопсида (ДИ) и мелкими зернами хромшпинелида (ХР); Б — крупное зерно диопсида (ДИ₁), замещаемое необластами диопсида (ДИ₂); В — в энстатите (ЭН₁) с ламеллями диопсида вдоль границы полосы излома развиты необласты энстатита (ЭН₂), диопсида, переходящего в утолщенные ламелли, и хромшпинелида

энстатит—диопсид: $T = 960 \div 1000^\circ\text{C}$. В диопсидах размером 2,5—3,5 мм зоны рекристаллизации ориентированы также преимущественно в направлении, параллельном границам полос излома оливинов и энстатитов. Здесь полигонально-зернистые структуры необластовых скоплений сравнительно редки. Их сменяют разнозернистые (0,05—0,6 мм) агрегаты ксеноморфных зерен с мелкозубчатыми границами (см. рис. 72), мелкие зерна с полигональными очертаниями возникают именно вдоль зубчатых границ, завершая в данном случае процесс полигонизации (рекристаллизации). Хромшпинелид представлен двумя генерациями зерен: первая — сравнительно крупные (1,2—2,0 мм) ксеноморфные, просвечивающие красно-бурым, коричневым или желтовато-коричневым цветом, ассоциируют со скоплениями пироксенов; вторая — мелкие (0,05—0,1 мм) субидiomорфные и ксеноморфные зерна оливково-коричневые на просвете расположены в интерстициях среди необластов энстатита и диопсида. Особую группу представляют дендритовидные (дактилоскопические) хромшпинелиды на периферии энстатитовых зерен, в узких энстатитовых "затеках" среди оливина.

В разломе Клариион ультраосновные породы представлены серпентинитами, полностью сохранившими текстуру и структуру грубозернистых перидотитов, аналогичных рассмотренным выше (рис. 73). Судя по реликтовым структурам и сохранившимся первичным минералам, большая часть образцов относится к измененным хромшпинелевым лерцолитам, а единичные — к хромшпинель-плаггиоклазовым. Строго псевдоморфное замещение оливина и пироксенов позволяет уверенно определить реликтовую порфиروкластическую структуру пород с линейно-плоскостной ориентировкой минералов, линзовидно-очковыми скоплениями баститовых псевдоморфоз по энстатиту, которые обтекала масса оливина, теперь полностью серпентинизированного. Цепочки хромшпинелидов расположены согласно с удлинением энстатитовых агрегатов. Уплотненная форма хромшпинелидов подчеркивает ориентированные протоструктуры. В ряде образцов установлено полосчатое распределение баститизированного энста-

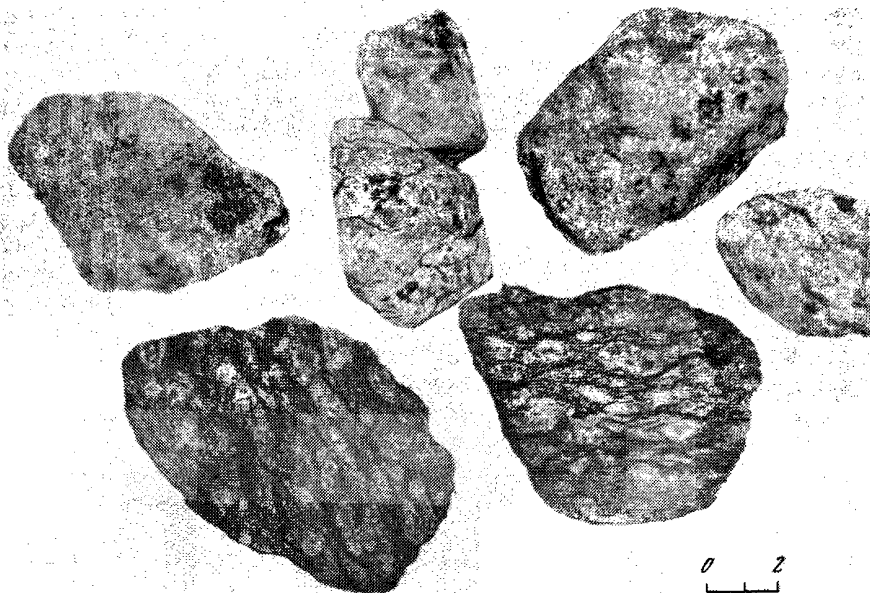


Рис. 73. Серпентиниты аполерцолитовые с реликтовой порфирокластической структурой (разлом Кларин, станция 2498; материалы 28-го рейса НИС "Дмитрий Менделеев")

тита. Количественные соотношения первичных минералов, восстановленные по псевдоморфозам, варьируют для разных образцов: оливин — 65—85%, энстатит — 15—35%, хромшпинелид — 1—2%. Диопсид по вторичным продуктам, форме зерен определяется менее уверенно, в серпентините по шпинель-плагноклазовому лерцолиту он сохраняется неизменным. Вторичные минералы: волокнистые, листоватые, пластинчатые серпентины, бастит, гидротальк, гидрогроссуляр (по плагноклазу), магнетит, маггемит, гематит, гётит и гидрогётит. В оптической ориентировке крупнотаблитчатых базитов отражены все особенности деформационных структур энстатитов: субпараллельно или веерно-ориентированные полосы излома (шириной 0,1—0,5 мм), изгибы трещин спайности, приуроченность необластов к границам полос излома, а также блоковые и субзерновые структуры, декорированные магнетитом, с размером субзерен 0,08—0,15 мм. В псевдоморфозах по крупным энстатитам сохраняются тени структур распада с пластинчато-веретенчатыми ламеллями диопсида, замещенными бледно-зеленым изотропным минералом. Все эти следы высокотемпературных перестроек энстатитов наблюдаются только в баститах ранней генерации. Акцессорные хромшпинелиды представлены двумя типами зерен: 1) крупные ксеноморфные, просвечивающие красно-бурым цветом, ассоциированные с агрегатом баститизированного энстатита; 2) мелкие дендритовидные, приуроченные к периферии крупных таблиц баститизированного энстатита.

Таким образом, несмотря на полную серпентинизацию пород, в них сохранились структурные и вещественные свидетельства ранней истории их формирования. Это касается в первую очередь следов остаточных деформаций в псевдоморфозах по энстатиту — полос излома, необласт, субзерен, а также линейно-плоскостных ориентировок минералов и их агрегатов, позволяющих судить об условиях образования основного мотива структур и ряда минеральных парагенезисов: во время высокотемпературных пластических деформаций в условиях верхней мантии, при умеренном—низком стрессе (исходя из размеров необласт и ширины полос излома) [417].

Рассмотренные составы, структуры и намеченная история ранних этапов формирования пород характерны для подавляющего большинства изученных образцов. Сланцеватые разновидности здесь полностью отсутствуют. Это обстоятельство и тот факт, что, кроме минералов группы серпентина и окислов железа, практически нет других вторичных образований (амфиболов, талька, хлоритов, карбонатов и др.), свидетельствуют о принадлежности рассмотренных образцов тектонически однородному блоку ультрабазитов, не испытавшему гидротермального метаморфизма в локальных разломных зонах. Практически полная гидратация пород проходила в два этапа: степень изменения на раннем этапе массовой псевдоморфной серпентинизации (без образования магнетита) составляла, судя по реликтовым структурам, не более 70%; следующий этап низкотемпературных изменений проходил на океаническом дне при участии морской воды и выразился в дальнейшем замещении оставшихся первичных силикатов серпентинами, выносе железа из ранних серпентинов и отложений его в виде тонкодисперсного магнетита и маггемита с последующим образованием гидроокислов железа и глинистых минералов по серпентинам. Эти процессы обусловили неравномерную, пятнистую окраску пород зеленого, вишневого, серого и черного цвета. Значительную продолжительность второго этапа можно оценить по тому факту, что ядра железо-марганцевых конкреций с толщиной корки до 1,5 см представлены аналогичными серпентинитами. Формирование подобных корок в данном регионе происходило 10—20 тыс. лет назад. Именно в это время при взаимодействии с морской водой был окончательно сформирован состав минеральных ассоциаций драгированных ультрабазитов, определяющий их общий химизм, что необходимо учитывать при рассмотрении валовых химических анализов ультраосновных пород.

Химические составы серпентинитов разлома Клариион прекрасно иллюстрируют это положение. В десяти анализированных образцах все железо присутствует только в окисной форме. Количество окиси кальция неизменно составляет 0,49%, так как этот окисел не входит в состав серпентинов и выносятся из породы (см. рис. 60). Количество Al_2O_3 , вероятно, приближается к содержанию этого окисла в неизменной породе, варьируя от 0,73 до 3,50%, поскольку он остается в баститах и хромшпинелидах. Явно повышено против обычного в перидотитах офиолитовой ассоциации количество Na_2O (0,17—0,51%, наиболее часто — 0,42%), и его содержание прямо коррелируется с количеством гигроскопической воды — 1,67—3,43% (при 12% конституционной H_2O). Такая же закономерность, отражающая аллохимический характер низкотемпературных изменений и активное участие морской воды в этих процессах, установлена для серпентинизированных ультрабазитов Марианского желоба [35]. Следствием аллохимического метаморфизма является также сдвиг Fe/Mg-отношения в сторону увеличения железистости, и, таким образом, прямая интерпретация количественных измерений этих окислов привела бы к выводу о высокой железистости исходных пород: $100 FeO^*/(FeO^*+MgO) = 11,8 \div 15,9$. Поэтому представления о первичном составе пород основываются на результатах микрозондовых определений реликтовых энстатитов, диопсидов и хромшпинелидов, а также на микроструктурных наблюдениях (см. табл. 32—34 приложения).

Энстатиты имеют железистость 9,3—9,5, содержание Al_2O_3 в них варьирует от 3,28 до 3,73%, Cr_2O_3 — от 0,81 до 1,04%, CaO — от 1,73 до 1,91%. В диопсидах с железистостью 8,5—9,1 содержания окиси алюминия и хрома более высокие: соответственно 4,19—4,97 и 1,38—1,60%; максимальное количество окиси хрома установлено в ламеллях диопсида из энстатита. Содержание TiO_2 в диопсиде не превышает 0,11%, Na_2O — 0,19%. Акцессорные хромшпинелиды имеют высокие содержания Al_2O_3 — 37,2—38,8% при количестве Cr_2O_3 31,0—31,2%; снижение Al_2O_3 до 27,4% и рост Cr_2O_3 до 40,5% наблюдаются в хромшпинелидах, ассоциирующих с гидрогроссуляровыми псевдоморфозами по плагиоклазу (см.

табл. 34 приложения). Соответственно их железистость $100 \text{ Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$ уменьшается от 33,1 до 41,6. Рассматривный состав реликтов первичных минералов серпентинитов (без плагиоклаза) разлома Клариион аналогичен составам пироксенов и хромшпинелидов лерцолитов разлома Элтанин (см. табл. 32—34 приложения). В шпинелидах последних немного ниже содержание окиси хрома (на 1—2%) и соответственно выше количество окиси алюминия. Вследствие значительно лучшей сохранности первичных минералов в этих породах прекрасно прослеживается тенденция снижения окиси хрома и алюминия в необластах пироксенов (см. рис. 68—70).

В гарцбургитах разлома Гаррет [362] состав минералов в целом близок рассматриваемому: пироксены, сосуществующие с оливином $\text{Fe}_{9,2-9,6}$, богаты окисью хрома (в энстатитах — 0,4—0,1% Cr_2O_3 , в диопсидах — 1,0—1,5%) и сравнительно бедны Al_2O_3 (около 2,5% в энстатитах); хромшпинелиды отличаются повышенной хромистостью — $100 \text{ Cr}/(\text{Cr} + \text{Al}) = 40 \div 45$ против 33—36 в хромшпинелевых лерцолитах разломов Клариион и Элтанин (см. табл. 34 приложения).

Общие представления о составе мантийных ультрабазитов Центральной Пацифики дополняют находки в районе хр. Математиков [469] и разломе Эквадор [293]. В обоих случаях описаны сильно серпентинизированные породы, но, судя по характеристикам акцессорного хромшпинелида в серпентинитах на хребте Математиков: $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al}) = 0,4$; $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}) = 0,64 \div 0,70$, можно с большой долей вероятности предполагать аполерцолитовую природу этих пород, тогда как в разломе Эквадор подняты, скорее всего, апогарцбургитовые серпентиниты. Количество Al_2O_3 в общем составе этих пород составляет 1,62%, CaO — 0,26%.

Таким образом, в пределах обширных пространств ВТП большая часть сравнительно представительных по объему находок мантийных ультрабазитов представлена лерцолитами и аполерцолитовыми, апогарцбургитовыми серпентинитами, преимущественно шпинелевыми и редко шпинель-плагиоклазовыми. Реликтовые структуры этих пород полностью сопоставимы со структурами лерцолитов, сформированных при высокотемпературных пластических деформациях в верхней мантии. Вывод о том, что деформационные структуры лерцолитов образованы до перемещения их в кору, подтверждается прямыми наблюдениями: в одном из образцов, драгированных в разломе Клариион, жилка крупнозернистого габбро с резкими контактами пересекает линейно-плоскостные деформационные структуры.

Габброиды. Среди драгированных образцов породы габброидной серии составляют большой объем и представлены полнее, нежели перидотиты.

В разломе Клариион поднято клинопироксеновое, оливиновое габбро и пегматоидные такситовые габбро, варьирующие по составу от меланократовых ильменитовых, амфиболсодержащих до лейкократовых габбро-анортозитов [203]. Двупироксеновое габбро предположительно определяется по тальковым псевдоморфозам на месте ортопироксена (?). Структуры пород разнообразны: мелко-среднезернистые, полосчатые с упорядоченной ориентировкой призм плагиоклаза в плоскости полосчатости, изотропные грубозернисто-таблитчатые шлирово-такситовые, пегматоидные со столбчатыми призмами плагиоклаза и роговой обманки. Во всех разновидностях, за исключением меланократовых мелко-тонкозернистых шлиров в такситовом габбро, кристаллизация осуществлялась по схеме плагиоклаз — клинопироксен ($\pm$ оливин $\pm$ ортопироксен?) — ильменит (редко титаномагнетит) $\pm$ роговая обманка. Весьма характерны сложные, иногда графические структуры прорастания клинопироксенов почти одинакового состава, аналогичные описанным Дж. Канном в хр. Палмер [90]. В меланократовых шлирах, представляющих собой продукты кристаллизации осадочного рудно-силикатного расплава, первыми образовались клинопироксены и оливин, затем плагиоклаз и ильменит. Вариации состава клинопироксенов в целом умеренные, все они представлены высококальциевыми авгитами с железистостью 18,4—27,4, и только в

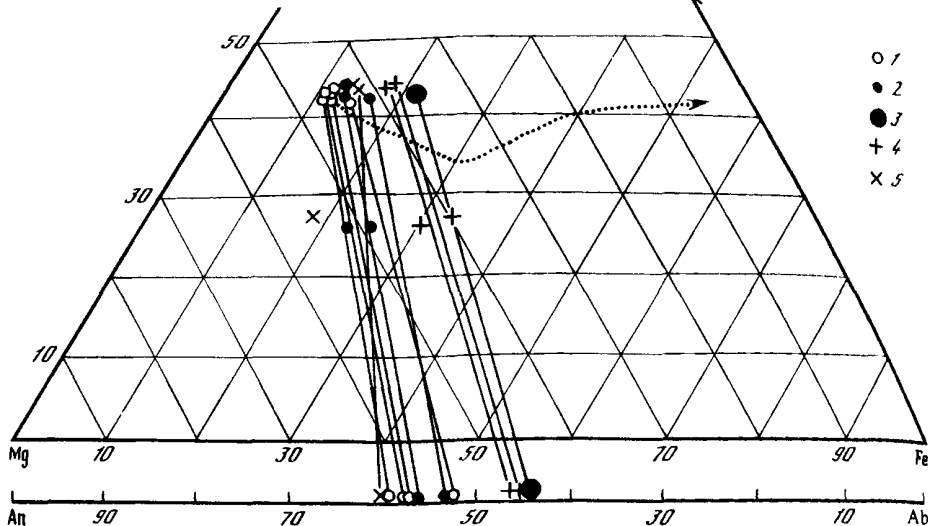


Рис. 74. Составы пироксенов, амфиболов и плагиоклазов из габбро разломов Клариян (1—3) и Нова (4—5)

Составы минералов приведены в табл. 35, 36

Ст. 2498: 1 — обр. 28/1, 22; 2, 3 — обр. 20/3; ст. 2503: 4 — обр. 2/1; 5 — обр. 2/3

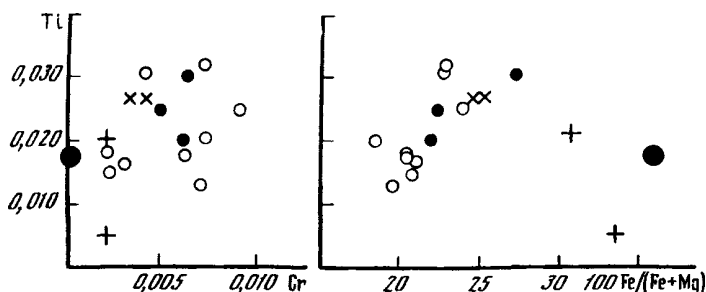


Рис. 75. Соотношения титан—хром и титан—железистость в клинопироксенах из габбро

Усл. обозначения см. на рис. 74

пегматоидном рудном габбро железистость авгита достигает 36,4 (рис. 74, см. табл. 35 приложения). Количество TiO_2 в авгитах прямо коррелируется с их железистостью, варьируя от 0,55 до 1,13%, количество Cr_2O_3 незакономерно меняется от 0,09 до 0,30%, Na_2O — от 0,38 до 0,59% (рис. 75). Состав плагиоклазов меняется в узких пределах — An_{60-52} . В рудном габбро с железистым авгитом ассоциирует наиболее кислый плагиоклаз — An_{44} (см. табл. 36 приложения, рис. 74). Отсутствие зональности в плагиоклазах (в редких случаях слабое — на 1—2% анортитовой молекулы — снижение основности плагиоклаза в краях крупных зерен), близость составов крупных и мелких зерен плагиоклазов и наряду с этим пегматоидные, такситовые структуры пород, присутствие постмагматической роговой обманки и рудно-силикатных сегрегаций, инъецируемых остаточными расплавами, также насыщенными рудными, свидетельствуют о кристаллизации их на малых глубинах с участием летучих компонентов и в то же время при медленном остывании. Ильменит, содержащий 43,4—51,3% TiO_2 , присутствует во всех образцах, и только в самых поздних порциях габбро он ассоциирует с титаномagnetитом (10,9% TiO_2). Аналогичные структуры и состав минералов имеют габброиды разлома Нова, где, однако, большую долю драги-

ванных габброидов составляют массивные габбро-долериты и мелкозернистое габбро с офитовыми структурами, иногда кварцсодержащие (до 5%).

Метаморфические изменения, проявленные неравномерно, выражены замещением клинопироксенов буро-зеленой роговой обманкой, затем амфиболами актинолит-тремолитового ряда. Оливин и ортопироксен (?) полностью оалькованы. Хлоритизация, эпидотизация темноцветных минералов и соскюритизация плагиоклазов наблюдались в катаклазированных разностях, образованных в зонах тектонических подвижек. Сметитизация пироксенов, замещение их гидроокислами железа и цеолитизация плагиоклазов происходили на океаническом дне.

Общий химический состав габбро разломов Кларин и Нова характеризуется широкими вариациями железистости (от 21,9 до 54,8), в разновидностях с большим количеством ильменита она достигает 75,6 [202]. Так же сильно варьирует содержание TiO_2 , составляя в основном 0,24—2,11%, в меланократовых габбро — 1,84%, авгит-роговообманковых габбро разлома Нова — 2,11%. В такситовом рудном габбро количество TiO_2 поднимается до 3,99—7,99%. Содержание щелочей составляет в среднем около 3% при вариациях Na_2O от 1,93 до 3,63%, K_2O — от 0,14 до 0,43%; эти числа хорошо коррелируются с андезин-лабродоровым составом плагиоклаза. В целом суммарное содержание щелочей, а также K_2O несколько повышено в сравнении с габбро Срединно-Атлантического хребта [401]. На диаграмме AFM (см. рис. 66) отчетливо выражен толентовый тренд дифференциации габбро: фигуративные точки составов пород располагаются параллельно стороне треугольника $FeO'-MgO'$. Вместе с тем на уровнях около 60% MgO' намечается сдвиг в сторону щелочных составов. Сопоставление состава рассмотренных фрагментов разреза с габбро других районов ВТП представляется важным для создания полной геологической картины габбровых разрезов в этом регионе. Петрографические и химические характеристики габбро приведены для габбро-норитов, клинопироксеновых, роговообманковых габбро разломов Императорского и Меррей [212], троктолитов, габбро-норитов, клинопироксеновых габбро впадины Хесса в Галапагосской зоне спрединга [100], хр. Математиков [469], разлома Гаррет, где известны также плагиоклазовые дуниты, оливиновое габбро [362], а также троктолитов и анортозитов Галапагосского поднятия [293].

Наиболее полный разрез габброидной серии, включающий самые ранние продукты дифференциации, представлен образцами разлома Гаррет: дуниты — плагиоклазовые дуниты — троктолиты — оливиновое габбро (габбро-норит) — ильменитовое габбро. В этом ряду составы минералов меняются соответственно: оливин $Fa_{11,2-11,6} - Fa_{11,4} - Fa_{16-18}$; энстатит $Fs_{13-14} - Fs_{13-15} - Fs_{47,3}$ (ильменитовое габбро); плагиоклаз — от An_{71-78} в троктолитах до An_{39-41} в ильменитовом габбро; рудный минерал — от высокохромистого шпинелида в дунитах и троктолитах до ильменита в габбро с керсутитовой роговой обманкой [362]. Глубинные части габброидного разреза, представленные магнезиальными низкощелочными малотитанистыми (0,21—0,27%) троктолитами, вскрыты также вблизи активных зон спрединга во впадине Хесса и Галапагосском поднятии. Здесь разрез "наращивается" габбро и габбро-норитами, сопоставимыми по железистости и щелочности с наиболее низкожелезистыми габбро разлома Кларин (см. рис. 66).

Вывод о том, что этот разрез сформирован в результате глубоко прошедшей дифференциации толстовой магмы [100], относится, на наш взгляд, ко всем известным находкам в восточной области центральной части Тихого океана: габброидные серии хр. Математиков представляют собой продукты кристаллизации относительно железистой фракционированной магмы; весь ряд габброидов разлома Гаррет, по мнению Р. Хеберта с соавторами, — типичная серия магматических кумулятов; на Галапагосском поднятии состав рудных аксессуаров варьирует от хромшпинелида в троктолитах до ильменита в анортозитах, что сопоставимо с наиболее полно дифференцированными разрезами расслоенных се-

рий. Общая направленность толеитовой дифференциации видна на примере фракционирования компонентов в минералах габбро разлома Кларион и хр. Математиков: рост железистости темноцветных минералов сопровождается увеличением окиси титана в клинопироксенах и увеличением албитового компонента в плагиоклазах. Конечные продукты дифференциации обогащены окисью титана, фиксированной в ильмените, и надо признать, что для разных участков, разложенных огромными расстояниями — разлом Нова—разлом Кларион—Галапагосское поднятие—разлом Гаррет — ильменит является характернейшим минералом габбро (его поздних порций кристаллизации).

Габброиды разломов Императорского и Меррей, судя по их валовому химическому составу, представляют собой продукты кристаллизации сильно фракционированной толеитовой магмы, обогащенной железом и щелочами (см. рис. 66). Формирование габброидов в общем синтезированном разрезе относится к поздним этапам кристаллизации, завершающейся образованием феррогаббро. Таким образом, в третьем слое коры Тихого океана обнажены фрагменты глубоко дифференцированного габбрового разреза, который по набору петрографических разновидностей пород и направленности эволюции их составов сопоставим с определенными разрезами габбровых серий офиолитов в складчатых областях континентов.

Рассмотренный материал также показывает, что строение многих ультрабазит-габбровых разрезов тектонически нарушено: с аполерцолитовыми серпентинитами разлома Кларион и хр. Математиков ассоциируют относительно железистые габброиды, представляющие собой поздние продукты дифференциации магмы, тогда как магнезиальные габбро или троктолиты, обычно контактирующие с перидотитами в полных разрезах офиолитов, здесь отсутствуют. Это утверждение, может быть, обусловлено отрывочностью наших знаний о геологическом строении изученных участков, однако оно косвенно подтверждается наличием габбровых брекчий и милонитизированных метагаббро в районе хр. Математиков, образование которых явно связано с тектоническими движениями. Рассланцованные, актинолитизированные долериты и катаклазированное габбро с зеленосланцевыми изменениями встречены в разломе Кларион, что также отражает распространенность внутрикоровых деформаций. Яркий пример разноглубинных движений в океанической коре — уникальная находка амфиболитов в основании лерцолит-габбрового разреза в системе разломов Элтанин. Г.Л. Кашинцев и В.В. Жданов показали, что эти породы образовывались в результате двухстадийного метаморфизма низкотемпературных базальтов и долеритов в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма [99].

Западная окраина Тихого океана

Ультрабазиты, габбро и амфиболиты драгированы в глубоководных желобах Марианском, Яп, Тонга [10, 35, 72, 211, 236, 283, 351] и только одна находка лерцолита и габбро (несколько обломков) известна в рифтовой зоне интрадугового спрединга в Филиппинском море [10, 35]. Прежде чем перейти к характеристике пород, кратко остановимся на основных этапах геологического развития той части Филиппинского моря, где были сделаны основные их находки.

Дно Филиппинского моря имеет гетерогенное строение с разновозрастными участками коры во впадинах и островных дугах. Геологические, петролого-геохимические исследования здесь проведены наиболее детально [35, 271, 452 и др.].

В восточной части Филиппинского моря на хребте Кюсю-Палау в позднем эоцене—олигоцене накапливались вулканиты "островодужного" типа — толеиты, обедненные хромом, титаном, цирконием, ванадием, редкие известково-щелочные андезиты и сопутствующие им породы. Западнее этого хребта расположен бассейн Паресе-Вела, раскрытие которого происходило в позднем олигоцене—раннем

миоцене с излияниями примитивных толеитовых базальтов (типа MORB). В Западно-Марианском хребте, ограничивающем бассейн Паресе-Вела с запада, островодужный вулканизм, аналогичный вулканизму хребта Кюсю-Палау, был проявлен в среднем миоцене. Собственно Марианский хребет с активным островодужным магматизмом в четвертичное время отделен в своей южной части от Западно-Марианского хребта прогибом, заложившимся в начале плиоцена. Так же как и в бассейне Паресе-Вела, магматизм этой интрадуговой зоны спрединга имеет примитивный толеитовый состав.

Полный набор пород офиолитовой ассоциации драгирован на внешнем склоне островных дуг на глубинах: в Марианском — 10,7—10,2 и 8,4—8,1 км, Яп — 7,4—7,1 км, Тонга — 7,9—5,6 км. Вместе с ультрабазитами и габбро в Марианском желобе драгированы вулканогенные породы серии марианит—бонинит, выше по склону подняты долериты и базальты. Абсолютный возраст (К—Аг-метод: роговые обманки и общий состав) долерита Марианского желоба, горнблендита и габбро-норита желоба Яп определен в 20—33 млн лет, возраст тоналита хребта Кюсю-Палау — $37,5 \pm 2$ млн лет [35]. Принимая эти числа, мы, таким образом, утверждаем одновозрастность части пород фундамента олигоцен-эоценовой и четвертичной (постплиоценовой) островных дуг. Более того, в основании островного склона желоба Яп и на одноименном острове залегают амфиболиты, изотопные равновесия в которых устанавливались в периоды 80—90 (ядра роговых обманок) и 11—13 млн лет назад (каймы). Следовательно, базальты фронтальной дуги изливались в четвертичное время на толщу разновозрастных пород, включающую в том числе и фрагменты офиолитового разреза, синхронные по возрасту олигоценовому островодужному вулканизму хребта Кюсю-Палау.

Ультрасосновные породы. Лерцолиты рифтовой зоны Паресе-Вела имеют деформационную гнейсовидно-очковую структуру: в массе серпентинизированного оливина растянуты агрегаты крупных зерен энстатита с изогнутыми ламеллями диопсида, сопровождаемые необластами обоих пироксенов и частично раскристаллизованным диопсидом. Согласно с ними ориентированы цепочки уплощенных зерен оливково-зеленоватого ксеноморфного хромшпинелида. Пироксены высокоглиноземистые и умеренно хромистые (см. табл. 32, 33 приложения): энстатит — $f = 10,4 \div 10,7$, Al_2O_3 — до 4,3%, Cr_2O_3 — до 0,65%; диопсид — $f = 9,8 \div 10,0$, содержит те же окислы в количестве до 6,21 и 1,08%. Высокомагнезиальный шпинелид отличается весьма высоким содержанием окиси алюминия (52,17%) и низким (14,87%) окиси хрома (см. табл. 37 приложения).

Гарцбургиты, драгированные в основании островного склона Марианского желоба в интервале глубин 8,400—8,100 м (принадлежащие фундаменту островной дуги [35]), имеют иной состав и структуру. Гарцбургиты представлены двумя разновидностями: 1) сильно серпентинизированными грубозернистыми, массивными, с дендритовым акцессорным хромшпинелидом по краю энстатитовых зерен (рис. 76); 2) слабо серпентинизированными порфирокластическими, с линейно-плоскостной структурой минералов и субгедральным хромшпинелидом. Оба типа по составу отвечают породам, предельно обедненным алюминием, кальцием, титаном и натрием. В них отсутствует диопсид: оливин $Fa_{8,4-8,9}$ и энстатит $Fs = 7,9-8,2$ с низкими содержаниями $Al_2O_3 = 1,2-1,3\%$, $CaO = 0,8-1,0\%$, следами титана и сравнительно высоким содержанием $Cr_2O_3 = 0,52-0,70\%$ ассоциируют с высокохромистым шпинелидом — $Cr_2O_3 = 50,3-54,2\%$ (см. табл. 32, 33, 37 приложения; рис. 61—65). При очень низком содержании алюминия в энстатитах и малом количестве анализов не представляется возможным оценить вариации состава минералов различных генераций, однако все же намечается тенденция уменьшения количеств окиси алюминия и окиси хрома при слабом росте железистости от центра зерен к их краевым частям (см. рис. 62). Подобный парагенезис высокомагнезиальных оливина и энстатита, крайне обедненного алюминием, кальцием, титаном, с высокохромистым шпинелидом характерен также для



Рис. 76. Дендритовидный хромшпинелид в краю крупного зерна энстатита (гарцбургит из Марианского желоба, обр. 1403-19)

Светлое — CrK α_1

гарцбургитов желоба Тонга и гарцбургитов некоторых крупнейших офиолитовых аллохтонов западной окраины Тихого океана — Новой Гвинеи [345] и Новой Зеландии [456], а также для желоба Тонга (см. рис. 61, 62). Относительно высокое содержание окиси хрома (0,5—0,7%) в энстатитах по сравнению с реститовыми гарцбургитами других регионов коррелируется в данном случае с весьма высокой хромистостью шпинелида, и это дает основание предполагать обогащенность хромом мантийного субстрата, бывшего источником формирования этих пород.

По данным петроструктурного анализа, структура гарцбургитов Марианского желоба формировалась при внутрикристаллическом трансляционном скольжении, сопровождавшемся слабой синтектонической рекристаллизацией, при $T = 1050 \div 850^\circ$ и стрессе $< 0,3$ кбар [284]. На эти структуры локально (установлено в отдельных образцах) наложилась синтектоническая рекристаллизация, обусловленная межзерновым скольжением, с образованием тонкозернистого гранобластового оливина по границам крупных зерен. Величина стресса здесь оценена в 1,5—2 кбар, и, наиболее вероятно, она характеризует условия движений в коре. Явления рекристаллизации, очевидно, нередки в ультрабазитах желобов. Свежие гарцбургиты с гранобластовой структурой, полосчатые, с четкой уплощенностью, переходящей в сланцеватость, описаны в желобе Тонга [351].

В общем химическом составе даже слабо серпентинизированных гарцбургитов количество Al_2O_3 не превышает 0,4%, CaO — 0,3%, данные о еще меньших количествах этих окислов приведены в работах [211] и Р. Фишера, Ц. Энгель. Высокие содержания окиси хрома и никеля варьируют в пределах 0,36—0,59 и 0,17—0,28% соответственно. Количество щелочей в анализируемых породах определяется не только их первичным составом, но и степенью серпентинизации. Установлена прямая корреляция количества Na_2O со степенью окисленности железа в породе и количеством несвязанной воды: при полной серпентинизации все железо переходит в окисную форму, а гигроскопическая вода сорбируется

в структурно "рыхлых низкотемпературных серпентинитах (?), среди которых определено и рентгеноморфное вещество" [35].

Кроме гарцбургитов, в желобах встречены также дуниты, верлиты и плагиоклазовые лерцолиты. Судя по относительно высокой железистости некоторых дунитов ($f = 14$), а также плагиоклазовых лерцолитов ($f = 12,3$), составам минералов и их структурам, эти породы принадлежат нижним частям габброидного разреза. К ним же, очевидно, относятся метаморфизованные верлиты и вебстериты желоба Яп и верлиты желоба Тонга.

В плагиоклазовых лерцолитах остаточные деформации в минералах отсутствуют, структура определяется резко ксеноморфным ("интеркумулятивным") обликом пироксенов и плагиоклаза, замещенного гидрогроссуляром, которые цементируют субидiomорфные короткопризматические уплощенные кристаллы оливина. Диопсид часто образует скелетные ойкокristаллы, насыщенные включениями оливина. Оптическая ориентировка оливина $Fa_{8,4-9,3}$ резко отлична от таковой в гарцбургитах: удлинение кристаллов совпадает с максимумом $Nm = [001]$, который лежит в плоскости уплощенности перпендикулярно слабому максимуму $Ng = [100]$. Подобная ориентировка, не воспроизводящаяся при деформациях, могла возникнуть при движении оливиновых кристаллов в небольшом количестве расплава. Энстатит с железистостью 8,9—9,1 содержит до 0,13% TiO_2 , что отличается от не только от гарцбургитового, но и от лерцолитового парагенезиса в рифте Паресе-Вела. Составы ксеноморфного диопсида (ойкокristов) и диопсида, образующего каймы вокруг энстатитов и плагиоклазов, резко различаются: в каймах железистость — до 15,6 против 7,1, увеличено количество Al_2O_3 до 6,28% и понижено Cr_2O_5 , NiO , TiO_2 . Содержание TiO_2 0,21—0,30% — постоянно выше, чем в энстатитах (см. табл. 33 приложения).

Таким образом, в основании островных склонов желобов наряду с предельно деплетированными гарцбургитами со структурами высокотемпературных пластических деформаций присутствуют плагиоклазовые лерцолиты, представляющие собой магнезиальные продукты ранних стадий дифференциации толентовой магмы.

Габброиды. Среди габброидов, драгированных в желобах, выделены троктолиты, оливиновые габбро, габбро-нориты, диопсид-анортитовое габбро, Ti-феррогаббро, роговообманковое габбро и их метаморфизованные аналоги.

Основная масса габброидов, драгированных в Марнянском желобе, характеризуется высокой магнезиальностью, максимальной в троктолитах и оливиновых габбро и несколько меньшей в оливиновых габбро-норитах: $FeO^*/MgO = 0,2 \div 0,3$ и 0,6 соответственно; низким содержанием окиси титана — 0,08—0,13% и крайне низким — суммы щелочей — 0,16—0,55% [35]. Типичные парагенезы троктолитов: $Fa_{13-14} + An_{96-90} \pm$ диопсид $\pm$ хромшпинелид (Cr_2O_3 — 41,2%; Al_2O_3 — 1,7%, $f = 60$); габбро: $An_{90-70} +$ диопсид $f = 20 \pm$ ортопироксен + титаномagnetит; габбро-норитов: ортопироксен $f = 15 \div 20 +$ клинопироксен $f = 20 \div 25 + An_{80-70} \pm$ оливин $\pm$ роговая обманка + титаномagnetит. Близкий состав имеют оливиновые габбро-нориты Япского желоба, обладающие в ряде случаев полосчатой текстурой, которая обусловлена чередованием лейко- и меланократовых участков.

Другая группа габброидов, относительно многочисленная в Япском желобе, представлена более железистыми габбро-норитами ($FeO^*/MgO = 1,5 \div 1,6$), иногда с повышенным содержанием ильменита и(или) титаномagnetита, а также кварцсодержащими разностями. В них типичны оцитовые и субоцитовые структуры, высокая железистость пироксенов — орто- до 30—35, более кислый плагиоклаз — An_{55-40} , иногда зелено-бурая роговая обманка. Количество TiO_2 в породе составляет 0,51—1,27%, суммы щелочей — 1,62—2,66%. Вторичные изменения проявлены в габбро неравномерно и связаны с участками дробления, катаклаза: это актинолитизация (на ранних стадиях — образование роговых обманок), хлоритизация, образование минералов эпидиот-цоизитовой группы, пренита, талька.

Габбро, драгированные в рифтовой зоне Паресе-Вела, севернее находки шпи-

нелевого лерцолита, содержит характерную титановую обманку (TiO₂—4,25), обрастающую буро-зеленой (TiO₂—1,27), титан-авгит с каймой диопсида, плагиоклаз An_{75-70} и ильменит. Минералы этого габбро и габбро-норита, обломки актинолитизированного габбро присутствуют в тектонической брекчии, поднятой в этой же зоне [35].

В целом фигуративные точки составов габброидов располагаются на диаграмме AFM соответственно толеитовому тренду дифференциации, представляя породы, значительно обедненные щелочами относительно большинства габброидов ложа Тихого океана, включая ВТП (см. рис. 66). Нет оснований утверждать, что в данном случае значительная степень дифференцированности — от троктолитов с хромшпинелидом и плагиоклазовых лерцолитов до офитовых габбро-норитов с ильменитом—титаномagnetитом — связана с эволюцией расплава (фракционной кристаллизацией и т.д.) в едином магматическом очаге и относится к единому разрезу. Скорее здесь присутствуют разновременные образования, что и подчеркивал Н.Л. Добрецов, выделяя "офиолитовое" и "неофиолитовое" габбро [35]. Приведенная характеристика ультраосновных и габброидных пород, драгированных в желобах и интрадуговой зоне спрединга, а также некоторые особенности геологического строения океанической окраины позволяют сделать ряд выводов: 1. Система красное море—желоб является областью, где на поверхность дна выведены мантийные ультрабазиты с предельно резкой контрастностью состава по степени их деплетирования: гарцбургиты в основании островного склона желобов, лерцолиты в интрадуговой зоне спрединга Паресе-Вела. Ситуация, описана для Филиппинского моря, не уникальна: в Карибском бассейне — в желобе Пуэрто-Рико — драгированы гарцбургиты, аналогичные Марианским и Тонга, а в Каймановом трого — рифтовой зоне — шпинелевые лерцолиты.

2. Контрастность состава, характерная для перидотитов со структурами пластического течения (пород, не прошедших полного плавления при отделении базальтоидного расплава), столь же типична в этой области и для базальтоидных выплавок. Здесь выделяются две устойчивые ассоциации: с лерцолитами пространственно ассоциируют примитивные толеитовые афировые и слабо порфировые (плагиоклаз ± клинопироксен) базальты, полностью сопоставимые с толеитами срединно-океанических хребтов [452]. Над гарцбургитами же в разрезе островного склона желоба располагаются не только диабазы и толеитовые базальты, но также мощные толщи толеитов островодужного типа, резко обедненных перечисленными выше элементами, двупироксеновых андезито-базальтов и породы серии маринит—бонинит — лавы, насыщенные вкрапленниками энстатита, клиноэнстатита (оливина, пироксена), с хромшпинелидом и кислым стеклом, обогащенные хромом и обедненные титаном.

Все эти породы и в интрадуговом разломе, и в основании островной дуги, как было показано выше, разновременны, но тем не менее подобная закономерная структурная приуроченность названных ассоциаций существует. Разновозрастность пород в этих ассоциациях при наличии явных горизонтальных перемещений масс в океанической коре, обусловленных интрадуговым спредингом (многократным) и общей миграцией фронтальных дуг к востоку (во времени), не позволяет прямо связывать их формирование с эволюцией единой области генерации магм, хотя такое предположение кажется заманчивым: неистощенный лерцолит + примитивный базальт, истощенный гарцбургит + андезито-базальт ± маринит (пикрит). На современном уровне знаний о сложнейшей динамике поступления расплавленных и релитовых масс в кору, очевидно, следует остановиться на констатации указанных закономерностей. Из их существования также вытекает, что режим генерации коры в красных морях характеризуется резкими изменениями температур и глубин выплавления магм (на близких пространствах и во времени) в отличие от стабильного режима выплавления толеитовых базальтов в срединных хребтах.

Рассмотренный материал приводит к выводу о несомненном различии известных сейчас ультрабазитов срединно-океанических хребтов Атлантики, Индийского, Тихого океанов и желобов западной окраины Тихого океана, Атлантики, а также рифтовых (спрединговых) зон в краевых морях — Филиппинском и Карибском. Главные различия заключаются в следующем.

1. В срединно-океанических хребтах и рифтовых зонах краевых морей преобладают лерцолиты шпинелевые и шпинель-плагиоклазовые. Лерцолиты наиболее широко распространены в экваториальной части Атлантики, тогда как севернее 40° с.ш. преобладают гарцбургиты. В Аравийско-Индийском и Западно-Индийском хребтах лерцолитовый состав представляется наиболее типичным. В то же время в срединных хребтах различных океанов ультрабазиты с одинаковыми минеральными парагенезисами (например, наиболее распространенным — оливин + энстатит + диопсид + хромшпинелид) имеют значимые различия в содержании некоторых петрогенных элементов: индоокеанические лерцолиты отличаются самыми высокими содержаниями алюминия, титана и натрия в пироксенах; в лерцолитах (без плагиоклаза) Атлантики первичные силикаты имеют наиболее высокую железистость, а те же минералы в ВТП — самую низкую железистость; содержания алюминия и хрома в пироксенах Атлантики и ВТП очень близки; состав силикатов из лерцолитов зоны Паресе-Вела близок к такому в некоторых (относительно железистых) лерцолитах западного сектора Индийского океана. Различия в составе акцессорных шпинелидов в лерцолитах прямо связаны с вариациями состава пироксенов: наиболее глиноземисты акцессориды лерцолитов Аравийско-Индийского, Западно-Индийского хребтов и зоны Паресе-Вела.

2. В гарцбургитах из основания островных склонов глубоководных желобов оливины и пироксены имеют высокую магнезиальность и значительно меньшие содержания алюминия, хрома, кальция, титана и натрия в пироксенах (последние два элемента — только для диопсида желоба Тонга, во всех остальных случаях их содержание ниже уровня определений) по сравнению с теми же минералами ультрабазитов из всех спрединговых зон в океанах и краевых морях. Акцессорные шпинелиды гарцбургитов из желобов отличаются более высокой (в 2—3 раза) хромистостью и повышенной железистостью по сравнению с акцессоридами лерцолитов, а также гарцбургитов срединных хребтов. Следовательно, одним из кардинальных различий ультраосновных пород для современного океана и его окраин является их относительно слабо деплетированный состав в зонах спрединга и значительно деплетированный — в желобах (основании современных островных дуг).

На фоне рассмотренных особенностей состава минералов существуют его закономерные вариации, общие для всех типов пород. В гарцбургитах и лерцолитах всех регионов пироксены (преимущественно энстатиты) имеют скрытое зональное строение: ядра крупных зерен по сравнению с каймами и мелкими зернами (необластами) обогащены хромом, алюминием, кальцием, иногда титаном и натрием (в диопсидовых ламеллях). В энстатитах гарцбургитов отмечено увеличение железистости краевых зон, тогда как в лерцолитах наблюдается и обратная закономерность: в необластах энстатита в гарцбургитах и лерцолитах железистость понижена (рис. 77); в диопсидах к краям зерен железистость чаще падает. Зональность пироксенов с уменьшением количества хрома, алюминия и кальция к краям зерен и появление необластов того же состава, что краевые части крупных зерен, описаны для лерцолитов и гарцбургитов уральских офиолитовых массивов (см. гл. II) и интерпретировались как следствие их частичной рекристаллизации при высокотемпературной деформации (пластическом течении)

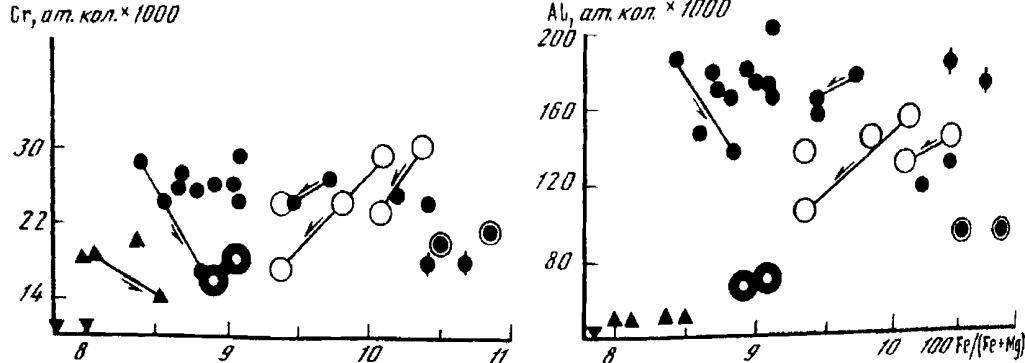


Рис. 77. Соотношения хрома и алюминия (общего) с железистостью в эстатитах оксанических ультрабазитов

Стрелками показана направленность изменения состава от ранних поколений к поздним. Усл. обозначения см. на рис. 61

пород в верхней мантии. Возможные условия возникновения зональности и общих закономерностей в изменении составов минералов пород, принадлежащих различным структурам океанического дна, рассматриваются в следующей главе совместно (и в сопоставлении) с таковыми для ультрабазитов офиолитовой ассоциации на континентах. Здесь же важно подчеркнуть, что составы минералов ультрабазитов океана также несут информацию о разных проявлениях дифференциации мантийного вещества. Один тип дифференциации происходит с уменьшением в пироксенах и породе в целом количества алюминия, кальция, железа, титана, натрия, а также с перераспределением хрома из пироксенов в шпинелиды и представляет собой, по существу, процесс рестирования (лерцолит "оуэн" — гарцбургит "марианский"). Второй тип накладывается на первый, представляя собой дальнейшее течение дифференциации, проявленной как в лерцолитах, так и в гарцбургитах и выраженной некоторым увеличением железистости пироксенов при уменьшении в них хрома, алюминия. Наконец, третий тип — дифференциация вещества в плагиоклазовых фациях ультрабазитов, в ходе которой иногда сохраняются следы кристаллизации мобилизованного расплава согласно толетовому тренду фракционирования компонентов. Все типы дифференциации осуществлялись при пластических деформациях пород.

Габброиды, драгированные в срединных хребтах Атлантики, Индийского, Тихого океанов, Карибского бассейна и желобов чрезвычайно разнообразны по составу и структурам. Это разнообразие в целом подчинено толетовому тренду фракционирования компонентов в ряду: высокомагнезиальный троктолит (оливиновое габбро), габбро-норит, клинопироксеновое габбро — роговообманковое габбро, феррогаббро; жилки аплитов, плагиогранитов нередко сопровождают феррогаббро. Подобный набор пород с довольно стабильной кремнекислотностью и низким содержанием щелочей при снижении количества хрома, никеля и росте железистости и количества окиси титана в конечных продуктах дифференциации типичен для всех рассмотренных регионов. На этом фоне выделены отличительные особенности габброидов различных областей океана. Представления о них основаны на материале, неравномерно распределенном в пространстве и, безусловно, еще недостаточном для окончательных выводов, однако совокупность имеющихся данных выявляет определенные закономерности.

В Атлантике относительно широкое распространение имеют магнезиальные габброиды, вплоть до переслаивания габбро, троктолитов с магматическими плагиоклазовыми лерцолитами (скв. 334). Существует щелочная ветвь дифференциации, давшей нефелиновое (нефелин-нормативное?) габбро. Представление о первично-магматической природе его оспаривается [436], однако метаморфическая модель формирования также предполагает наличие глубинного источника щелочей.

В Аравийско-Индийском и Западно-Индийском хребтах более распространены габбро-нориты, габбро-анортозиты и феррогаббро. Магнезиальные разновидности сравнительно редки, но плагиоклазовые вебстериты, возможно представляющие собой фрагмент нижних частей разреза расслоенного комплекса, встречаются здесь, так же как и в Атлантике. Щелочная ветвь дифференциации явно выражена в жилах монцонитов, секущих диабазы [344].

Обобщенный габброидный разрез *Восточно-Тихоокеанского поднятия* наиболее полно представлен в области его сочленения с Галапагосским центром спрединга и в разломе Гаррет, где известен весь ряд интрузивных дифференциатов толеитовой магмы — от плагиоклазовых дунитов и высокомагнезиальных троктолитов с хромшпинелидом до ильменитовых габбро-анортозитов и феррогаббро. На западном фланге ВТП на разных участках вскрыты относительно железистые (со слабо повышенным содержанием натрия) малоглубинные ильменитовые габброиды. В строении фундамента поднятий на северо-западе Тихого океана участвуют габброиды, представляющие собой продукты кристаллизации сильно фракционированной толеитовой магмы, обогащенной железом и щелочами. Вариации щелочности габброидов обусловлены не только фракционированием компонентов при кристаллизации и существованием разноглубинных уровней генерации магм, но и их метаморфическими (метасоматическими) преобразованиями с привнесением натрия. Об этом свидетельствует состав метагаббро (амфиболизированного с образованием роговой обманки и натрового плагиоклаза) разломов Императорского и Меррей [212].

Габброиды, слагающие основание *островного склона желобов западной окраины Тихого океана*, явно обеднены щелочами относительно того же ряда пород ВТП (исключение составляют низкощелочные троктолиты впадины Хесса). С ними чаще, чем в хребтах, ассоциируют дуниты и магматические ультрабазиты: плагиоклазовые лерцолиты, пироксениты, верлиты и другие породы, представляющие собой, очевидно, нижнюю часть разреза расслоенной серии. Однако в подавляющем большинстве случаев выделение определенных комплексов "ультрабазит—габбро" по результатам драгирования не представляется возможным как из-за отрывочности информации, так и из-за тектонической нарушенности многих разрезов и существования разновозрастных габброидов.

Таким образом, в разрезах современной коры океанического типа существуют региональные различия в составе мантийных перидотитов, — лерцолитов и гарцбургитов — и значительно слабее проявлена разница в составе и строении габброидных серий — картина весьма сходна с той, что рассмотрена для разрезов мезозойских офиолитов Тетиса. Структурная приуроченность сильно деплетированных гарцбургитов не исчерпывается их положением в основании островных склонов желобов; наряду с лерцолитами они выводятся в кору и в срединно-океанических хребтах, иногда в четко ограниченных их сегментах (Северная Атлантика). Лерцолиты в желобах неизвестны. В целом для краевых морей (области генерации коры океанического типа на границе океан—континент) весьма типична высокая контрастность состава мантийных перидотитов, выведенных в кору.

СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННАЯ ЭВОЛЮЦИЯ МАНТИЙНОГО ВЕЩЕСТВА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ГАББРО-УЛЬТРАБАЗИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ОФИОЛИТОВ

Рассмотренный материал показал, что в разновозрастных офиолитовых ассоциациях (рифейской? — раннепалеозойской Урала и мезозойской Альпийского пояса), а также в коре современных океанов и краевых морей, включая островные склоны глубоководных желобов, присутствуют различные типы габбро-ультрабазитовых комплексов. В одном из них ранние (древние) серии представлены преимущественно лерцолитами, в другом — гарцбургитами. Первый тип имеет более простое строение разреза и относительно короткую историю формирования, во втором многоэтапная история формирования обусловила сложно построенные разрезы. Во всех обсуждаемых габбро-ультрабазитовых массивах на одном эрозионном уровне обнажены как лерцолиты, так и гарцбургиты. То же установлено в разрезах современной океанической коры, где эти породы нередко драгированы на одном или соседних участках.

Все эти факты указывают на существование эволюционного ряда мантийных перидотитов, прослеживая историю которого можно составить представление о динамике и условиях преобразования структуры и вещества верхней мантии. Время этих преобразований относится к периоду генерации коры океанического типа либо предшествует ему, что следует из структурно-временных соотношений ультраосновных пород и базальтов в зонах спрединга (при условии сходства ультраосновных и габброидных пород офиолитовых комплексов складчатых областей континентов и коры океанов, а также их активных окраин).

Предлагаемая ниже реконструкция возможных вариантов событий в верхней мантии основана в значительной мере на материалах изучения ультрабазитов: установленной закономерности строения их разрезов, последовательности и условиях формирования пород, оценке роли высокотемпературных деформаций на разноглубинных уровнях, а также данных о закономерности строения габброидных разрезов и структурно-временных соотношениях мантийных перидотитов и габброидных серий. Вероятные разномасштабные неоднородности состава верхней мантии, очевидно, следует оценивать с привлечением данных о составах ультрабазитов современных океанов и краевых морей.

МАНТИЙНЫЕ ПЕРИДОТИТЫ

Различные петрологические модели верхней мантии опираются на изучение структур и вещества в массивах альпинотипных перидотитов, принадлежащих либо офиолитовой ассоциации, либо типу "корневых зон" (согласно классификации Э. Ден-Текса), а также глубинных включений в кимберлитах и базальтах вулканов как в континентальных областях, так и на океанических островах. Во всех этих геологических телах широко распространены хромшпинелевые лерцолиты и гарцбургиты, образование которых связывается с процессами частичного плавления вещества верхней мантии, т.е. с формированием их в виде тугоплавкого остатка при зарождении и отделении базальтоидных магм. Структурно-временные соотношения хромшпинелевых лерцолитов с другими разновидностями перидотитов — гранатовыми, плагиоклазовыми лерцолитами, гарцбургитами — и с дунитами, пироксенитами в той или иной мере доступны для прямого изучения и в глубинных включениях, и в альпинотипных массивах. Но только в полных разрезах габбро-ультрабазитовых комплексов можно проследить основные закономерности процессов, формирующих геологические тела в верхней мантии (ее структурно-вещественную неоднородность).

На примере уральских массивов было показано существование грубой зональности или стратификации их полных разрезов. Термин "стратификация", удобный для характеристики морфологии разреза с последовательно сменяющимися толщами, не является синонимом "магматической расслоенности" и в петрологическом смысле противоположен ему: в общем случае в перидотитовой части офиолитовых разрезов перцолиты — самые ранние и наиболее глубинные образования, богатые базальтоидными компонентами, — сменяются гарцбургитами и далее более поздними магнезиальными дунитами, слагающими внешние зоны перидотитовых тел перед контактом с габброидными сериями, тогда как в расслоенных интрузиях во времени и вверх по разрезу магнезиальность пород последовательно снижается. Наиболее четко зонально-стратифицированное строение разреза выражено в существенно перцолитовых массивах Средний Крака и Нурали. В гарцбургитовых массивах повсеместно прослеживается лишь дунит-гарцбургитовая и(или) дунитовая зоны (массивы Полярного Урала, Омана, Бей-оф-Айлендса и др.). На Войкар-Сыньинском массиве перцолиты сохранились фрагментарно в реликтовых телах среди гарцбургитов. В общем разрезе офиолитовых аллохтонов Новой Каледонии, включая массивы Монталь де Сурс и Поум, шпинелевые перцолиты сменяются вверх по разрезу высокоглиноземистыми гарцбургитами и далее "истощенными" гарцбургитами, дунит-гарцбургитами и дунитами, которые контактируют с габбро [340]. Та же картина описана для сводного разреза массивов Бей-оф-Айлендса (Ньюфаундленд): Блоу-ми-Даун и Тэйбл Маунтин [357]. Мощности выделяемых структурно-петрографических зон варьируют соответственно типам массивов: перцолитов — до 6 км в перцолитовом типе и 0,1—1 км — в гарцбургитовом; гарцбургитов — 0,5—2 км в перцолитовом и до 11 км в гарцбургитовом; дунитов (дунит-гарцбургитов) — десятки—сотни метров—2 км в перцолитовом и до 3 км в гарцбургитовом. Помимо грубой "крупномасштабной стратификации", наблюдаются относительно маломощные пачки пород, химические характеристики которых соответствуют генеральной направленности в изменении общего состава вещества по разрезу. Особенно четко это установлено на массиве Средний Крака, где пачки пород одинакового петрографического состава (хромшпинелевых и шпинель-плагноклазовых перцолитов), расположенные на разном расстоянии по отношению к границе с дунит-верлит-пироксенитовой (габброидной) серией, резко различаются по составу породообразующих минералов: в основании разреза перцолиты (как с плагноклазом, так и без него) содержат магнезиальный высокоглиноземистый хромшпинелид и пироксены с высокими содержаниями алюминия, хрома, титана и натрия (последние два элемента — в диопсидах); по мере приближения к границе с дунит-верлит-пироксенитовой серией и особенно вблизи нее те же петрографические разновидности содержат железистый, значительно более хромистый (в 2 раза) шпинелид и пироксены, резко обедненные всеми перечисленными элементами; магнезиальность силикатов увеличивается. Одновременно в этом направлении в перцолитовой части разреза увеличивается количество и мощность плагноклазосодержащих линз, чередующихся с деплетированным перцолитом, гарцбургитом, дунитом, т.е. формируется область развития контрастных по составу тугоплавкого остатка и мобилизованного, но не отделенного, базальтоидного материала. Таким образом, на фоне нарастания степени обеднения вещества базальтоидными компонентами происходит разделение перцолита на пачки (горизонты, толщи) пород относительно одинакового химико-петрографического состава, и это тоже одна из характернейших черт перидотитовых разрезов.

Маломасштабные неоднородности в строении пород представлены полосчатыми текстурами, чрезвычайно широко развитыми в гарцбургитах и шпинелевых перцолитах, и шлировыми, шлирово-полосчатыми, более типичными в шпинель-

плаггиоклазовых перцолитах. В перцолитовых массивах шпирово-полосчатые текстуры развиваются в основном с появлением плагиоклаза, но им предшествует полосчатость, сформированная в условиях шпинелевой фации. Усиление линзовидно-послойной неоднородности пород с образованием плагиоклазосодержащих шлиров, окруженных гарцбургитовыми и(или) дунитовыми оболочками, происходит на границах сменяющихся относительно однородных пачек перцолитов с плагиоклазом и без него. Эта закономерность — увеличение контрастности текстур полосчатых, шпирово-полосчатых, реже сетчатых (на границе дунит—гарцбургит)—прослеживается в зонах перехода перцолит—гарцбургит и гарцбургит—дунит. Именно такие текстуры с дробным чередованием пород, представляющих собой крупные сменяющиеся единицы разреза, демонстрируют цельность всего эволюционного ряда мантийных ультрабазитов.

Распределение полосчатых разновидностей и степень совершенности полосчатости меняются по разрезу перидотитов: для многих массивов типично чередование однородных массивных пачек мощностью десятки—сотни метров с неясно и резко-полосчатыми (Войкаро-Сыннинский, Кракинские, Нурали — на Урале; Ред Маунтин в Новой Зеландии, Джозефина в Калифорнии [335] и др.). При этом участки с четкой полосчатостью, как правило, характеризуются разномасштабными складками течения, а в существенно гарцбургитовых массивах — присутствием многочисленных жил дунитов и пироксенитов, секущих полосчатость. На Войкаро-Сыннинском массиве резкополосчатые гарцбургиты приурочены к приосевой зоне крупномасштабной желобовидной складки течения, синхронно с которой формировалась сетчатая система жил.

Морфология различных складок полосчатости гарцбургитов и перцолитов с линейностью, расположенной в осевых плоскостях параллельно шарнирам складок или под крутым углом к ним, складчато-будинированные жилы дунитов и пироксенитов отражают пластическое течение вещества. Вопрос о генезисе линейно-плоскостных и полосчатых структур при этом решается отдельно; известно, что они могут быть образованы как магматическим, так и метаморфическим путем. Природа петроструктуры перцолитов и гарцбургитов устанавливается комплексным макро- и микроструктурным анализом:

- во всех изученных случаях в оливинах, составляющих 70—80% объема породы, наблюдаются полосы излома, ориентированные поперек удлинения крупных уплощенных зерен и агрегатной линейности; такие полосы образуются только при внутрикристаллическом скольжении дислокаций [322, 440];

- в краях крупных зерен и вдоль полос излома развиты субзерна, переходящие в необласты, размеры и количество которых варьируют в разных породах и по разрезу;

- в энстатитах наблюдаются те же структуры и часто — разрыв и растаскивание зерен вдоль агрегатной линейности с зализыванием разрывов оливином;

- предпочтительные ориентировки осей оптической индикатрисы оливина и энстатита закономерно связаны с положением полос излома, линейности и уплощенности минералов. В этом случае подобные ориентировки являются только следствием скольжения дислокаций по определенным кристаллографическим системам, связывающим плоскость и направление скольжения. Все они воспроизводятся экспериментально [414].

Наличие разномасштабных складок течения, линейно-плоскостных ориентировок, будинированных прослоев и жил составляет неотъемлемую характеристику всех перидотитовых разрезов (см. рис. 35). Закономерным для деформационных структур является следующее: 1) конформность структур в чередующихся пачках пород; 2) дисконформность полосчатости, уплощенности и линейности перцолитов по отношению к границе с дунит-гарцбургитовой и последующими внешними зонами, а также со структурами дунитов и пироксенитов; при этом линейность ориентирована под крутым углом к плоскости границ; 3) в зоне перехода от пер-

полита к гарцбургиту красвой зоны происходит постепенное изменение ориентировки структур на согласное со структурами пород внешней оболочки массива — дунитов, верлитов, пироксенитов, габбро. Смена ориентировки структур предшестует, таким образом, смене состава пород.

Постоянны такие главные различия внутренних структур существенно лерцолитовых и гарцбургитовых массивов: в лерцолитовом разрезе типичны текстуры пород с четкой плоскостной ориентировкой, как правило совпадающей с плоскостью полосчатости, слабое развитие секущих жил и обилие шлиров разного состава в системе полосчатости; в гарцбургитовом разрезе уплощенность выражена значительно хуже и нередко сечет полосчатость; типичны разнообразные складки, очерченные полосчатостью, будинаж-структуры; чрезвычайно характерно обилие дунитовых тел и секущих полосчатость жил дунитов, пироксенитов, которые формируются в одном поле напряжений с пластическими деформациями гарцбургитов.

Последовательность и условия формирования пород в перидотитовых разрезах

Из анализа структурных соотношений пород и закономерностей их распределения в разрезе неизбежно следует, что во всех рассмотренных массивах шпинелевые лерцолиты являются самыми ранними породами, представляя собой ту матрицу, на месте которой происходит образование плагиоклазсодержащих лерцолитов, гарцбургитов и дунитов. Каждая из этих разновидностей пород образуется не одновременно, о чем свидетельствует различный состав их сосуществующих минералов и соответственно условий формирования. Это относится и к шпинелевым лерцолитам, состав которых эволюционирует по мере отделения базальтоидных компонентов. Разновременность шпинель-плагиоклазовых лерцолитов и их гетерогенность отчетливы на массиве Средний Крака. В нижней части разреза (как правило) эти породы встречаются в виде уплощенных линз без дунитовых и гарцбургитовых оболочек среди шпинелевых лерцолитов. Одинаковый общий химический состав лерцолитов с плагиоклазом и без него, состав сосуществующих минералов последовательных генераций и петроструктуры этих пород позволяют рассматривать появление плагиоклаза в данной ассоциации как результат реакции фазового перехода при снижении общего давления: глиноземистая шпинель + диопсид — анортит + оливин $\pm$ хромшпинелид. Эта реакция зарождалась и осуществлялась в прослоях, относительно обогащенных окисью алюминия, т.е. была подготовлена "послойно-шлировой" контрастностью состава, сформированной ранее.

Выше по разрезу (ближе к контакту с габброидами) шлиры плагиоклазсодержащих лерцолитов, окруженные оболочкой дунитов и(или) гарцбургитов, представляют собой уже продукты дифференциации, проходившей по схеме: шпинелевый лерцолит — плагиоклазсодержащий лерцолит или анортит-диопсид ($\pm$ энстатит)-оливиновая порода с переменными количественными соотношениями минералов $\pm$ дунит $\pm$ гарцбургит. Минералогический и химический состав пород (минералов) в таких участках — с локальным обогащением кальцием, алюминием, кремнеземом, титаном, железом относительно более магнезиального субстрата — отражает по существу появление базальтоидного мобилизата в процессе частичного плавления лерцолита. Следами его, очевидно, являются и линейные агрегаты анортит + диопсид + хромшпинелид. Такая интерпретация аналогичных образований в лерцолитовых и лерцолит-гарцбургитовых массивах Ланцо, Отрис, Троодос, Нурали была предложена ранее Ф. Будье, А. Николя, М. Мензисом, К. Алленом, и в общем случае она хорошо согласуется с логикой модели частичного плавления лерцолита в верхней мантии. Здесь же для дальнейших построений можно подчеркнуть, что плагиоклазсодержащие обособления появляются в результате разных процессов и, наиболее вероятно, на разных стадиях формирования

разреза — сначала в результате твердофазового перехода и затем при частичном плавлении.

Об относительном времени образования гарцбургитов в существенно лерцолитовых массивах мы можем судить по их структурному положению и химико-минералогическому составу: в виде зональных оболочек вокруг линз, обогащенных плагиоклазом и диопсидом, среди лерцолитов или зоны пород, обедненных базальтоидными компонентами в верхней части разреза (близкой к габброндам), из чего следует вывод об определенной комплементарности их состава, базальтоидной выплавке и одновременности с отделением базальтоидного расплава из лерцолита. В гарцбургитовом типе разреза прямые свидетельства позднего времени образования гарцбургитов по отношению к шпинелевым лерцолитам менее очевидны: лерцолиты присутствуют среди них в виде отдельных тел, представляющих собой возможные реликты субстрата, на месте которого формировались гарцбургиты, или располагаются в основании разрезов. Однако реститовый состав гарцбургита по отношению к лерцолиту, неизменная направленность дифференциации лерцолита и существование переходных лерцолит-гарцбургитовых типов разреза дают основание считать, что эти породы формировались при обеднении лерцолита базальтоидными компонентами. В большинстве случаев остается неясным, был ли этот процесс одноактным (непрерывно, последовательно развивающееся тектоническое событие в верхней мантии, например, подъем мантийного диапира) или он неоднократно возобновлялся в разные тектонические эпохи. В какой-то степени помочь ответить на этот вопрос может изучение истории формирования дунитовых тел и жильных образований.

Полихронность дунитов и пироксенитов в перидотитовых массивах доказана прямыми геологическими наблюдениями и относится к фундаментальным характеристикам разрезов мантийных пород. Особенно четко проявлены многочисленные поколения жил в существенно гарцбургитовых массивах. Ранние дуниты представлены пластообразными телами в системе полосчатости гарцбургитов и образуются по мере ее развития, т.е. усиления контрастности состава, о чем свидетельствуют синхронные этим дунитам энстатитовые обособления в зальбандах тел. К следующему поколению относятся жилы, секущие гарцбургитовую полосчатость, и дунитовые тела с ореолом сетчатых дунитовых жил, расположенные в ядрах желобовидных складок течения гарцбургитов. В этих морфологически сложных системах тел видна дискретность последовательного процесса их формирования: 1) дунитовые жилы с резкими контактами пересекают дунитовые тела с энстатитовыми (энстатит-диопсидовыми) оторочками вдоль контактов; 2) большая часть дунитов пересекается жилами энстатитов и вебстеритов, но есть дунитовые жилы, секущие пироксениты и хромитовые обособления в дунитах, — самые поздние поколения. Еще отчетливее многостадийность жил дунитов и пироксенитов выступает на участках с интенсивными складчатыми деформациями (Войкаро-Сыншинский массив): ранние дунитовые и энстатитовые жилы, субсогласные с гарцбургитовой полосчатостью, будинированы и смяты в складки; их рассекает со слабым смещением вдоль осевых плоскостей следующая генерация жил, в которой появляются и вебстериты; эти жилы также сминаются в складки и, в свою очередь, пересекаются жилами третьей генерации (см. рис. 35). Поздние жилы здесь представлены вебстеритами, цементирующими блоки гарцбургита, обедненного энстатитом, и содержат включения дунитов, энстатитов.

Общая направленность изменения состава минералов в разных поколениях подобных метаморфогенных жил заключается в слабом увеличении железистости силикатов пироксенитов (от энстатитов к вебстеритам), резком уменьшении количества алюминия и хрома в их пироксенах по сравнению с пироксенами гарцбургитов, повышении магнезиальности оливина в дунитах при возрастании хромистости и железистости акцессорного хромшпинелида как в дунитах, так и в гарцбургитах. Принципиально иной состав имеют зональные жилы темно-зеленых

оливиновых вебстеритов — самые поздние из ультраосновных образований в разрезе, секущие все перечисленные породы. Варьирующая, в целом сильно повышенная железистость их силикатов и вместе с тем относительно высокие содержания алюминия, хрома, титана в пироксенах, глиноземистый состав железистого хромшпинелида явно отличают эти породы от остальных жильных образований с тем же набором минералов (оливин + ортопироксен + хромшпинелид) и сближают их по химическому составу с магнезиальными габброидами.

Тренд химической дифференциации вещества одинаков для разных массивов: в ряду шпинелевый лерцолит — гарцбургит — дунит происходит увеличение магнезиальности всех силикатов, снижение количеств Al_2O_3 , Cr_2O_3 , TiO_2 , Na_2O в пироксенах с одновременным увеличением железистости и хромистости шпинелидов. Аналогичные изменения наблюдаются в разных поколениях минералов — от ядер крупных зерен к необластам. В сегрегациях плагиоклазсодержащих лерцолитов, где происходит концентрация базальтоидного мобилизата, железистость силикатов слабо возрастает, а содержания окиси алюминия и хрома в пироксенах при росте железистости хромшпинелида снижаются.

При сравнении составов ультраосновных пород разных регионов и разных возрастов, как правило, используются средние арифметические величины компонентов, рассчитанные по данным химических анализов [133]. Мы видели, что почти в каждом массиве существует ряд перидотитов различного состава, и, следовательно, этот метод оправдан при сопоставлении тех разрезов, где известны примерные объемные соотношения перидотитовых серий разного состава, например лерцолитов и гарцбургитов (дунит-гарцбургитов). Но в тех случаях, когда сопоставляются средние составы больших групп, например в работе Б.Г. Лутца — альпинотипных и океанических ультрабазитов, этот метод представляется неприемлемым по следующим причинам. Во-первых, определение соотношений лерцолитов—гарцбургитов в выборке "альпинотипных", в том числе и в офиолитовом подтипе, произвольно и зависит от случайного набора анализов, не характеризующего соотношение масс, которое меняется как в разных массивах, так и регионах (Западное и Восточное Средиземноморье, различные районы Урала, Тамватнейская и Майницкая зоны Корякии [180] и др.). В составе океанических ультрабазитов также существуют региональные вариации, и только ультрабазиты желобов представляют собой устойчивый гарцбургитовый тип. Во-вторых, как уже отмечалось выше, океанические образцы нередко сильнее изменены, в том числе и при подводном выветривании, и повышенные содержания щелочей в породе (иногда ряда других окислов) не коррелируются с содержаниями их в первичных минералах.

Сопоставление диапазона вариаций пород и их первичных минералов в конкретных разрезах, а также типичных представителей разновидностей ультрабазитов, принадлежащих различным горизонтам, дает более объективную картину. На диаграммах (рис. 78—81) видно, что составы лерцолитов, гарцбургитов и слагающих их минералов офиолитовых комплексов Урала и океана меняются в сходных пределах. Преобладание лерцолитовых парагенезисов среди известных образцов срединно-океанических хребтов достаточно очевидно, но важно, что диапазоны вариаций состава и структур пород близки. Отчетливо выражена слабая истощенность значительной части пород Индийского океана и Западного Средиземноморья (см. рис. 78), что видно и при сравнении состава энстатитов (см. рис. 79): в лерцолитах Индийского океана установлены наиболее глиноземистые и хромистые пироксены; энстатиты лерцолитов уральских массивов содержат значительно меньше хрома, чем анализированные океанические образцы. На этих же диаграммах показан универсальный характер направленности эволюции пироксенов: снижение в поздних поколениях хрома и алюминия, сначала с уменьшением их железистости, а затем при слабом ее росте. По содержанию хрома и натрия диопсиды лерцолитов уральских массивов и Индийского океана (раз-

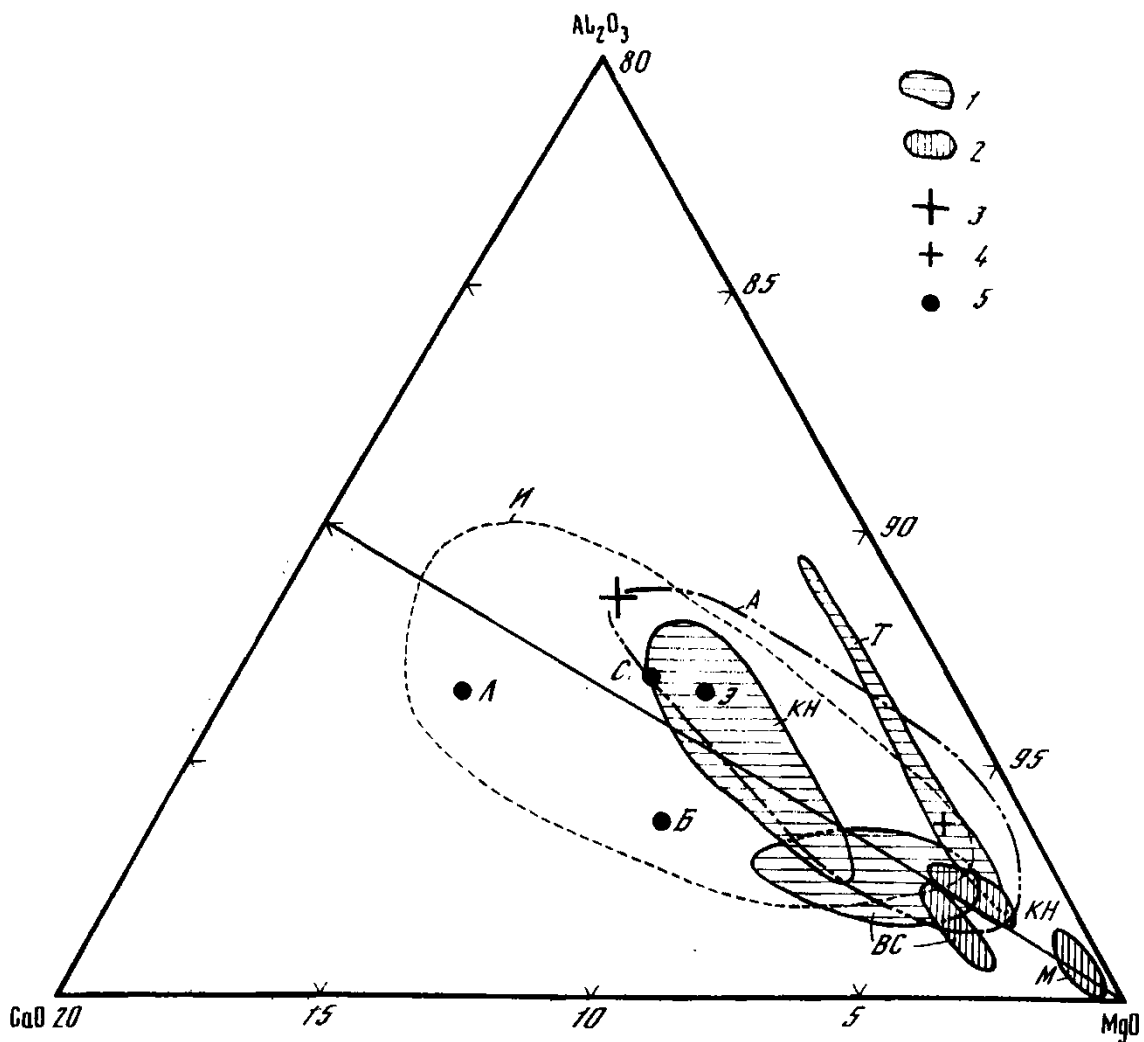


Рис. 78. Сводная диаграмма составов перидотитов

1, 2 — породы Урала, Тихого океана и желобов: 1 — лерцолиты, 2 — гарцбургиты; 3 — средний лерцолит; 4 — средний гарцбургит (3, 4 по [51]); 5 — лерцолиты Средиземноморья (по [348])
 А — Атлантика, И — Индийский океан, Т — Тихий океан, М — желоба Марианский, Тонга, Пуэрто-Рико; КН — массивы Средний Крака, Нурали; ВС — Войкаро-Сыньинский; Л — Лагцо; С — Суверо; Э — Эрро-Тоббио; Б — Бальдиссеро

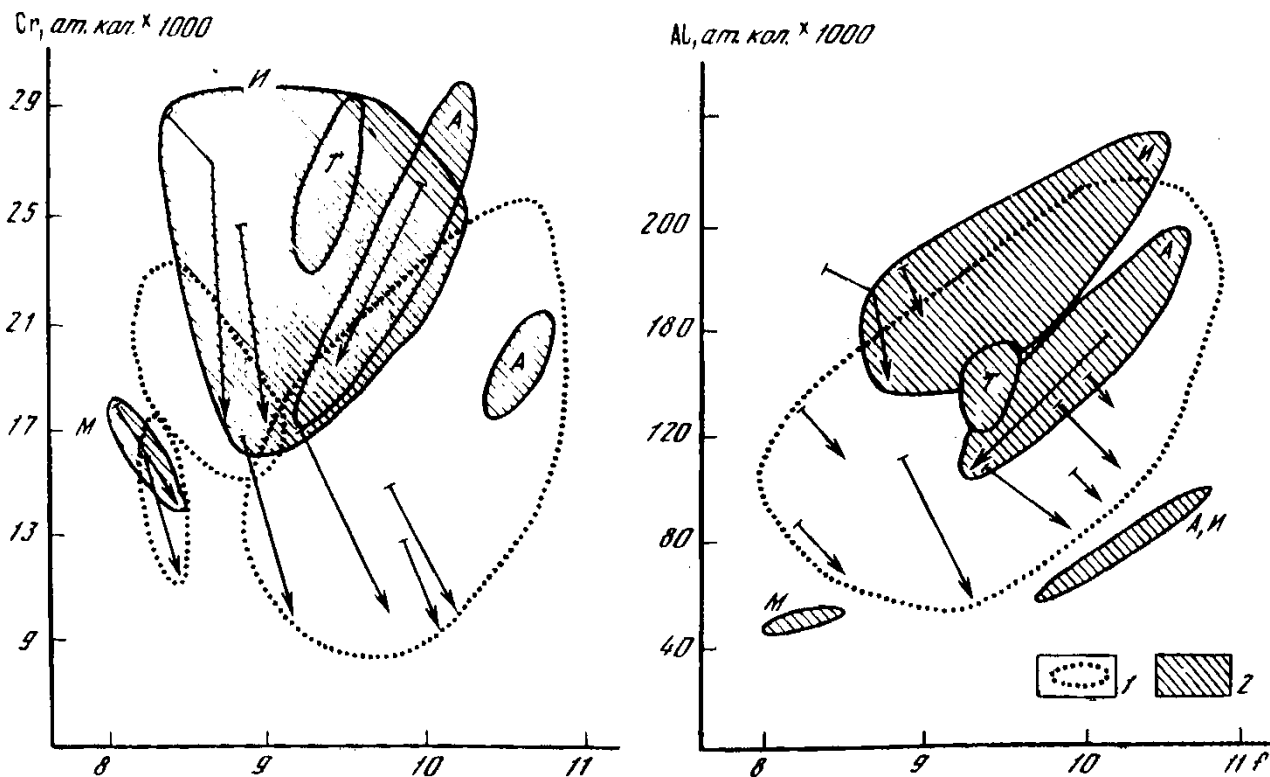


Рис. 79. Соотношение количеств хрома и алюминия с железистостью в энстатитах перидотитов уральских офиолитов (1) и современных океанов (2)
 Буквы соответствуют названиям океанов (М — Марианский желоб). Стрелками показаны тренды изменения состава в одном образце

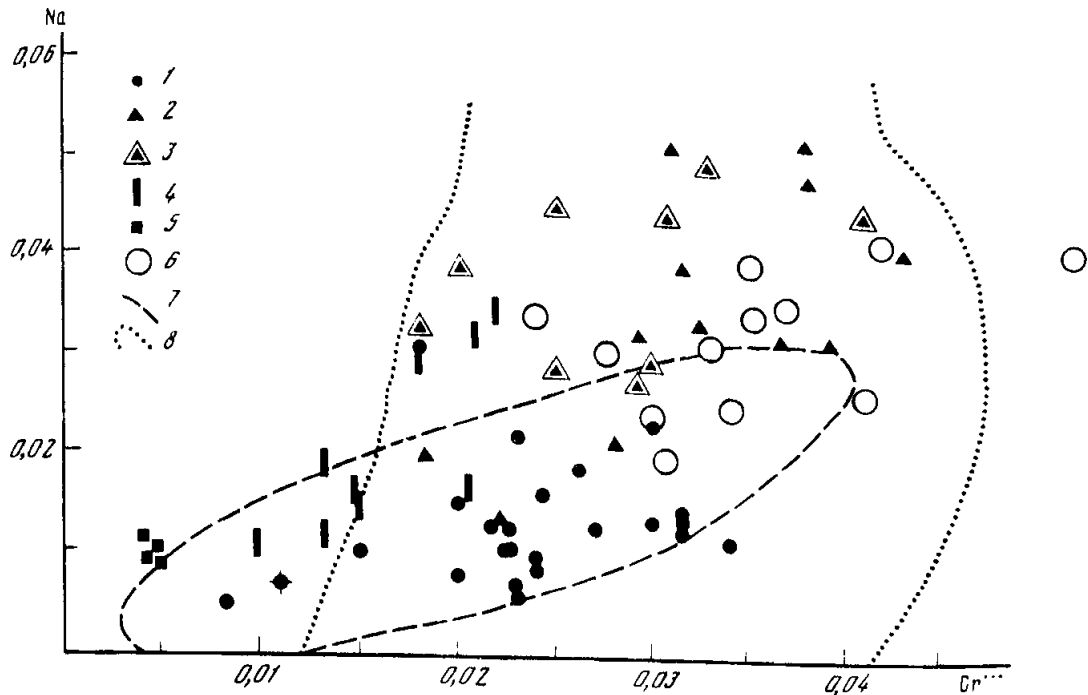


Рис. 80. Распределение натрия и хрома в диопсидах ультраосновных пород

1 — гарцбургиты и лерцолиты Войкаро-Сыньинского массива; 2 — хромшпинелевые лерцолиты Кракинского и Нуралинского массивов; 3 — хромшпинель-плагноклазовые лерцолиты Кракинского и Нуралинского массивов; 4 — энстатит-диопсидовые жилы в гарцбургитах Войкаро-Сыньинского массива; 5 — клинопироксениты полосчатой серии; 6 — хромшпинелевые лерцолиты разлома Оуэн, Индийский океан; 7 — границы поля для диопсидов гарцбургитов офиолитовой ассоциации; 8 — границы поля для диопсидов лерцолитовых массивов (7, 8 по [427])

лом Оуэн) близки между собой и сильно отличаются от диопсидов гарцбургитов Войкаро-Сыньинского массива с более низкими содержаниями этих элементов (см. рис. 80). Составы аксессуарных хромшпинелидов меняются от высокоглиноземистых, магнезиальных для части шпинелевых лерцолитов до высокохромистых, железистых в гарцбургитах, и поля фигуративных точек их составов в океанических и уральских перидотитах перекрываются даже для крайних членов ряда (см. рис. 81). Хромшпинелиды уральских шпинелевых лерцолитов имеют в целом более высокую железистость, что иногда обусловлено вторичными изменениями. Почти полная низкотемпературная серпентинизация океанических ультрабазитов сопровождается окислением части железа в шпинелидах с образованием магнетитовых кайм, и таким образом часть железа выносится; уральские же анализированные образцы — более свежие.

Распределение редкоземельных элементов в перидотитах океанических и континентальных офиолитовых комплексов определяется минеральным составом пород (рис. 82). Так, флогопитовые перидотиты Атлантики и роговообманковые — Красного моря по сравнению со средним хондритом сильно обогащены легкими редкими землями, тогда как шпинелевые лерцолиты того же красноморского разреза, по данным Г. Оттонелло с соавторами, близки среднему составу хондрита при незначительном обеднении их лантаном. Лерцолиты Лигурид, согласно В. Эрнсту, обеднены легкой цериевой группой редких земель, приближаясь по содержанию тяжелых к хондритовому составу, и на этом фоне в зависимости от степени истощения лерцолитов в широком диапазоне меняются содержания каждого элемента (так же как и в лерцолитах массива Бальдиссеро). К наиболее истощенным лерцолитам Лигурид (по составу редких земель) приближаются лерцолиты Тамватнейского массива (данные А.А. Пейве). Все сильно деплетированные гарцбургиты (дунит-гарцбургит) Омана и Корякии очень сильно обеднены (относительно хондрита) редкими землями с четкой отрицательной европейской аномалией (см. рис. 82). Ясно, что распределение и содержание редких

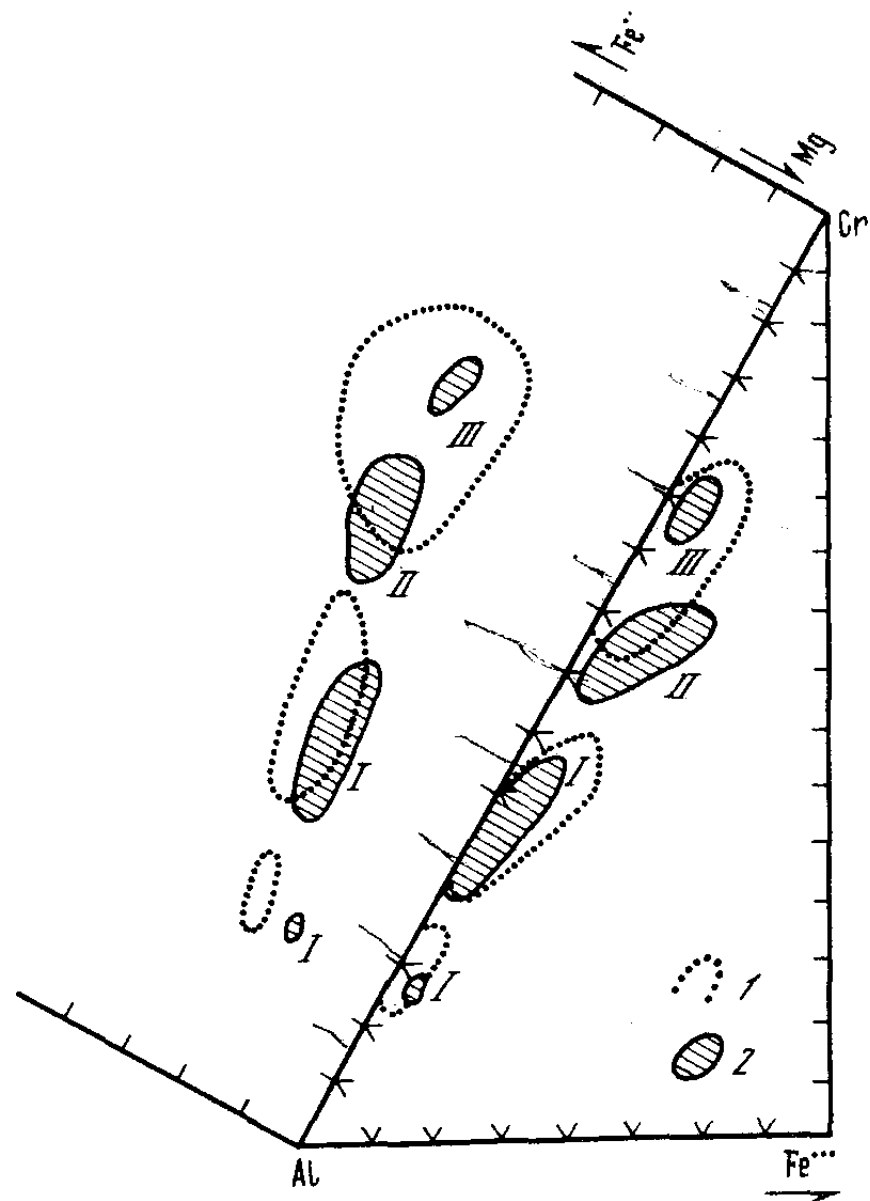


Рис. 81

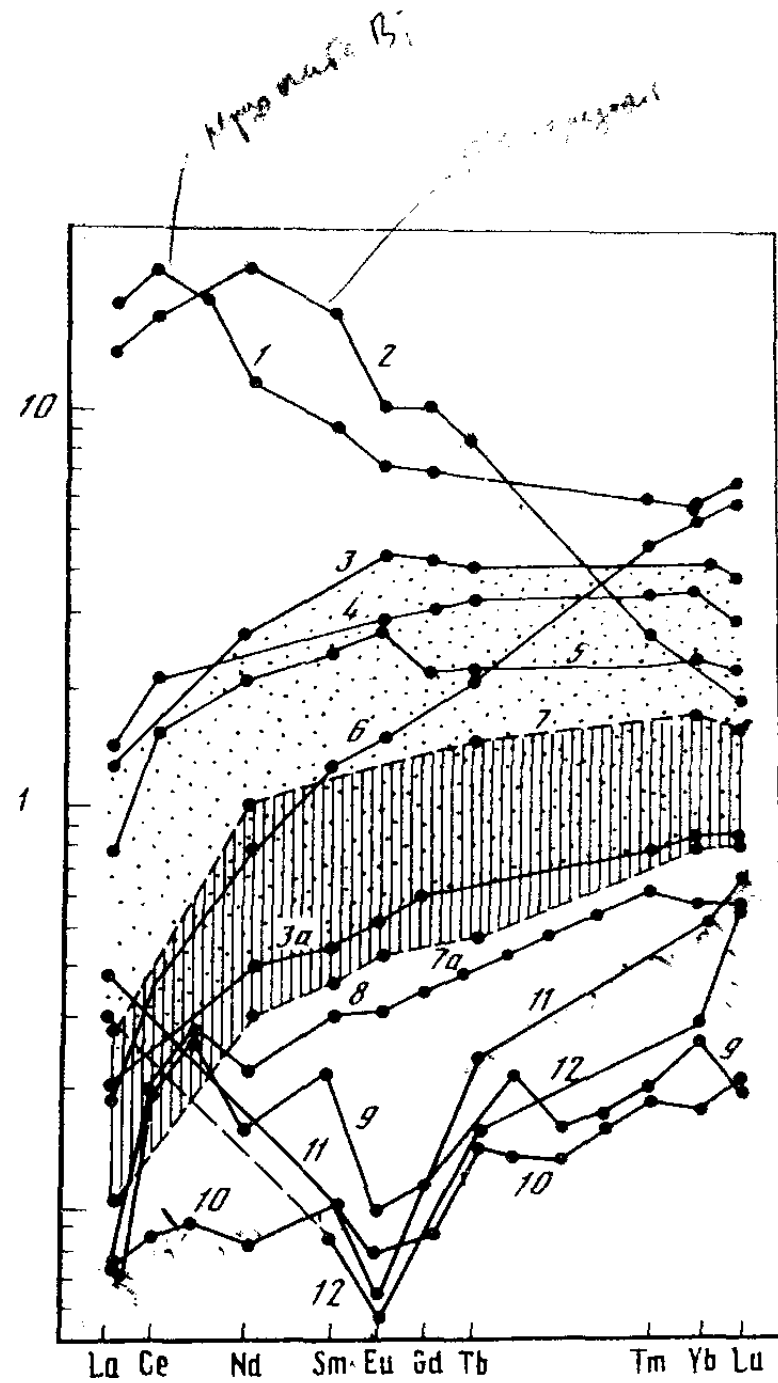


Рис. 82

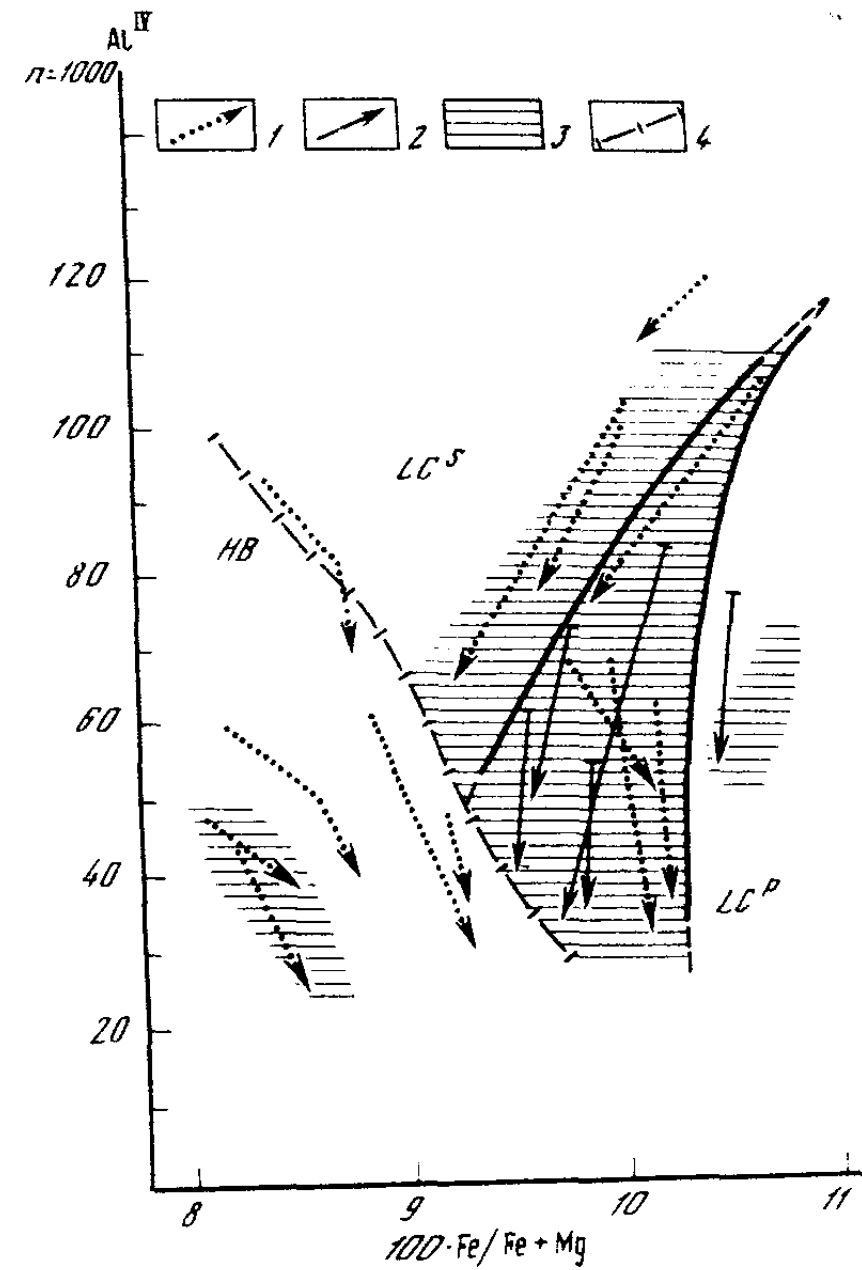


Рис. 83

земель в океанических лерцолитах и континентальных офиолитовых гарцбургитах заведомо различно, так же как и для лерцолитов и гарцбургитов даже внутри одного офиолитового разреза (например, Корякии). Но основываясь именно на таком сравнении, Г.Б. Лутц сделал вывод о принципиальном различии континентальных офиолитовых и океанических ультрабазитов [135], что представляется неверным.

Общие закономерности в изменении составов минералов пород оцениваются и с привлечением данных по соотношению алюминия в четвертой координации, и железистости в пироксенах (рис. 83). Поскольку в пироксенах количество Al^{IV} связано обратной зависимостью с кремнием, то различные тенденции в изменении отношения Al^{IV} , а также титана и хрома и натрия в разных поколениях минералов могут характеризовать в определенной мере направленность кристаллизации в системе (по щелочному или толеитовому тренду). Для пироксенов базальтов было показано, что в щелочных системах широкий интервал колебаний Al^{IV} сопровождается слабыми вариациями железистости, а в пироксенах толеитов отмечаются широкий интервал колебаний железистости (с ее ростом по мере увеличения степени фракционирования) и незначительные вариации Al^{IV} [453]. На рис. 83 видно, что от слабо деплетированных лерцолитов к реститированным гарцбургитам уменьшение железистости энстатита и диопсида сопровождается уменьшением количества алюминия в четвертой координации, т.е. существует зависимость, обратная наблюдаемой в пироксенах щелочных базальтов. В поле составов пироксенов из лерцолитов отчетливы значительные вариации содержания Al^{IV} при постоянной железистости. При этом уменьшение Al^{IV} сопровождается уменьшением TiO_2 в пироксенах, т.е. можно предполагать, что различные по степени истощения типы лерцолитов появляются при дифференциации мантийного субстрата по щелочному тренду. В пределах конкретных групп гарцбургитов и относительно истощенных лерцолитов наблюдается другая закономерность: от ядер зерен к краям рост железистости сопровождается уменьшением содержания Al^{IV} . Эта закономерность прослеживается и для пироксенов последовательно сменяющихся серий пород гарцбургит → энстатит → вебстерит в пределах одного массива. Железистость резко начинает возрастать (почти при постоянном Al^{IV}) в энстатитах пироксенитовых жил, т.е. появляется закономерность, характерная для кристаллизации толеитовых серий базальтов [453].

Оценка условий формирования пород представляется наиболее сложной и гипотетической частью общего анализа процессов в верхней мантии. Представление о частичном плавлении лерцолитов (пиролита), в результате которого образовывались и отделялись базальтовые магмы и формировался тугоплавкий остаток, развивалось Ф. Тернером и Дж. Ферхугеном [253], Д.Х. Грином и А.Э. Рингвудом [42], Д. Преснеллом [435], Х. Йодером и К. Тилли [79], В.С. Соболевым [242,

Рис. 81. Состав аксессуарных хромшпинелидов в уральских (1) и океанических (2) перидотитах
I — хромшпинелевые лерцолиты, II — хромшпинель-плагноклазовые лерцолиты, III — гарцбургиты

Рис. 82. Распределение редкоземельных элементов (нормированных к хондриту) в ультраосновных породах

I — лерцолиты с флогопитом (Атлантика, о-в Св. Петра и Павла [353]; 2 — роговообманковый перидотит (Красное море, о-в Забаргад [324]); 3, 3а — лерцолиты массива Бальдессеро [348]; 4 — лерцолиты рекристаллизованные массива Лизард [353]; 5 — шпинелевый лерцолит; 6 — троктолит — плагноклазовый перидотит (5; 6 — о-в Забаргад, Красное море [324]); 7, 7а — лерцолиты офиолитовых массивов Лигурид [348]; 8 — хромшпинелевые (низкоглиноземистые) лерцолиты Тамватнейского массива (Корякия); 9 — гарцбургиты и 10 — дуниты г. Красной, Корякия (8—10 по [180]); 11 — гарцбургиты и 12 — дуниты покровов Семайл, Оман (11 и 12 по [430])

Рис. 83. Направленность эволюции состава энстатитов в координатах Al^{IV} — железистость для перидотитов Урала и современного океана

1, 2 — тренды изменения состава в одном образце: 1 — хромшпинелевые лерцолиты и гарцбургиты, 2 — плагноклазодержащие лерцолиты; 3 — поле перекрытия составов энстатитов уральских и океанических пород; 4 — граница раздела полей составов гарцбургитов (НВ) и лерцолитов (LC)

243]. Н. Арндтом [295], В.П. Велинским [19], Н.Л. Добрецовым [58] и другими учеными. Экспериментальные исследования физико-химических условий частичного плавления перидотитов в присутствии H_2O и CO_2 проводилось Б. Майсеном и А. Бёттчером, термодинамические модели зарождения и эволюции базальтовых магм разрабатываются Л.Л. Перчуком с соавторами. В перечисленных и многих других работах по этой проблеме основное внимание уделено анализу эволюции базальтоидного расплава, тогда как процессы в тугоплавком остатке анализируются в значительно меньшей степени и в основном в связи с термо- и барометрическими условиями процесса. Именно в этих исследованиях разработаны методы термо- и барометрии минеральных равновесий перидотитов, наиболее полно учитывающие их природный состав [183, 185, 407, 408]. Эффект влияния Cr_2O_3 на поле устойчивости шпинели в системе $CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2$ был учтен недавно Х. О'Нейлом [424]. Представление о частичном плавлении перидотитов в верхней мантии, удовлетворительно аргументированное петрологически (эксперимент, термодинамические расчеты) и геофизически, находит подтверждение в конкретных геологических объектах: в массивах альпинотипных (в том числе офиолитовых) перидотитов [141, 231, 309, 333, 398 и др.], а также в глубинных включениях в базальтах и кимберлитах [339, 376, 390, 450 и др.]. На этих же объектах был сделан кинематический анализ обстановки частичного плавления, главным выводом из которого является установление сплошного пластического течения вещества при этом процессе.

Рассмотренный материал по структурно-временным соотношениям пород и направленности изменений их состава в уральских массивах, на наш взгляд, не противоречит идее о частичном плавлении перидотитов в верхней мантии и в определенной мере дополняет представления об этом процессе. Возможные условия — температура, давление, динамическая обстановка (стресс и характер движений) дифференциации материала в тугоплавком остатке — оцениваются с привлечением отмеченных выше данных петрологического эксперимента и моделирования к конкретным петрографо-геологическим ситуациям.

При *определении температур установления равновесий* в лерцолитах и гарцбургитах, а также оливиновых вебстеритах предпочтение отдано хром-алюминиевому термометру Б. Майсена и А. Бёттчера, рассчитанному в экспериментах по плавлению природных перидотитов с широким диапазоном состава. Весь аналитический материал (микрозондовые составы минералов), полученный и использованный в данной книге, подтверждает правомерность такого выбора: количества хрома и алюминия в шестерной координации в сосуществующих энстатитах и диопсидах строго коррелируются (см. рис. 49). Существование ряда генераций энстатитов и диопсидов осложняет задачу, создавая необходимость выбора равновесных пар в общей неравновесной ситуации (см. гл. II и IV). В каждом конкретном случае анализировалась петроструктура образца и определялась степень гомогенности состава анализируемого минерала. В перидотитах уральских массивов максимальные рассчитанные значения температур установления равновесий для ядер крупных зерен пироксенов (ранней генерации) составляют около $1100^\circ C$ в лерцолитах и около $1050^\circ C$ в гарцбургитах, для рекристаллизованных зерен (необластов) — $980-850^\circ C$. Тот же порядок величин получен и в океанических лерцолитах из разломов Оуэн и Элтангин. Расчеты температур равновесий по двупироксеновому термометру дают аналогичные числа (например, для лерцолитов разлома Оуэн, по данным Э. Бонатти и П. Хэмлина). Надо отметить, что для хромшпинелевых лерцолитов и гарцбургитов эти два геотермометра дают наименьший разброс определений по данным различных авторов, тогда как использование оливин-хромшпинелевого геотермометра [367] приводит, во-первых, к определению более широкого интервала температур — от 1200 до 800° , даже до $650^\circ C$, и, во-вторых, по данным различных авторов, рассчитанные значения сильно варьируют для одинаковых парагенезисов.

температуры, рассчитанные для уральских и океанических перидотитов, практически такие же, как и для лерцолитов внутренних и внешних Лигурид и Ланцо — 1000°C [348], а также для шпинелевых лерцолитов из включений в базальтах различных регионов мира: Англия — $1120\text{--}1070^{\circ}$ и $1100\text{--}840^{\circ}$ (по двупироксеновому и хромалюминиевому термометрам [339], Монголия — 980°C [103], Гавайи — $1100\text{--}900^{\circ}\text{C}$ [450], Калифорния $1100\text{--}900^{\circ}$ [330]). В жильных пироксенитах выделяется группа магнезиальных энстатитов и вебстеритов, образованных при относительно низких температурах ($750\text{--}900^{\circ}\text{C}$) путем метаморфической дифференциации и высокотемпературных (1150°C) оливиновых вебстеритов железисто-го, глиноземистого состава, представляющих собой продукты кристаллизации выплавки.

Менее определенны оценки общего давления равновесных реакций при формировании шпинелевых перидотитов. Литература, посвященная этому вопросу, весьма обширна, и уже давно стало ясно, что для данного парагенезиса надежного геобарометра не существует [420, 434, 435] и др. Возможна только качественная оценка закономерных изменений общего содержания Al_2O_3 и $\text{Al}^{\text{VI}} = (\text{Cr} + \text{Al} - \text{Na})/2$ в энстатитах для конкретного разреза, поскольку количество Al_2O_3 в энстатитах зависит в первую очередь от степени обеднения перидотита базальтоидными компонентами, в том числе окисью алюминия. Для гранатовых перидотитов О'Нейлом и Л.Л. Перчуком с соавторами показано, что присутствие хрома значительно расширяет поле устойчивости шпинели по давлению. В работе Л.Л. Перчука с соавторами установлены, в частности, предельные значения давления и температуры при зарождении толеитовых базальтовых магм вулкана Килауэа — 13,5 кбар (на глубине около 40 км) и 1350°C , а также P - T -параметры равновесий в гранатовых перидотитах, выносимых щелочными базальтами Гавайского вулкана Солт-Лейк: $P = 21 \div 22$ кбар (около 70 км) и $T = 950 \div 1010^{\circ}\text{C}$. Эти же базальты выносят включения шпинелевых лерцолитов, очевидно захваченных на более высоких уровнях разреза.

Согласно модели распределения областей плавления под океаническими хребтами, основанной на геолого-геофизических данных [291], образование частичных расплавов (и формирование рестита) также начинается в области, простирающейся до глубин не менее 70 км, и далее распространяется вверх. Следовательно, можно принять, что верхний предел давления при выплавлении толеитовых магм и образовании равновесных парагенезисов шпинелевых лерцолитов, комплементарных в самом широком смысле толеитовым базальтам, составляет менее 21 кбар. Переход шпинелевых лерцолитов в плагиоклазовые осуществляется при широком диапазоне давлений. Показано, что присутствие воды значительно снижает давление перехода шпинелевый $\rightarrow$ плагиоклазовый лерцолит [380]. Существующие модели и экспериментальные данные, учитывающие реальные составы равновесных фаз, в частности присутствие хрома, а также вполне вероятное участие водного флюида в процессе частичного плавления лерцолита (т.е. при формировании рассматриваемых равновесий), ограничивают в целом пределы устойчивости хромшпинелевых лерцолитов по давлению интервалом $20 > P > 7$ кбар при температурах $1100\text{--}1000^{\circ}\text{C}$. В этих пределах находятся многие известные оценки давления для шпинелевых лерцолитов: во включениях — 13—18 и 6—13 кбар [339], 10 кбар [103], 15—17 кбар [450], для альпинотипных лерцолитов — около 15 кбар (внутренние Лигуриды) и менее 12 кбар (внешние Лигуриды и Ланцо) [348], для океанических лерцолитов — 7—9 кбар [359]. На Урале в гарцбургитах Войкар-Сынйинского массива качественно определено снижение общего давления при формировании поздних низкотемпературных парагенезисов оливин+диопсид+энстатит+хромшпинелид и на основании состава оливиновых вебстеритов с глиноземистым хромшпинелидом — позднего поколения жил, секущих гарцбургиты, сделано предположение об образовании всего комплекса на глубинах свыше 20 км. Среди лерцолитов массива Средний Крак присутствуют ассоциа-

ции с высокоглиноземистыми энстатитом и хромшпиннелидом без плагиоклаза, а также с плагиоклазом и менее глиноземистым, железистым хромшпиннелидом. Кроме того, установлена смена шпиннелевых перцолитов плагиоклазовыми с сохранившимися реакционными соотношениями минералов в отдаленных прослоях наиболее глубоинной (удаленной от контакта с габбро) части разреза (см. гл. II), и, следовательно, общее давление при формировании этих пород может быть оценено в 6–7 кбар. Итак, вероятные условия формирования перидотитовых разрезов офиолитов ограничиваются широким интервалом давлений (от 60(?)–40 до 18–20 км) и узким интервалом температур, разделенным на два уровня (1100–1000 и 980–850°С), с редкими отклонениями к большим и меньшим значениям.

Участие флюидов в процессе зарождения базальтов и формирования ультрабазитовых разрезов так или иначе подразумевается во всех петрологических моделях и как развитие идей Д.С. Коржинского [114 и др.] о трансмагматических флюидах рассматривается в последнее время в работах А.А. Маракушева, Ф.А. Летникова, Л.Л. Перчука, И.Д. Рябчикова и др. Однако сведения о составе газобразных включений в первичных минералах перцолитов относятся в основном к включениям в базальтах и кимберлитах [37, 134, 400, 407 и др.]. В алмазах определен наиболее широкий спектр включений H_2O , H_2 , CO_2 , N_2 , CH_4 , Co , Ag , O_2 , отношение H_2O/CO_2 меняется от 15:1 до 1:2, для гранатовых перидотитов (общий состав) приводятся сведения о присутствии водорода, метана, азота и гелия. Количество водного флюида (молярная доля воды во флюиде с переменным отношением CO_2/H_2O) в базальтовых магмах вулкана Килауэ, зарождающихся на глубинах около 40 км, согласно расчетам [185], возрастает по мере дифференциации базальтового расплава (от 0,5 мас. % H_2O на глубине около 40 км).

Рассмотренные физико-химические параметры образования минеральных равновесий перидотитов и сопутствующих им жил не дают полного представления об условиях их формирования.

О физическом состоянии вещества — твердое тело? расплав? — при образовании породы, способах его перемещения и существовании градиента давления, а также о примерных величинах последнего (стрессе) несут информацию текстуры и структуры пород. В предыдущих главах описанию структур уделено много внимания и приведены доказательства того, что структуры перцолитов и гарцбургитов офиолитовых комплексов Урала, Средиземноморья и океанических перидотитов образованы при пластическом (вязкопластическом) течении кристаллического вещества. Теоретически это явление обосновано законами физики твердого тела и, в частности, законами пластической деформации кристаллов [31, 116 и др.]. В применении к существенно оливиновым горным породам механизмы деформации, обеспечивающие течение вещества в твердом состоянии (дислокационное скольжение, рекристаллизация и диффузия), рассмотрены в работах Х. Аве Лаллемана, Н. Картера, К. Рэлея, С. Кирби, А. Николя, Дж. Пуарье и др.

Одним из важнейших выводов из анализа этих работ, который влияет на весь ход дальнейших рассуждений, является четкое разграничение структур "проникающих" и "непроникающих", т.е. структур сплошного массового течения кристаллического вещества, при котором в зернах не остается участков кристаллической решетки, не вовлеченных в течение тем или иным способом, и структур межзернового, межблокового течения, при котором сохраняются участки с недеформированной внутренней структурой. В первом случае возникают текстуры массивного сложения с различно проявленной плоскостной ориентировкой минералов, во втором — сланцеватые, с чередованием относительно массивных и листоватых слоев (любого масштаба). Именно сплошное пластическое течение ответственно за образование текстур и структур мантийных перидотитов, тогда как сланцеватые текстуры формируются в коровых условиях.

При сплошном пластическом течении закономерности пространственной ориентировки кристаллографических элементов оливина в ориентированном поле

напряжений обуславливаются предпочтительными системами активного скольжения этого минерала¹. Экспериментально показано [323, 440], что такие системы являются функцией давления, нагрузки, температуры и скорости деформаций, изменяясь с повышением T и P и понижением скорости деформаций от (100) [001] через {0kl} [100] до (010) [100]. Поскольку существуют три независимые переменные, то для определения одного из параметров нужны независимые определения двух других. Как мы видели, наиболее надежны оценки температур образования синдеформационных минеральных парагенезисов (необласты в линейных агрегатах, например, или необласты, концентрирующиеся вдоль полос излома в энстатитах), и эти температуры, как правило, достигают 900—1000°С. Оценки давления более расплывчаты, но в основном фиксируются два их уровня: более 7 кбар и около 6—7 кбар. Располагая данными о макро- и микроструктурах пластического течения перидотитов и результатами петроструктурного анализа — определением активных систем скольжения в оливине, а также сведениями о температуре и давлении нагрузки, можно ориентировочно оценить скорость деформации в интервале от 10^{-8} до 10^{-13} с⁻¹.

На основании расчетов, связывающих величину напряжения при деформации (стресса) с размерами необласт и температурой их образования [312, 384], величины стресса для стадии пластического течения ориентировочно определялись в ряде массивов. Оцениваются они также исходя из плотности дислокаций в кристаллах [301, 414]. Рассчитанные величины стресса по структурам лерцолитов массивов Средний Крака и Нурали составляют 300—400 бар, локально — 550 бар; гарцбургитов Войкаро-Сыньинского массива — 260—420 бар. Эти значения согласуются с теми, что приведены для перидотитов других офиолитовых массивов (Семайл — 250—375 кбар, Новая Каледония — 275—550 бар [417]), и, возможно, характеризуют средние величины напряжений в мантии при формировании перидотитовых разрезов. О неоднородном распределении напряжений и существовании зон с относительно высоким градиентом давления свидетельствуют протяженные, сильно уплощенные линзы (согласные с вмещающей структурой) перидотитов (лерцолитов) с порфиорокластическими структурами и тонкозернистыми необластами, которые образовывались в P - T -условиях, аналогичных фиксированным в окружающих породах. Существование весьма высоких дифференциальных напряжений (свыше 1,5 кбар) в верхней мантии на глубинах 75—80 км отражено в структурах суперпластического течения лерцолитов из кимберлитов [315]. Следы интенсивных пластических деформаций прослеживаются и на уровне P - T -условий амфиболитовой фации метаморфизма: в перидотитах подошвы Пайерского покрова на Войкаро-Сыньинском массиве, например, стресс — до 1,5 кбар, а в оливин-антигоритовых породах того же массива — до верхнего уровня зеленосланцевой фации. В последнем случае надо учитывать также, что степень деформированности возрастает с понижением температуры процесса при прочих равных условиях и в силу вступает межзерновое течение.

Итак, образование пород в верхней мантии — установление минеральных равновесий и синхронных им структур — проходило при пластическом (вязкопластическом) течении вещества, осуществлявшемся путем трансляционного внутрикристаллического скольжения и частично путем рекристаллизации. Присутствие флюида обеспечивало и диффузионный массоперенос. Образование метаморфической полосчатости при стрессе установлено во многих породах [63, 260], и перидотиты не являются исключением. Напротив, высокие температуры и общее давление способствуют "растворению под давлением" и переотложению компонентов в зонах максимального растяжения [335]. Поскольку события в области генерации базальтовых магм связаны и с этим процессом, то можно полагать,

¹ Система скольжения связывает плоскость и направление скольжения.

что частичное растворение при относительно высоких температурах перейдет в частичное плавление. Следы его мы находим среди хромшпинелевых лерцолитов в виде тонких линейных агрегатов плагиоклаз+диопсид+хромшпинелид, линзовидных шлиров и прослоев плагиоклазсодержащих лерцолитов, располагающихся сначала согласно общей системе полосчатости и минеральной уплощенности пород. Из анализа полевых наблюдений ясно, что образование полосчатости не одноактно и она непрерывно видоизменяется в процессе движения материала сообразно условиям движения. Так, образование складчатых структур сопровождается увеличением степени дифференцированности полосчатости (чаще в приосевых зонах складок), а также появлением жил дунитов и вебстеритов. Как показано выше, первыми в гарцбургитовых массивах образуются дунитовые шилы, жилы, сопровождаемые затем энстатитовыми и энстатит-диопсидовыми жилами. Состав их минералов либо близок минералам позднего поколения в гарцбургитах, либо более магнезиальный для силикатов и более хромистый и железистый для шпинелидов, т.е. при их образовании сохраняется направленность химической дифференциации вещества, зародившейся в гарцбургите (лерцолите). Следовательно, правомерно уже не раз высказанное нами предположение о том, что подобные жилы формируются вдоль зон с высокими дифференциальными скоростями движений (сколов), синхронных поздним пластическим деформациям, при миграции по этим зонам флюидов и выщелачивании из гарцбургита (лерцолита) SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , Na_2O с образованием дунитов и хромитов на месте гарцбургита и последующего переотложения вынесенных компонентов в пироксенитовых жилах. Расчеты С.С. Степанова, проведенные на основе метода вычисления баланса масс для пород Войкаро-Сыньинского массива, показывают соблюдение химического баланса в процессе дифференциации ("распада") гарцбургита на реститовый дунит и комплементарные ему диопсид-энстатитовые породы. Помимо геолого-петрографических доказательств образования жил за счет мобилизации вещества перидотита при миграции флюида и снижении температуры метаморфической дифференциации (диопсид-энстатитовые жилы — $800-700^\circ\text{C}$), существуют и геохимические: по данным [25], составы платиноидов дунитов из жил и вмещающих их гарцбургитов идентичны и резко отличаются от состава платиноидов в дунитах полосчатой серии.

Распределение элементов платиновой группы в породах Войкаро-Сыньинского массива изучалось также Н. Пейджем, Б. Морганом, показавшими, что как и в офиолитовых разрезах Новой Каледонии и Калифорнии, гарцбургиты и дуниты, относимые к мантийным реститам, резко обеднены палладием, платиной и родием в сравнении с ультраосновными кумулятами габброидных серий, включая дуниты, и содержат примерно одинаковые с ними количества рутения, осмия; содержания всех элементов значительно ниже, чем в среднем хондрите [428]. Средние содержания элементов платиновой группы и их распределение резко отличаются от таковых в породах Стиллутера и Бушвельда, что дает дополнительный критерий различия подобных комплексов. Аналогичные сведения приводят Н.С. Рудашевский, А.Г. Мочалов и В.В. Жданов [206], четко отделившие осмиевые (тугоплавкие) парагенезисы в реститовых лерцолитах—гарцбургитах от ферроплатиновых, формирующихся на стадии щелочного метасоматоза и кислотного выщелачивания в тех же перидотитах, и палладиевых, самых поздних в габброидных сериях.

Эти материалы еще раз подчеркивают гетерогенность пород в ультраосновном разрезе офиолитов: несомненно существование реститовых дунитов и почти синхронных им переотложенных пироксенитов, а также жильных пород, образованных при миграции расплава сквозь гарцбургиты [58, 59]. Следы движения (просачивания) расплава фиксируются в гарцбургитах в виде жил относительно железистых, глиноземистых вебстеритов с максимально высокими значениями температур конечных равновесий в отличие от метаморфогенных, низкотемпературных. Подобные жилы известны в лерцолитах массива Бальдиссеро, где они рассматри-

ваются как продукты кристаллизации расплава, образованного при 10—20%-ном частичном плавлении лерцолита [455] и в лерцолитовых ксенолитах из щелочных базальтов [376]. Последний пример представляет наибольший интерес. А. Дж. Ирвин детально проанализировал механизм динамической кристаллизации в потоке базанитовой магмы. Кристаллизация пироксенитов в движущемся расплаве при активном взаимодействии его с вмещающей породой рассматривается как альтернатива гипотезе кумулятивной кристаллизации в камере. Предполагается, что кристаллизация начиналась от глубин 80 км при снижающемся от 25 до 15 кбар давлении в присутствии водосодержащего флюида. Взаимодействие базанитовой магмы с лерцолитом при миграции в лерцолит водосодержащего флюида выражается химическим деплетированием, изменением всей породы вдоль границы с жилой: несколько сантиметров — для железа, кальция, алюминия и до 15 см — по редким литофильным элементам. Этот пример, на мой взгляд, представляет собой прообраз явлений, происходящих на границе лерцолитовых тел с движущимся базальтоидным расплавом; здесь фиксируется и реакция рестита на отделение расплава, и кристаллизация последнего при движении в узких камерах.

Таким образом, разрезы мантийных перидотитов характеризуют область частичного плавления, в которой сохраняются следы различных сложно взаимодействующих процессов, протекающих при непрерывном пластическом течении вещества:

- перехода шпинелевых лерцолитов в плагиоклазовые, а по ксенолитам — и гранатовых в шпинелевые;
- собственно плавления и кристаллизации расплава;
- метаморфической дифференциации вещества с диффузионным массопереносом в присутствии флюида:

- а) без его перемещения за пределы системы — полосчатость, шпирь и зональные оболочки вокруг мобилизата как реакция рестита на отделение расплава;
- б) при миграции флюида (или флюидизированного расплава) вдоль зон дифференциальных движений (сколов) — жилы.

Каждый из этих процессов вносит вклад в создание структурно-вещественных неоднородностей в мантии, но наиболее значительными и лавинообразно нарастающими представляются они при образовании локальных зон миграции, истечении флюидов и мобилизата, что в конечном итоге приводит к отделению базальтоидного вещества от тугоплавкого остатка. Следовательно, область формирования существенно гарцбургитовых разрезов можно характеризовать как благоприятную для отвода выплавки (мобилизата) из системы или как область с повышенной проницаемостью вследствие формирования сколовых зон в теле перидотита в отличие от области формирования ряда лерцолитовых разрезов, где также проходило частичное плавление, но отделение выплавки было менее интенсивным и процесс был быстро "заморожен".

Автор отдает себе отчет в том, что установление причинно-следственных связей для этого процесса весьма сложно: например, обилие жил в гарцбургитах логично объяснить более высокой (по сравнению с лерцолитами) концентрацией флюидов, приходящих из глубинных горизонтов мантии, но с другой стороны, высокая концентрация флюидов в локальных зонах может быть обусловлена только наличием самих зон, куда мигрировал флюид, равномерно распределенный в теле перидотита до их образования. Относительно ясно лишь, что роль каждого из процессов, участвующих в частичном плавлении, определяется режимом подъема мантийного диапира: начальной глубиной подъема, запасом тепла, активностью флюидов, скоростью продвижения и степенью равномерности этого движения с возможной остановкой, отмиранием и новым вовлечением в подъем и разогревом. Плавление вещества при адиабатическом подъеме мантийного диапира рассмотрено в ряде работ [79, 80 и др.], где показана, в частности, зависимость степени плавления

от некоторых условий подъема. Прерывистый, импульсный характер движения при подъеме находит отображение в гарцбургитовых разрезах: относительно низкотемпературные "метаморфогенные" жилы сменяются высокотемпературными магматическими; образующиеся жилы сминаются в складки и вновь рассекаются жилами, которые также деформируются; этот процесс многократно повторяется.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ ГАББРОИДНЫХ РАЗРЕЗОВ И СООТНОШЕНИЕ ГАББРОИДНЫХ СЕРИЙ С МАНТИЙНЫМИ ПЕРИДОТИТАМИ

Строение разрезов габброидов, ассоциирующихся с массивами мантийных перидотитов, и составы отдельных серий пород отличаются большим разнообразием. Тем не менее существуют довольно четкие закономерности, проявленные в рассмотренных массивах, хорошо известные по многочисленным публикациям, сводным описаниям офиолитовых комплексов. К ним относятся: 1) положение дунит-верлит-клинопироксенитовой серии в основании всего разреза габброидов, непосредственно на контакте с дунит-гарцбургитовыми; 2) смена ультраосновной расслоенной серии полосчатыми габбро или габбро-норитами, переходящими далее в массивные разновидности; 3) приуроченность роговообманкового габбро и феррогаббро к верхним частям разреза (наиболее удаленным от контакта с перидотитами).

Гораздо менее известны, но столь же характерны особенности строения разрезов, показанные на примере Войкаро-Сыньинского массива. Среди них следует отметить: 1) невыдержанность мощности переслаивающихся тел и быстрое выклинивание их по простиранью; 2) мегабрекчиевидное строение отдельных участков габбровых тел с ксенолитами — отторженцами пород дунит-верлит-пироксенитовой серии и гарцбургитов, нередко следы интенсивных высокотемпературных деформаций в породах ультраосновной расслоенной серии; 3) существование нескольких поколений жил (в том числе троктолитов — оливинового габбро), инъецирующих деформированные габбро-нориты, а также дуниты краевой зоны гарцбургитового тела (эти особенности были отмечены и при обзоре строения других массивов); 4) присутствие зональных оторочек состава верлит-клинопироксенит ($\pm$ плаггиоклаз) в зальбандах габбровых жил, секущих дуниты и вокруг дунитовых (гарцбургитовых) ксенолитов в габбро. Образование этой зональности может быть объяснено высокотемпературным метасоматическим процессом на контакте габбрового расплава, внедрявшегося в существенно магнезиальный субстрат. Удивительное сходство зональности с последовательностью ультрабазитов, наблюдаемой в расслоенной серии (с увеличением количества клинопироксена от дунита к габбро) позволяет предполагать определенную роль метасоматоза и в образовании верлит-клинопироксенитовых горизонтов общего разреза. Подобные реакционные соотношения габбро с ультрабазитами рассмотрены Г.В. Пинусом [192]. Описаны они и на массивах Урала — Хабаровинском, Кемпирсайском, Верхнетагильском, Алапаевском, Баженовском и др. [17, 258]. Иногда роль метасоматических процессов сильно преувеличена.

В ассоциации с лерцолитами габброидный разрез, как правило, имеет сравнительно простое строение, здесь четко выступает резкое угловое несогласие внутренних структур лерцолитов и дунит-верлит-клинопироксенитов. Для этих разрезов также установлено отсутствие следов внутрикристаллического течения в оливинах верлитов и переслаивающихся с ними дунитов, которые постоянно фиксируются в оливинах пород перидотитового разреза. Общая мощность габброидных серий в офиолитовых разрезах варьирует в среднем от 1 до 4 км, в океанических разрезах П. Фокс и Дж. Строуп оценивают ее по сейсмическим характеристикам: нижних серий — 2—4 км, верхних — 2—4 км.

Породы габброидных серий в целом представляют собой продукты кристал-

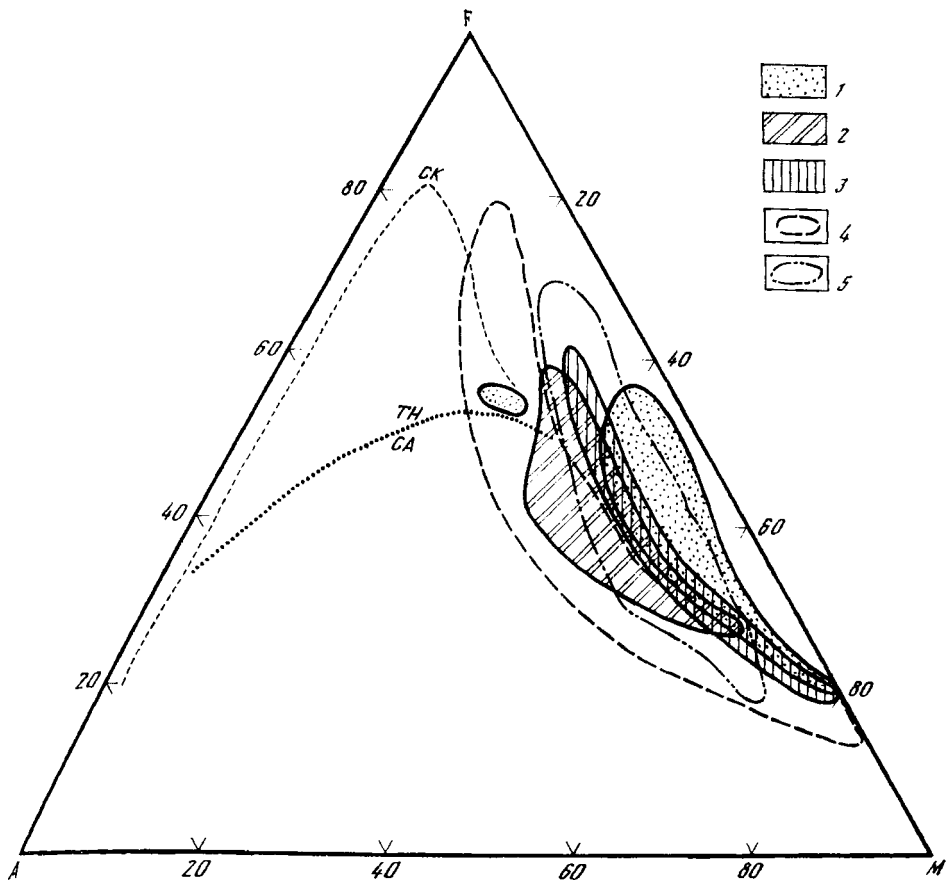


Рис. 84. Сводная диаграмма фигуративных точек составов габброидов

1 — Войкаро-Сыньинский массив; 2 — Средний Крака; 3 — Марианский желоб; 4 — Тихий океан, 5 — Атлантика (по [352])

лизации глубоко дифференцированной толеитовой магмы. Общая направленность дифференциации осуществлялась согласно толеитовому тренду фракционирования компонентов (рис. 84). О многократных внедрениях свидетельствуют активные контакты: иногда мелких интрузий магнезиальных троктолитов в габбро-нориты, и даже верлитов в габбро, чаще роговообманкового, пироксен-роговообманкового габбро в клинопироксеновое габбро и габбро-нориты. Первые порции расплава сначала внедрялись в лерцолиты (гарцбургиты), по сути маркируя каналы продвижения магмы, в которой происходило фракционирование оливина (в первую очередь). Являясь продуктом частичного плавления лерцолита, расплав, очевидно, мог поступать как из более глубоко расположенных (относительно данного перидотитового тела) источников, так и из той области лерцолита, которая впоследствии связывалась с габброидами в единый разрез (рис. 85, 86). В последнем случае мы видим активную реакцию остаточных ультраосновных масс: формирование в теле лерцолита зон пород с последовательно нарастающей степенью обеднения базальтоидными компонентами в направлении к габбро и структур течения в лерцолитах, круто ориентированных к контакту с габброидными сериями (Крака, Нурали). Движение расплава вдоль контактов перидотитовых тел с отчленением и захватом блоков гарцбургитов и даже ранних продуктов магматической кристаллизации верлитов-дунитов прекрасно иллюстрируется на примере Войкаро-Сыньинского массива. Последующие и остаточные порции расплава внедрялись на более высоком гипсометрическом уровне (по мере продвижения вверх всего диапира) уже в сформированное габбро, причем про-

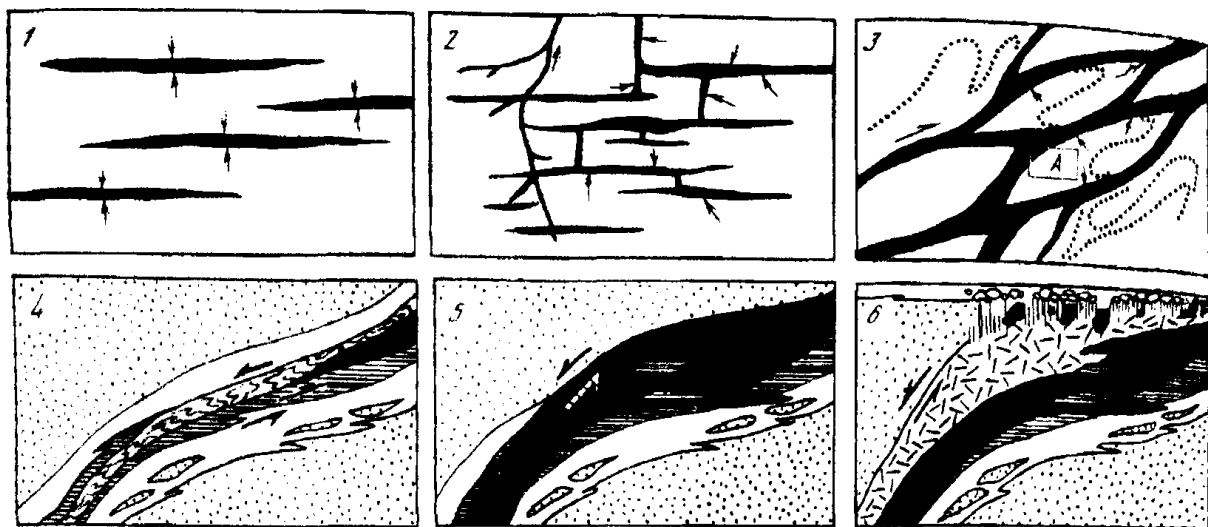
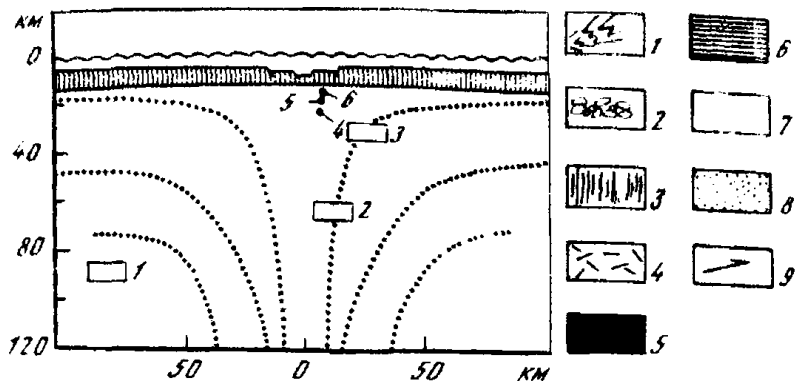


Рис. 85. Схема мантийного массопотока в диапире под область спрединга

Точечные линии — траектории течения (Oxburg, Turcott, 1968 г.)

Цифрами показано положение областей на врезках. 1—3 — стадии зарождения, развития и трансформации скоплений базальтоидного мобилизата на разных глубинах. Стрелки — направление движения мобилизата и диффузии; 4—6 — стадии формирования габброидных серий: 4 — дунит-верлит-клинопироксенитовой, 5 — габбро-норит-габбровой — диопсидовые и оливинные габбро, 6 — роговообманкового, пегматоидного габбро и феррогаббро

1 — базальтоидный расплав в камере-канале; 2 — подушечные базальты; 3 — диабазовые дайки. 4 — роговообманковое, пегматоидное габбро; 5 — габбро-нориты, диопсидовое, оливинное габбро; 6 — дуниты, верлиты, пироксениты; 7 — реститовые дуниты, дунит-гарибургитовая серия; 8 — гарибургиты, перидотиты. 9 — направление относительного движения мантийных масс в зоне деплетирования

должительность перерывов между кристаллизацией и новыми поступлениями была, очевидно, самой разной, судя по разнообразию контактов, от постепенных переходов до закалочных зон между сериями.

Итак, происходило последовательное наращивание разреза габброидов: каждая последующая крупная порция расплава формировала геологическое тело, субогласное (в общем случае) с границами предыдущих, и взаимодействовала главным образом только с породами, непосредственно сформированными ранее (см. рис. 85). Образование грубой "стратификации" тел происходило на разных глубинах: дунит-верлит-пироксеновых — на максимальных, роговообманковых габбро, феррогаббро — на минимальных, перед или одновременно с диабазами.

Название "нижнее" и "верхнее" габбро здесь имеет другой смысл, чем тот, который вкладывается в характеристику пород, кристаллизующихся в камере с горизонтальным дном при кумуляции кристаллов. Эта схема кристаллизации габброидных серий в восходящем потоке магмы в узких камерах-каналах с полибарическим фракционированием представляет собой альтернативу схеме кристаллизации магмы в обширной камере под срединно-океаническим хребтом [112, 429 и др.], которая основана на петрологической гипотезе кристаллизационной дифференциации [256]. Существующая и весьма распространенная схема кристаллизации габброидов офиолитовой ассоциации в единой камере с горизонтальным дном под срединно-океаническим хребтом находится в противоречии с первой

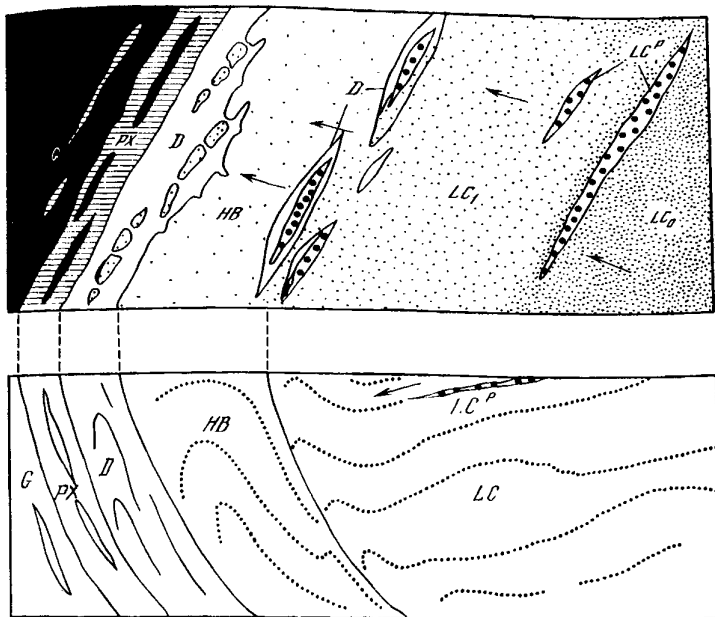


Рис. 86. Кинетический профиль деплетирования лерцолитов (план и разрез, врезка А к участку 3 на рис. 85).

LC^P — лерцолит шпинель-высокоглиноземистый, LC_1 — лерцолит без плагиоклаза, низкоглиноземистый, HB — гарцбургит; D — дунит; PX — чередующиеся дуниты, верлиты, пироксениты; G — габбро; стрелки — направление движения мобилизата

очередь с геологическими фактами. Во-первых, в этой схеме нет места активной реакции деплетируемого лерцолита на отделение базальта. Согласно ей границная поверхность (область) лерцолита (гарцбургита) всегда пассивна, и на ней просто происходит накопление кристаллического осадка; область деплетирования, таким образом, всегда выпадает из разреза. Во-вторых, нет места перидотитовым ксенолитам-отторженцам, с которыми активно реагирует (зональные метасоматические оторочки) обтекающая их габброидная магма. В-третьих, схема предполагает гораздо большую выдержанность тел по мощности и по простиранию, нежели реально существующие. Наконец, ряд противоречий возникает при объяснении того факта, что последовательные внедрения происходят, как правило, в только что сформированные серии и образуют тела, конформные границе перидотит—габбро, тогда как при интрузии магмы в камеру с протяженным горизонтальным дном следует ожидать преимущественного пересечения "нижних", глубинных серий.

Согласно предложенной схеме существующие пространственно-временные закономерности в строении габброидных разрезов объясняются более естественным образом: каждое новое внедрение наращивает разрез именно вдоль главной границы перидотит—габбро на менее глубинном уровне и в то же время активно интрузирует уже сформированные породы. Этой схеме не противоречат и такие предложения: 1) о длительной пространственно-временной связи между остаточными мантийными перидотитами и закристаллизованной выплавкой для конкретной области генерации базальтовых магм; 2) о пространственном совмещении с мантийными перидотитами разновозрастных и разноглубинных выплавок, осуществлявшихся со сколь угодно длительными перерывами. Таким образом, появляется возможность объяснить кажущееся противоречие — объединение в едином разрезе разновременных серий пород, с разными способами образования, но тем

не менее связанными отличительными чертами строения и химизма: для Урала и Тетиса показано, что с истощенными гарцбургитами ассоциируют дунит-верлит-пироксенитовые и габбровые серии, прошедшие более сложную и длительную историю формирования, нежели их аналоги, ассоциирующие с менее истощенными лерцолитами. В первом случае габброиды характеризуются весьма низким содержанием щелочей и окиси титана, что объединяет их с габброидами островного склона глубоководных желобов. Во втором (в габбро-лерцолитовых комплексах) — вариации состава значительно шире, как и в породах, драгированных в зонах спрединга (см. рис. 84). Предложенная схема, безусловно, нуждается в петрологической разработке. В этом направлении значительный вклад внесен Дж. Ирвином при рассмотрении механизма полибарической кристаллизации в потоке магмы.

Прослеживая историю габбро-ультраосновных комплексов офиолитов от области частичного плавления лерцолита (зарождения базальтовых магм) до области их фракционной кристаллизации по мере продвижения в кору, мы видим, что принципиальные различия в способах и условиях формирования существенно лерцолитовых и гарцбургитовых разрезов мало вероятны. Это подтверждается наличием универсальной зональности лерцолит → гарцбургит → дунит и существованием переходных типов разрезов, где лерцолиты и гарцбургиты присутствуют в равной мере. Таким образом, в разрезах мантийных перидотитов постоянно существует эволюционный (кинетический) ряд остаточных продуктов частичного плавления (см. рис. 86). В полных единых разрезах габбро-ультрабазитовых комплексов офиолитов выделяются две структурно-вещественные группы пород: 1) автохтонные образования области частичного плавления, представляющие латеральный ряд: шпинелевый лерцолит → гарцбургит ± плагиоклазовый лерцолит → дунит ± пироксенит ± габброидные сегрегации; 2) аллохтонные образования, поздние относительно пород первой группы и представляющие собой продукты фракционной кристаллизации перемещенного базальтового расплава. Как было показано, высокая степень частичного плавления при образовании существенно гарцбургитовых тел может быть обеспечена разными способами, из которых наиболее возможными (частично подтвержденными) представляются длительность (многократность?) высокотемпературных пластических деформаций в высокоградиентном поле скоростей с формированием сколовых зон, возможно, с перерывами во времени, новым вовлечением в разогреть и повторным плавлением, а также большой запас тепла в мантийном диапире. Подобные условия, очевидно, достигаются в области сочленения континент — океан, характеризующейся чрезвычайно динамичным режимом, где формированию андезито-базальтовых серий, заведомо более молодых, чем гарцбургиты, предшествовал мощный тепловой импульс (и сопровождавший его подток флюидов?), — именно здесь появляются предельно истощенные гарцбургиты. Присутствие лерцолитов в интрадуговых зонах спрединга говорит о высокой контрастности режима частичного плавления этих областей в целом. Фундаментальность последнего положения подкрепляется тем, что подобный режим типичен не только для кайнозойских структур западной окраины Тихого океана, — он существовал и в мезозойское время, что отражено в составе офиолитовых комплексов Корякского нагорья [214], где в Майницкой зоне на поверхность выведены предельно истощенные гарцбургиты, а в Тамватнейской — слабо истощенные лерцолиты [180]. В то же время в современных океанических структурах гарцбургиты встречаются и в срединно-океанических хребтах, иногда в четко ограниченных их сегментах, и, следовательно, нет оснований связывать формирование существенно гарцбургитовых комплексов офиолитов исключительно с палеоструктурами краевых морей.

Из рассмотренных материалов вытекает также, что закономерные вариации состава лерцолитов и гарцбургитов в разных областях (например, внешние и внутренние Лигуриды, Южный Урал и т.д.) накладываются на ранее существующие

различия составов по соотношению Cr—Al, Ti—Na и т.д. Таким образом, варьируются региональные неоднородности состава верхней мантии, существовавшие до частичного плавления, с которым связано формирование данного конкретного комплекса. Самые крупные из них фиксируются: 1) в области, охватывающей западную часть Индийского океана и Западное Средиземноморье, где широко распространены наименее деплетированные лерцолиты, максимально обогащенные алюминием, хромом, титаном, натрием; 2) в Тихоокеанском регионе, где обедненность алюминием, титаном и обогащенность хромом установлена не только в гарцбургитах желобов, но и в лерцолитах разломов Кларион и Элтангн.

Возникает вопрос: каким образом сохраняется очень низкая степень истощения и чрезвычайное сходство составов шпинелевых лерцолитов западной части Индийского океана, Красного моря, Западного Средиземноморья (в том числе в офиолитовых комплексах внешних Лигурид и массивов "корневых зон") и включений в щелочных базальтах Ассаба? Наиболее вероятное объяснение, на мой взгляд, заключается в том, что все эти породы представляют самые верхние горизонты мантии под Африканской континентальной корой, практически не подвергавшейся или подвергавшейся в незначительной степени частичному плавлению, т.е. область генерации базальтов при раскрытии Тетиса и Аравийско-Индийского хребта располагалась преимущественно ниже того слоя лерцолитов, который впоследствии оказался на поверхности.

Единая направленность эволюции вещества верхней мантии в рифейских(?), палеозойских, мезозойских и кайнозойских офиолитах и, главное, существование сходных по составу комплексов во всех этих образованиях (например, лерцолитов Аравийско-Индийского хребта и внешних Лигурид, гарцбургитов Войкаро-Сыньинского массива и Омана) позволяют предполагать, что крупномасштабные неоднородности были сформированы в дорифейское время. Такое представление согласуется с существующими геохимическими моделями эволюции верхней мантии [353, 360], согласно которым подобные неоднородности возникли более 1500 млн лет тому назад.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренный материал по строению габбро-ультрабазитовых комплексов офиолитов показал, что существенно лерцолитовый и гарцбургитовый типы разрезов принадлежат единому эволюционному ряду структурно-вещественных преобразований вещества верхней мантии. В этом ряду слабо обедненные базальтоидными компонентами перидотиты (лерцолиты) ассоциируют с мало мощными и просто построенными габброидными сериями, сильно истощенные перидотиты (гарцбургиты) — с мощными разрезами многофазных габброидов. Образование пород начинается в области генерации базальтов и продолжается при продвижении мантийных масс в кору.

Правомерность корреляции конкретных разрезов габбро-ультрабазитовых комплексов в офиолитах складчатых поясов континентов с фрагментами этих комплексов в структурах океанического ложа и периокеанических окраин подтверждена сходством состава и структур пород. Породы лерцолитового типа разреза распространены в срединно-океанических хребтах, в пределах океанических плит и в зонах интрадугового спрединга в краевых морях, а гарцбургитового — наиболее присущи основанию островного склона глубоководных желобов.

Полученные новые данные по строению уральских габбро-ультрабазитовых массивов принципиально меняют существующие представления об их структуре и истории формирования пород. Степень обеднения перидотитов базальтоидными компонентами нарастает в направлении от центральных частей перидотитовых тел к границе с полосчатой серией и габбро (кинетический профиль деплеирования мантийного вещества). Внутреннее структурное несогласие в разрезах мантийных ультрабазитов формируется между лерцолитовыми и гарцбургитовыми (дунит-гарцбургитовыми) сериями в процессе массового высокотемпературного пластического течения на глубинах, соответствующих по давлению фациям шпинелевых и плагиоклазовых лерцолитов. Пластическое течение осуществлялось путем внутрикристаллического скольжения и рекристаллизации. При формировании гарцбургитового типа разрезов течение сопровождалось образованием сколов и отделением базальтоидного мобилизата.

Направленность метаморфической дифференциации, проходившей во время высокотемпературных пластических деформаций, запечатлена в структуре и составе минеральных фаз твердого остатка. Направленность фракционирования компонентов фиксирована в мобилизате, сохранившемся в теле лерцолита. Согласно ведущему тренду эволюции высокотемпературная метаморфическая дифференциация протекает с выносом алюминия, хрома, титана и щелочей из пироксенов при одновременном накоплении хрома и железа в хромшпинелидах и росте магнетиальности силикатов.

Синтез данных по строению разрезов и структурно-вещественной эволюции габбро-ультрабазитовых комплексов офиолитов, различных по возрасту и пространственному положению, позволяет обсуждать вопросы геологии верхней мантии.

1. *Абдулин А.А., Авдеев А.В., Сеитов Н.С.* Тектоника Сакмарской и Орь-Илекской зон Мугод-жар. Алма-Ата: Наука, 1977. 235 с.
2. *Алешков А.Н.* Дунито-перидотитовые массивы Полярного Урала. Л.: Изд-во АН СССР, 1929. 120 с. (Материалы комис. экспедиц. исслед. АН СССР; Вып. 18.)
3. *Артемов В.Р.* Джетыгаринское месторождение. // Месторождения хризотил-асбеста СССР. М.: Недра, 1967. С. 116—137.
4. *Аршинов В.В., Меренков Б.Я.* Красноуральское месторождение хризотил-асбеста (Средний Урал) // Тр. Ин-та прикл. минералогии. 1930. Вып. 45. 83 с.
5. *Арумто Ф., Ланкаревик Б., Росс Д.* Геология Срединно-Атлантического хребта (профиль Гудзон, 45° с.ш.) // Петрология магматических и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973. С. 168—197.
6. *Безруков П.Л., Кашинцев Г.Л.* Ультраосновные и основные породы Западно-Австралийской котловины (Индийский океан) // Докл. АН СССР. 1974. Т. 218, N 2. С. 456—459.
7. *Белгородский Е.А.* Разновозрастные офиолиты на восточном склоне Южного Урала // Эволюция офиолитовых комплексов: Тез. докл. Всесоюз. симпоз. Свердловск, 1981. С. 24—25.
8. *Белевцев Р.Я., Говоров И.Н., Качанов Н.Н.* и др. Основные и ультраосновные породы Аравийско-Индийского срединно-океанического хребта: Препр. N 79—18, Киев, 1979. 66 с.
9. *Бетехтин А.Г.* Халиловские месторождения хромистого железняка на Южном Урале // Хроми-ты СССР. Ч. II. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1940. С. 285—338.
10. *Богданов Н.А.* Офиолиты континентов и дна океана // Геотектоника. 1977. N 1. С. 126—128.
11. *Богданов Н.А.* Океаническая кора и офиолиты континентов // Вестн. АН СССР, 1978. N 2. С. 71—79.
12. *Богданов Н.А.* О тектоническом скупивании коры в океанах // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 133—146.
13. *Богданов Ю.А., Плошко В.В.* Интрузивные и метаморфические породы из впадины Романш // Докл. АН СССР. 1967. Т. 177. С. 173—176.
14. *Бонатти Э., Гоннорец Х., Феррара Г.* Перидотит — габбробазальтовый комплекс экваториальной части Срединно-Атлантического хребта // Петрология магматических и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973. С. 9—29.
15. *Булыкин Л.Д.* О возрасте ультраосновных интрузий Урала // Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. М.: Госгеолтехиздат, 1962. Вып. 10. С. 70—74.
16. *Булыкин Л.Д.* Основные черты геологии перидотитовой формации Урала // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1969. С. 18—29. (Тр. II Урал. петрогр. совещ: Т. II).
17. *Булыкин Л.Д.* К минералогии и петрологии дунит-клинопироксенитовых комплексов в альпинотипных гипербазитах Урала (на примере Нуралинского массива) // Тр. Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР. 1977. Вып. 125. С. 58—61.
18. *Буртман В.С., Молдаванцев Ю.Е., Перфильев А.С., Шульц С.С.* Океаническая кора варисцид Урала и Тянь-Шаня // Сов. геология. 1974. N 3.
19. *Велинский В.В.* Альпинотипные гипербазиты переходных зон океан—континент. Новосибирск: Наука, 1976. 250 с.
20. *Виноградов В.И., Буякайте М.В.* Изотопный состав стронция в породах Войкаро-Сыньинского офиолитового Полярного Урала // Эволюция офиолитовых комплексов. Свердловск, 1981. N 1. С. 59—70.
21. *Виноградов А.П., Удинцев Г.Б., Дмитриев Л.В.* и др. Строение рифтовой зоны Индийского океана и ее место в мировой системе рифтов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. N 10. С. 3—27.
22. *Виноградская Г.М.* Дунит-пегматиты ультраосновной формации на Урале // Докл. АН СССР. 1954. Т. 97, N 5. С. 899—902.
23. *Водолазский А.И., Петров В.Ф.* Девонские отложения Лемвинской структурно-фациальной зоны Полярного Урала // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока Европейской части СССР. 1976. Сб. 8. С. 81—86.
24. *Водорезов Г.И., Розман Х.С.* О девонских отложениях Кемпирсайского района в связи с вопросом о возрасте ультрабазитов Южного Урала // Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала. М.: Госгеолтехиздат, 1956. Вып. 1. С. 16—27.
25. *Волченко Ю.А., Андреев М.И., Неустрова И.И.* Фракционирование платиновых металлов в альпинотипных комплексах Урала // Ежегодник 1980. Свердловск: Ин-т геологии

- и геохимии им. А.Н. Заварицкого. 1981. С. 88—91.
26. *Войновский-Кригер К.Г.* Два комплекса палеозоя на западном склоне Полярного Урала // Сов. геология. 1945. N 6. С. 5—14.
 27. *Войновский-Кригер К.Г.* Ордовик Лемвинской фашиально-структурной зоны (западный склон Полярного Урала) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1960. Т. 35, вып. 3. С. 51—68.
 28. *Войновский-Кригер К.Г.* Девонские отложения Лемвинской фашиально-структурной зоны и прилегающих районов (западный склон Приполярного Урала) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1962. Т. 37, вып. 2. С. 103—123.
 29. *Волков С.Н.* Эйфельские конгломераты восточного склона Приполярного Урала // Материалы ВСЕГЕИ. Общ. сер. 1948. Вып. 8. С. 39—42.
 30. *Волков С.Н.* Средний палеозой северной окраины Нижнетагильского синклиория. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 94 с.
 31. *Вонсовский С., Орлов А.* Дислокации в кристаллах // Пробл. соврем. физики. 1957. N 9. С. 74—85.
 32. *Высоцкий Н.К.* Месторождения платины Исковского и Нижне-Тагильского районов на Урале // Тр. Геол. ком. Н. С. 1913. Вып. 62. С. 1—694.
 33. *Высоцкий Н.К.* О коренных месторождениях платины на Урале и в Сибири // Изв. Геол. ком. 1923. Т. 42, N 1. С. 15—21.
 34. *Гафаров Р.А.* О глубинном строении фундамента в зоне сочленения Восточно-Европейской платформы и Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. N 8. С. 3—14.
 35. Геология дна Филиппинского моря // Под ред. А.В. Пейве. М.: Наука, 1980. 253 с.
 36. Геохимия изотопов в офиолитах Полярного Урала // Тр. ГИН АН СССР. 1983. Вып. 376. 164 с.
 37. Глубинные ксенолиты и верхняя мантия / Под ред. В.С. Соболева // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. 1975. Вып. 271. 254 с.
 38. *Гончаренко А.И.* Складчатые деформации альпинотипных гипербазитов юга Сибири // Докл. АН СССР, 1977. Т. 235, N 2. С. 431—434.
 39. *Гончаренко А.И., Чернышев А.И., Каячев Н.Ф.* Складчатые структуры гипербазитов и реконструкция распределения в них палеотектонических напряжений в связи с асбестоносностью // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Новосибирск, 1982. Вып. 1. Геол., петрохим., геохим. С. 122—151.
 40. *Горохов С.С., Рудник Т.Б., Шарфман В.С.* К вопросу о возрасте гипербазитовых интрузий Южного Урала // Докл. АН СССР. 1962. Т. 142, N 3. С. 643—646.
 41. *Горяев С.М.* Ультраосновные формации Тургая и их металлогеническая специализация // Вопросы петрологии и металлогении Урала: Тез. докл. IV Урал. петрограф. конф. Свердловск, 1981. С. 22—23.
 42. *Грин Д.Х., Рингвуд А.Э.* Происхождение базитовых магм // Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968. С. 132—227.
 43. *Дергунев А.Б., Казак А.П., Молдаванцев Ю.Е.* Серпентинитовый меланж и структурное положение гипербазитового массива Рай-Из (Полярный Урал) // Геотектоника. 1975. N 1. С. 28—34.
 44. *Десмон Ж.* Многофазный метаморфизм океанической и континентальной коры Западных Альп // Геотектоника. 1977. N 6. С. 69—82.
 45. *Дитрих Ф.Ж.* Эволюция Восточных Альп: рабочая гипотеза, основанная на тектонике плит // Геотектоника. 1977. N 6. С. 61—68.
 46. *Дмитриев Л.В.* Петрохимия пород Аравийско-Индийского хребта // Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. М.: Наука, 1972. Т. 2. С. 156—191.
 47. *Дмитриев Л.В.* К вопросу о происхождении ультраосновных пород рифтовых зон Индоокеанского хребта // Геохимия. 1969. N 10. С. 1179—1185.
 48. *Дмитриев Л.В., Шараськин А.Я., Фарафонов М.М.* Коренные породы рифтовых зон Индоокеанского хребта и некоторые черты их геохимии // Докл. АН СССР. 1969. Т. 185, N 2. С. 444—446.
 49. *Дмитриев Л.В.* Петрохимия коренных пород Индоокеанского хребта и некоторые черты их геохимии и петрологии // Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. М.: Наука, 1972. Т. 1. С. 115—144.
 50. *Дмитриев Л.В., Уханов А.В., Шараськин А.Я.* К вопросу о составе вещества верхней мантии // Геохимия. 1972. N 10. С. 1155—1167.
 51. *Дмитриев Л.В.* Геохимия и петрология коренных пород срединных океанических хребтов: Автореф. дис... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1973. 45 с.
 52. *Дмитриев Л.В., Уханов А.В., Шараськин А.Я.* Петрохимические типы перидотитов мантии // Геохимия. 1976. N 8. С. 1160—1166.
 53. *Дмитриев Л.В., Шараськин А.Я., Гаранин А.В.* Основные черты магматизма дна океана // Проблемы петрологии. М.: Наука, 1976. С. 173—189.
 54. *Добрецов Н.Л.* К проблеме генезиса гипербазитов // Геология и геофизика. 1964. N 3. С. 3—20.
 55. *Добрецов Н.Д., Пономарева Л.Г.* Сравнительная характеристика полярно-уральских и прибалхашских жадеитовых и ассоциирующих с ними пород // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск: Наука, 1965. Вып. 31. С. 178—244.
 56. *Добрецов Н.Л.* Глаукофаносланцевые и эклогит-глаукофаносланцевые комплексы СССР. Новосибирск: Наука, 1974. 429 с.
 57. *Добрецов Н.Л.* Глаукофановый метаморфизм и три типа офиолитовых комплексов // Докл. АН СССР. 1974. Т. 216, N 6. С. 1383—1386.
 58. *Добрецов Н.Л.* Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980. 182 с.
 59. *Добрецов Н.Л., Добрецов Г.Л.* Глобальные петрологические модели // Петрология литосферы и рудоносность: Тез. докл. VI Всесоюз. петрограф. совещ. Л., Наука, 1981. С. 88—89.
 60. *Дружинин В.С., Рыбалко В.М., Халевин Н.И.* Результаты глубинного сейсмического зондирования на Свердловском пересечении и перспективы дальнейшего исследования Урала // Глубинное строение Урала. М.: Наука, 1968. С. 69—80.
 61. *Дружинин В.С., Колмогорова В.В., Сив-*

- кова Л.В., Халевин Н.И. Глубинные сейсмические исследования верхов мантии Среднего Урала // Сейсмические исследования земной коры и рудоперспективных структур Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР. 1980. С. 18—27.
62. Дюпарк Л. Платина и платиновые месторождения на Урале // Горн. журн. 1913. N 1—2. С. 40—73; N 3. С. 22—305.
63. Елисеев Н.А. Метаморфизм. М.: Недра, 1963. 425 с.
64. Ефимов А.А., Ефимова Л.П. Кытлымский платиноносный массив. М.: Недра, 1967. 332 с.
65. Ефимов А.А. "Горячая тектоника" в гипербазитах и габброидах Урала // Геотектоника. 1977. N 1. С. 24—42.
66. Ефимов А.А., Пучков В.Н. О происхождении офиолитовой ассоциации. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. 62 с.
67. Заварицкий А.Н. Коренные месторождения платины на Урале // Материалы по общей и прикладной геологии. Л.: Геол. ком., 1928. Вып. 108. С. 1—56.
68. Заварицкий А.Н. Перидотитовый массив Рай-Из в Полярном Урале // М.: ОНТИ, 1932. 221 с.
69. Заварицкий А.Н. О статье А.Н. Алешкова и ответе Г.Л. Падалки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1940. N 5. С. 21—25.
70. Заварицкий А.Н. Изверженные горные породы. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 211—235.
71. Захаров А.А., Захарова А.А. Стратиграфическое расчленение и петрохимическая характеристика силурийских вулканогенных образований Прикамской синклинальной зоны на восточном склоне Южного Урала // Стратиграфия и палеонтология докембрия и палеозоя Южного Урала и Приуралья. Уфа, 1972, С. 18—26.
72. Злобин С.К., Пущин И.К., Высоцкий С.В. Вещественный состав и структура офиолитов желоба Тонга // Тез. докл. IX семинара по геохимии магмат. пород. М.: Наука, 1983. 21 с.
73. Золоев К.К. Алапаевская группа месторождений. Режевское месторождение // Месторождения хризотил-асбеста СССР. М.: Недра, 1967. С. 92—102.
74. Золоев К.К., Попов Б.А., Раппопорт М.С. и др. Магматизм и рудообразование в геологической истории Урала // Общие вопросы магматизма Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 22—39.
75. Зоненшайн Л.П., Коган Л.И., Савостин Л.А. и др. Глубинное строение района тройного сочленения литосферных плит Тихоокеанской, Кокосовой и Наска // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249, N 6. С. 1331—1335.
76. Иванов С.Н., Ефимов А.А., Минкин Л.М. и др. Природа Уральской геосинклинали // Докл. АН СССР. Т. 206, N 5. С. 1177—1180.
77. Иванов С.Н., Кориневский В.Г., Белянина Г.П. Реликты рифтовой океанической долины на Урале // Докл. АН СССР. 1973. Т. 211, N 4. С. 939—942.
78. Иванов С.Н., Смирнов Т.А., Ефимов А.А. и др. Новые аспекты тектоники Урала // Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: Наука, 1974. С. 56—67.
79. Йодер Х.С. Образование базальтовой магмы. М.: Мир, 1979. 237 с.
80. Кадик А.А., Френкель М.Ф. Магмообразование с декомпрессией пород коры и мантии в присутствии летучих компонентов // Геохимия. 1980. N 4. С. 467.
81. Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А. Об аллохтонном залегании гипербазитовых массивов западного склона Южного Урала // Докл. АН СССР. 1969. Т. 189, N 5. С. 1077—1080.
82. Казанцева Т.Т. Строение и особенности залегания офиолитовой формации на западном склоне Южного Урала // Полезные ископаемые Башкирии, их размещение и условия формирования: Тез. докл. науч. сес. Уфа, 1970. Ч. 1. С. 18—29.
83. Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А., Гафаров Р.А. Об аллохтонном залегании гипербазитовых массивов Крака на Южном Урале // Геотектоника. 1971. N 1. С. 96—102.
84. Казьмин В.Г. Место офиолитовых формаций в тектоническом развитии западного сектора Альпийско-Гималайской системы // Геотектоника. 1966. N 3. С. 72—83.
85. Камалетдинов М.А. К вопросу о покровной тектонике Урала в свете новых данных // Геотектоника. 1965. N 1. С. 106—117.
86. Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т. Особенности строения надвигов и шарьяжей Южного Урала // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1970. Т. 45(4). С. 60—76.
87. Камалетдинов М.А. Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 229 с.
88. Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т., Казанцев Ю.В. Основные вопросы формирования земной коры Урала в палеозое. Уфа, 1978.
89. Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т., Казанцев Ю.В. Аллохтонные офиолиты восточного склона Урала: Тез. докл. Всесоюз. симпозиум "Эволюция офиолитовых комплексов". Свердловск, 1981. С. 18—20.
90. Канн Дж. Петрология пород основания хребта Палмер в северо-восточной части Атлантического океана // Петрология магматических и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973. С. 134—167.
91. Карасик А.М., Десимон А.И., Позднякова Р.А. и др. Палеомагнитные аномалии Мирового океана // Аномалии геомагнитного поля и глубинное строение земной коры. Киев: Наук. думка, 1981. С. 99—101.
92. Кашин С.А., Федоров В.Л. Хромитовые месторождения Хабаровинского ультраосновного массива // Хромиты СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1980. Ч. 2. С. 199—283.
93. Кашинцев Г.Л. Новые данные об изверженных и метаморфических породах северо-восточной части Индийского океана // Океанология. 1973. Т. 13, вып. 5. С. 848—851.
94. Кашинцев Г.Л., Кузнецов И.Е., Пахтан М.Т., Рудник Г.Б. Гипербазитовый массив Южный Крака (Южный Урал) // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1976. N 6. С. 59—67.

95. *Кашинцев Г.Л., Кузнецов И.Е., Дубник Т.Б.* Основные закономерности формирования ряда ультраосновных массивов Урала // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1977. Т. 32. N 4. С. 9—19.
96. *Кашинцев Г.Л., Рудник Т.Б.* Магматические породы восточной части Индийского океана // Океанология. 1977. Т. 17, вып. 5, N 4. С. 653—657.
97. *Кашинцев Г.Л., Фрих-Хар Д.И.* Строение океанской коры в зоне разломов Элтанин (Тихий океан) по петрографическим данным // Океанология. 1978. Т. 18, вып. 1. С. 64—69.
98. *Кашинцев Г.Л., Фрих-Хар Д.И., Абрамова Е.С.* Петрография и минералогия магматических пород впадины Хесса // Изв. АН СССР. Сер. 4. Геология. 1980. N 5. С. 19—23.
99. *Кашинцев Г.Л., Жданов В.В.* Амфиболитовые сланцы зоны разлома Элтанин (Тихий океан) // Изв. АН СССР. Сер. 4. Геология. 1981. N 8. С. 28—37.
100. *Кашинцев Г.Л., Кузьмин М.И., Пополитов Э.И.* Состав и строение океанической коры в районе впадины Хесса (Тихий океан) // Геотектоника. 1982. N 6. С. 112—123.
101. *Квятковский Р.Э.* Геологическое описание Белорецкого района Южного Урала. М.; Л. Гос. науч.-техн. геол.-разв. изд-во, 1933.
102. *Келлер Б.М.* Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинии на Урале и сходные с ней образования // Тр. ГИН АН СССР. Сер. геол. 1949. Вып. 104, N 34. 168 с.
103. *Кеpezжинскas В.В.* Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения. М.: Наука, 1979. 312 с.
104. *Клочихин А.В., Буряченко А.В.* Гипербазитовые массивы Крака на Южном Урале // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала: Тр. II Урал. петрограф. совещ. Свердловск, 1969. Т. 2. С. 48—55.
105. *Клочихин А.В., Радченко В.В., Буряченко А.В.* Геология и петрохимия гипербазитов массивов Крака (Южный Урал) // Магматизм и эндогенная металлогения западного склона Южного Урала. Уфа, 1973. Вып. 21. С. 129—138.
106. *Клочихин А.В., Радченко В.В., Буряченко А.В.* Геологическое строение северной части Зилаирского мегасинклиния // Тектоника Южного Урала и Приуралья. Уфа, 1975. С. 42—47.
107. *Книппер А.Л.* Тектоническое положение пород гипербазитовой формации в геосинклинальных областях и некоторые проблемы инициального магматизма // Проблемы связи тектоники и магматизма. М.: Наука, 1969. С. 116—132.
108. *Книппер А.Л.* Габброиды офиолитовой "формации" в разрезе океанической коры // Геотектоника. 1970. N 2. С. 112—120.
109. *Книппер А.Л.* Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области // Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 1975. Вып. 267. 207 с.
110. *Козлов В.И.* Верхний рифей и венд Южного Урала. М.: Наука, 1982. 128 с.
111. *Колотилова Л.И., Казанцев М.М., Рацабаум Е.И.* Геолого-петрографические особенности и оруденение гипербазитовых и гипербазит-габбровых массивов Орб-Илекского междуречья (Казахский Урал) // Вопр. петрологии и металлогении Урала. Тез. докл. IV Урал. петрограф. конф. Свердловск, 1981. С. 66—68.
112. *Колман Р.Г.* Офиолиты. М.: Мир, 1979. 236 с.
113. *Коржинский Д.С.* Очерк метасоматических процессов. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР. 1953. С. 597—603.
114. *Коржинский Д.С.* Зависимость состава магм от щелочности трансмагматических флюидов // Докл. АН СССР. 1977. Т. 235, N 2. С. 454—457.
115. *Коротеев В.А.* Среднепалеозойский вулканизм в формировании земной коры восточного склона Южного Урала: Автореф. дис. д-ра геол.-минерал. наук. Миасс, 1982. 48 с.
116. *Котрелл А.* Дислокации и пластическое течение в кристаллах. М.: Металлургиздат, 1958. 65 с.
117. *Кравченко Г.Г.* Роль тектоники при кристаллизации хромитовых руд Кемпирсайского плутона. М.: Наука, 1969. 205 с.
118. *Кузнецов Е.А.* Габбро-перидотитовая формация Урала // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1958. Т. 33, вып. 2. 150 с.
119. *Кузнецов Ю.А.* Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 388 с.
120. *Кузнецов В.Н.* Кiemбайское месторождение // Месторождения хризотил-асбеста СССР. М.: Наука, 1967. С. 163—177.
121. *Кутолин В.А.* Глубинные включения в базальтах островных дуг и океанов. Острова Атлантического и Индийского океанов. Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. 1975. Вып. 271. С. 196—204.
122. *Кутолин В.А.* Новая оценка для валового состава верхней мантии // Докл. АН СССР. 1977. Т. 234, N 3. С. 669—672.
123. *Левинсон-Лессинг Ф.Ю.* Геологический очерк Южно-Заозерской дачи и Денежкина Камня на Северном Урале // Тр. Санкт-Петербург. о-ва естествоиспытателей. 1900. Т. 30. 257 с.
124. *Левинсон-Лессинг Ф.Ю.* О новом месторождении платины на Урале (в Синих горах) // Изв. Санкт-Петербург. политехн. ин-та. 1909. Т. 2.
125. *Ленных В.И.* О зональности метаморфизма миеосинклинали Южного Урала // Глубинное строение Урала. М.: Наука, 1968. С. 228—236.
126. *Ленных В.И.* Эклогит-глаукофановый пояс. М.: Наука, 1977. 160 с.
127. *Летников Ф.А., Карпов И.К., Киселев А.И., Шкаидрий Б.О.* М.: Наука, 1977. 214 с.
128. *Лисицин А.П., Кузьмин М.И., Богданов Ю.А.* и др. Геологическое строение зон трансформных разломов Аравийско-Индийского хребта // Докл. АН СССР. 1982. Т. 263. С. 1468—1472.
129. *Логинов В.П.* Контактные изменения грау-

- ваксовых пещерных около ультраосновного массива Южный Крак на Южном Урале // Очерки физико-химической петрологии. М.: Изд-во АН СССР. 1966. Т. 2. С. 116—131.
130. Логинов В.П., Павлов Н.В., Соколов Г.А. Хромитоносность Кемпирсайского ультраосновного массива на Южном Урале // Хромиты СССР. М.: Л.: Изд-во АН СССР. 1940. Т. 2. С. 5—196.
131. Лодочников В.Н. Серпентиниты и серпентиниты ильчирские и другие петрологические вопросы, с ними связанные // Тр. ЦНИГРИ. 1936. Вып. 38. 817 с.
132. Лупанова Н.П., Маркин В.В. Зеленокаменные толщи Собско-Войкарского синклиория (восточный склон Полярного Урала). М.: Л.: Наука, 1964. 175 с.
133. Лутц Б.Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1975. 168 с.
134. Лутц Б.Г., Петерсилье И.А., Картавин В.К. Состав газообразных веществ в породах верхней мантии Земли // Докл. АН СССР. 1976. Т. 226, N 2. С. 440—443.
135. Лутц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 246 с.
136. Луцкина Н.В. Алапаевско-Теченский пояс гипербазитов и его хромитовое оруденение // Вопросы петрологии и металлогении Урала: Тез. докл. IV Урал. петрограф. конф. Свердловск, 1981. С. 32.
137. Магадеев Б.Д. Вулканизм Вознесенско-Прикамской зоны на широте г. Магнитогорска // Силуро-девонский вулканизм Южного Урала. Уфа, 1975. С. 86—91.
138. Магадеев Б.Д. Структурная позиция ультраосновных массивов как показатель их возраста // Вопросы петрологии и металлогении Урала: Тез. докл. IV Урал. петрограф. конф. Свердловск, 1981. С. 17—19.
139. Маггов В.И. Петрология габброидов Хабаровинского габбро-гипербазитового массива (Южный Урал): Автореф. дис... канд. геол.-минерал. наук. Свердловск. 1977. 19 с.
140. Малахов И.А. Петрохимия ультрабазитов Урала // Тр. Ин-та геологии УФ АН СССР. 1966. Вып. 79. 234 с.
141. Маллас Д., Стевенс Р.К. Происхождение и структурное положение офиолитового комплекса на примере Западного Ньюфаундленда // Геотектоника. 1977. N 6. С. 83—102.
142. Маракушев А.А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. М.: Наука, 1968. 200 с.
143. Маракушев А.А. Проблема генезиса расслоенных интрузивов // Контактные процессы и оруденение в габбро-перидотитовых интрузиях. М.: Наука, 1979. С. 5—29.
144. Маракушев А.А. О генезисе хромитовых руд и вмещающих их гипербазитов // Геология руд. месторождений. 1980. N 1. С. 3—23.
145. Марков М.С. Метаморфические комплексы и "базальтовый" слой земной коры островных дуг. М.: Наука, 1975. 232 с. (Тр. ГИН: Вып. 268).
146. Маслов В.А. Девон восточного склона Южного Урала. М.: Наука, 1981. 223 с.
147. Меланхолина Е.Н., Савельева Г.Н., Кудрявцев Д.И. и др. Состав океанической коры и верхней мантии в зоне разлома Кларин (Тихий океан) // Докл. АН СССР. 1983. Т. 268, N 4. С. 942—946.
148. Мелсон У.Г., Томпсон Г. Петрология зоны трансформного разлома и прилегающих сегментов океанического хребта // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973. С. 30—49.
149. Меляховецкий А.А. О пластической деформации оливина и энстатита гипербазитов Билинского массива (Восточная Тува) в связи с оценкой ее условий // Тр. Ин-та геологии и геофизики АН СССР. 1977. Вып. 349. С. 84—111.
150. Миясиро А., Сидо Ф., Юинг М. Метаморфизм в пределах Срединно-Атлантического хребта близ 24 и 30° с.ш. // Петрология магматических и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973. С. 140—153.
151. Миясиро А. Метаморфизм и связанный с ним магматизм в свете положений тектоники плит // Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. С. 243—265.
152. Молдаванцев Е.П. Геологические исследования Денежкина Камня в Северном Урале в 1925 г. // Изв. Геол. ком. 1927. Т. 46, N 2. С. 157—173.
153. Молдаванцев Ю.Е. Особенности проявления интрузивного магматизма на Полярном Урале // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Госгеолтехиздат, 1960. С. 412—415 (Тр. Всесоюз. петрограф. совещ.).
154. Молдаванцев Ю.Е., Перфильев А.С. Проявление метаморфизма в связи с глубинным разломом на Полярном Урале // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. N 4. С. 50—55.
155. Молдаванцев Ю.Е. Магматизм северной части Урала и некоторые черты связанной с ним металлогении // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1963. С. 139—151. (Тр. Первого Урал. петрограф. совещ.; Т. 1).
156. Молдаванцев Ю.Е., Перфильев А.С. Связь магматизма с тектоникой на севере Урала // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1963. С. 121—137. (Тр. Первого Урал. петрограф. совещ.; Т. 1).
157. Москалева С.В. О возрасте и структуре массива Крак на Южном Урале // Докл. АН СССР. 1959. Т. 127, N 1. С. 170—172.
158. Морковкина В.Ф. Метаморфические преобразования гипербазитов Полярного Урала // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1962. Вып. 77. С. 130—224.
159. Морковкина В.Ф. Метасоматические преобразования гипербазитов в связи с зонами глубинных разломов // Петрографические формации и проблемы петрогенезиса. М.: Наука, 1964. С. 66—74.
160. Морковкина В.Ф. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. М.: Наука, 1967. 279 с.

161. Москалева С.В. О структурном положении гарибургитовой формации Урала // Сов. геология. 1962. N 12. С. 57—69.
162. Москалева С.В. О структурном положении гарибургитовых комплексов западного гипербазитового пояса Урала // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1963. С. 269—275. (Тр. Первого Урал. петрограф. совещ.; Т. 1).
163. Непрочнов Ю.П., Кашинцев Г.Л. О составе основных слоев океанской земной коры Восточно-Тихоокеанского поднятия // Докл. АН СССР, 1978. Т. 239. N 5. С. 1222—1225.
164. Непрочнов Ю.П., Мерклин Л.Р., Базовкина И.Г. Строение второго слоя земной коры в океане по геолого-геофизическим данным // Итоги науки и техники. М.: ВИНТИ, 1981. 84 с. (Общая геология; Т. 12).
165. Никитин И.И. Геология, петрология и полезные ископаемые гипербазитов Оренбуржья: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1973. 23 с.
166. Никитин И.И. Соотношение альпинотипной и платиноносной ассоциации ультраосновных пород на примере Хабаровского ультраосновного массива Южного Урала // Материалы по геологии и полез. ископаемым Оренбург. обл. 1975. Вып. 5. С. 93—98.
167. Обузн Ж. Геосинклинали. М.: Мир, 1967. 301 с.
168. Ожиганов Д.Г. Геология хребта Урал-Тау и района перидотитового массива Крака на Южном Урале // Тр. Башкир. геол. упр. 1941. Вып. 12.
169. Ожиганов Д.Г. Геология района массивов Крака и критика взглядов на его шарьяжное строение // Тектоника и магматизм Южного Урала. М.: Наука, 1974. С. 242—249.
170. Павлов Н.В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов // Тр. Ин-та геол. наук. Сер. Руд. месторождения. 1949. Вып. 108, N 3. 86 с.
171. Павлов Н.В., Кравченко Г.Г., Чупрынина И.И. Хромиты Кемпирсайского плутона. М.: Наука, 1968. 178 с.
172. Падалка Г.Л. Перидотитовый массив Пай-ер на Полярном Урале // Тр. Аркт. ин-та. 1936. Вып. 47. 138 с.
173. Патхан М.Т. Петроструктурная ориентировка оливина в гипербазитовом массиве Южный Крака (Южный Урал) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1972. N 4. С. 143—150.
174. Пейве А.В. Типы и развитие палеозойских структур Урало-Тянь-Шаньской геосинклинальной области // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948. N 6. С. 43—50.
175. Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника. 1969. N 4. С. 5—23.
176. Пейве А.В., Штрейс Н.А., Перфильев А.С. и др. Океаны и геосинклинальный процесс // Докл. АН СССР. 1971. Т. 196, N 3. С. 657—659.
177. Пейве А.В., Штрейс Н.А., Моссаковский А.А. и др. Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса // Сов. геология, 1972. N 12. С. 7—25.
178. Пейве А.В. Офиолиты и земная кора // Природа. 1974. N 2. С. 18—25.
179. Пейве А.В. Тектоника Срединно-Атлантического хребта // Геотектоника. 1975. N 5. С. 3—17.
180. Пейве А.А. Строение и структурное положение офиолитов Корякского хребта: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1982. 29 с.
181. Перфильев А.С. Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М., Наука, 1979. 188 с. (Тр. ГИН; Вып. 328).
182. Перфильев А.С., Руженцев С.В. Структурное положение габбро-гипербазитовых комплексов в складчатых поясах // Геотектоника, 1973. N 3. С. 14—26.
183. Перчук Л.Л. Усовершенствование двупироксенового геотермометра для глубинных перидотитов // Докл. АН СССР. 1977. Т. 233, N 3. С. 456—459.
184. Перчук Л.Л., Фролова П.И. Влияние состава флюидов на эволюцию базальтовых серий // Докл. АН СССР. 1980. Т. 253, N 6. С. 1436—1439.
185. Перчук Л.Л., Аранович Л.Я., Косякова Н.А. Термодинамические модели зарождения и эволюции базальтовых магм // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1982. N 4. С. 3—25.
186. Перчук Л.Л. Химическое взаимодействие флюидов с магмами // Флюиды в магматических процессах. М.: Наука, 1982. С. 269—280.
187. Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна). Новосибирск: Наука. 1977. 217 с.
188. Петрология магматических и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973. 261 с.
189. Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М. Гипербазиты Тувы. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 136 с. (Тр. Тувин. компл. кс. экспедиции АН СССР; Вып. 2).
190. Пинус Г.В., Велинский В.В., Леснов Ф.П. и др. Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы. Новосибирск: Наука, 1973. 320 с.
191. Пинус Г.В. О взаимоотношениях габброидов и гипербазитов в офиолитовых сериях // Геология и геофизика. 1974. N 3. С. 139—143.
192. Пинус Г.В. К проблеме офиолитов: Генетические черты венд-кембрийских офиолитов Монголии // Геология и геофизика. 1983. N 9. С. 11—23.
193. Плошко В.В., Богданов Ю.Х. Габбро-перидотитовая формация глубоководной впадины Романш (экваториальная Атлантика) // Петрология. Междунар. геол. конгр.

- XXIV сесс. Докл. сов. геол. М.: Наука, 1972. С. 34—38.
194. Плошко В.В., Богданов Ю.Х. Ультраосновные породы глубоководной впадины Романш (Атлантический океан) // Магматизм, формирования кристаллических пород и глубины Земли. М.: Наука, 1972.
 195. Плошко В.В., Сидоренко Г.А., Князева Д.Н., Богданов Ю.А. Оливины, пироксены и плагиоклаз из гипербазитов впадины Романш Атлантического океана // Океанология, 1973. Т. 3, вып. 4. С. 625—629.
 196. Пронин А.А. О геотектонических условиях образования и возрасте палеозойских ультраосновных пород Урала // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1963. С. 255—261. (Тр. Урал. петрогр. совещ.; Т. 1).
 197. Путеводитель экскурсии "Офиолиты Полярного Урала". М.: Наука, 1978. 165 с. (Четвертая полевая офиолитовая конференция, МПГК).
 198. Пучков В.Н. О палеотектонической природе Лемвинской зоны Полярного Урала // Геотектоника. 1973. N 6. С. 54—62.
 199. Пучков В.Н. Лемвинская зона Полярного Урала и ее гомологи // Тектоника Восточно-Европейской платформы и ее обрамление. М.: Наука, 1975. С. 196—202.
 200. Пушаровский Ю.М. Тектонические движения в океанах // Геотектоника. 1980. N 1. С. 3—18.
 201. Пушаровский Ю.М., Козлов В.В., Мазарович А.О., Сулиди-Кондратьев Е.Д. Системы разломов в Тихом океане // Геотектоника. 1980. N 2. С. 3—12.
 202. Савельева Г.Н. Эволюция минеральных парагенезисов в ультраосновных породах океанического дна // Геохимия. 1984. N 5. С. 691—704.
 203. Пушаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н., Савельева Г.Н., Разницын Ю.Н. Тектоника и магматические породы центральной области Тихого океана // Геотектоника. 1984. N 2. С. 3—22.
 204. Романов Б.М. Габбро-перидотитовая формация Урала // Сов. геол. 1949. Сб. 40. С. 72—85.
 205. Романов Б.М. К вопросу о развитии Уральской геосинклинали // Материалы по геологии и полез. ископаемым Урала; Вып. 6. М.: Госгеолтехиздат, 1958. С. 13—34.
 206. Рудашевский Н.С., Мочалов А.Г., Жданов В.В. Минеральные парагенезы платиноидов ультрамафитов // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 4. СХП. 1983. Вып. 1. С. 3—13.
 207. Рудник Г.Б., Чернышова В.И. Три типа толетитовых базальтов Срединно-Индийского океанического хребта // Докл. АН СССР. 1973. Т. 209. N 6. С. 1421—1424.
 208. Рудник Г.Б. Петрогенезис ультраосновных пород Нуралинского массива на Южном Урале // Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов. М.: Наука, 1965. С. 68—100.
 209. Рудник Г.Б., Фролова Т.И. О находке ультрабазитов в Южно-Сандвичевом желобе // Докл. АН СССР. 1973. Т. 211. N 3. С. 701—704.
 210. Рудник Г.Б. Магматические и метаморфические породы впадины Хесса // Геолого-геофизические исследования в юго-восточной части Тихого океана. Океанологические исследования N 29. М.: Наука, 1976. С. 116—125.
 211. Рудник Г.Б., Кашинцев Т.Л., Фролова Т.И. Магматические и метаморфические породы дна океанов // Геология океана: Осадкообразование и магматизм океана. Гл. 1. М.: Наука, 1979. С. 9—87.
 212. Рудник Г.Б., Меланхолина Е.Н., Кудрявцев Д.И. и др. Вещественный состав океанической коры в разломах Императорский и Меррей (Тихий океан) // Геотектоника, 1982. N 3. С. 3—14.
 213. Руженцев С.В. Краевые офиолитовые аллохтоны (тектоническая природа и структурное положение) // Тр. ГИН АН СССР. 1976. Вып. 283. 171 с.
 214. Руженцев С.В., Соколов С.Д. Система фронтальный надвиг—тыловой раздвиг как показатель абсолютного смещения поверхностных блоков литосферы (Корякский хребет) // Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 15—23.
 215. Рябчиков И.Д., Шрайер В.А., Абрахам К. Состав флюидов в разрезах форстерит—кремнезем—вода и жадеит—диопсид—вода при параметрах верхней мантии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. N 5. С. 13—21.
 216. Савельев А.А., Савельева Г.Н. Петрология и хромитоносность гипербазитов Войкар-Сыньинского массива // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1969. С. 134—138. (Тр. II. Урал. петрограф. совещ.).
 217. Савельева Г.Н. Геология и петрология гипербазитов Войкар-Сыньинского массива: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Свердловск, 1973. 23 с.
 218. Савельев А.А. Геология и хромитоносность Войкар-Сыньинского массива (Полярный Урал): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Свердловск, 1974. 22 с.
 219. Савельева Г.Н. Альпинотипные гипербазиты Войкар-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Генезис ультрабазитов и связанного с ними оруденения. Свердловск, 1977. С. 3—17. (Тр. Ин-та геологии и геохимии; Вып. 127).
 220. Савельев А.А. Хромиты Войкар-Сыньинского массива // Генезис ультрабазитов и связанного с ними оруденения. Свердловск, 1977. С. 63—77. (Тр. Ин-та геологии и геохимии; Вып. 127).
 221. Савельев А.А., Савельева Г.Н. Офиолиты Войкар-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Геотектоника. 1977. N 6. С. 46—60.
 222. Савельева Г.Н., Степанов С.С. Эволюция

- состава энстатитов при высокотемпературных деформациях гарцбургитов Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. N 2. С. 47—55.
223. Савельев А.А., Самыгин С.Г. Офиолитовые аллохтоны Полярного и Приполярного Урала // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 9—30.
 224. Савельев А.А., Савельева Г.Н. Твердопластическое течение ультрабазитов и габбро альпинотипных массивов // Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 147—171.
 225. Савельева Г.Н., Щербаков С.А., Денисова Е.А. Роль высокотемпературных деформаций при формировании дунитовых тел в гарцбургитах // Геотектоника. 1980. N 3. С. 16—26.
 226. Савельева Г.Н., Цветков А.А., Карпунин В.Е. Магматические породы разлома Оуэн (Индийский океан) // Докл. АН СССР. 1980. Т. 250, N 12. С. 445—448.
 227. Савельева Г.Н. Разлом Оуэн // Геотектоника. 1981. N 6. С. 3—14.
 228. Савельева Г.Н., Хворова И.В. Ультраосновные породы разлома Вима (Индийский океан) // Докл. АН СССР. 1982. Т. 264, N 1. С. 165—168.
 229. Савельева Г.Н. Структура и петрология Войкаро-Сыньинского массива // Геохимия изотопов в офиолитах Полярного Урала. М.: Наука, 1983. С. 26—53.
 230. Савельева Г.Н. Сопоставление ультраосновных пород в некоторых тектонических структурах дна океана // Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис. М.: Наука, 1983. С. 72—88.
 231. Савельева Г.Н., Денисова Е.Л. Структура и петрология ультраосновного массива Нурали на Южном Урале // Геотектоника. 1983. N 1. С. 42—57.
 232. Самыгин С.Г. Дифференцированное смещение оболочек литосферы и эволюция формационных комплексов (Урал) // Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 29—63.
 233. Сенченко Г.С., Огарин И.С. О роли раннепалеозойских грабенообразных погружений в формировании тектонической структуры Южного Урала и размещении полезных ископаемых // Тез. докл. науч. сес., посвящ. нефтегазоносности и металлогении Южного Урала и Приуралья. Уфа, 1971. С. 103—107.
 234. Сергеевский В.М. Среднепалеозойский вулканизм и история формирования тектонических структур восточного склона Урала // Материалы ВСЕГЕИ. Общ. сер. 1948. Сб. 8.
 235. Силантьев С.А. Метаморфизм океанической коры // Тез. докл. совещ. "Геология дна океана по данным глубоководного бурения". М.: Наука, 1981. С. 142—144.
 236. Скорнякова Н.С., Липкина М.И. Основные и ультраосновные породы Марианского глубоководного желоба // Океанология. 1975. Т. 15, N 6. С. 1063—1066.
 237. Смирнова Т.А. Геохимия ультрабазитов и типоморфизм хромшпинелидов Кемпирсайского плутона: Автореф. дис... канд. геол.-минерал. наук. М., 1973. 31 с.
 238. Соболев Н.Д. Ультраосновные породы и связанные с ними полезные ископаемые // Исследование минерального сырья. М.: Госгеолтехиздат, 1955.
 239. Савельева Г.Н., Анисова Е.А. Структура и петрология массива средний Крака на Южном Урале // Геотектоника. 1985. N 4. С. 53—68.
 240. Соболев И.Д. Тектоника и магматизм Урала // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1963. С. 31—37. (Тр. I Урал. петрограф. совещ.; Т. I).
 241. Соболев И.Д. Тектоника Урала // Геология СССР. Т. 12, ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1969.
 242. Соболев В.С. Строение верхней мантии и способы образования магмы // Чтения им. В.И. Вернадского. М.: Наука, 1973. Вып. 13. 34 с.
 243. Соболев В.С., Соболев Н.В. Проблемы двухэтапного формирования земной коры // Докл. АН СССР. 1975. Т. 221, N 2. С. 435—438.
 244. Соболев Н.В., Добрецов Н.Л. Глубинные включения в базальтах островных дуг и океанов // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. 1975. Вып. 271. С. 190—195.
 245. Соколов Г.А. Геолого-геохимические исследования хромитоносного массива Южный Крака // Тр. Ломоносовского ин-та АН СССР. Сер. геохим. 1938. Вып. 9. С. 5—64.
 246. Соколов Г.А. Хромиты Урала, их состав, условия кристаллизации и закономерности распределения // Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. Сер. Руд. месторождения. 1948. Вып. 97, N 12, 127 с.
 247. Степанов С.С. Методика расчета баланса вещества и ее использование для анализа дифференциации гарцбургитов (на примере Войкаро-Сыньинского массива Полярного Урала) // Геохимия. 1984. N 1. С. 107—112.
 248. Татаринцев П.М. Восточная полоса габбро-перидотитовых интрузий Среднего Урала // Петрография СССР. Сер. 1. Регион. петрография. 1940. Вып. 5. С. 118—130.
 249. Татаринцев П.М. Структура рудного поля Баженовского асбестового района // Материалы ВСЕГЕИ. 1948. Вып. 4. С. 18.
 250. Тектоника Урала: (Объяснительная записка к Тектонической карте Урала масштаба 1:1000000) / Под ред. А.В. Пейве. М.: Наука, 1977. 120 с.
 251. Тектоника Северной Евразии: (Объяснительная записка к Тектонической карте Северной Евразии масштаба 1:5000000). М.: Наука, 1980. 220 с.

252. Тектоническая расслоенность литосферы / Под ред. А.В. Пейве. М.: Наука, 1980. 215 с.
253. Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М.: Изд-во иностр. лит., 1961. С. 269—282.
254. Удинцев Г.Б., Чернышева В.И. Образцы пород верхней мантии Земли из рифтовой долины Индийского океана // Докл. АН СССР. 1965. Т. 165, N 5. С. 1147—1150.
255. Удинцев Г.Б., Чернышева В.И., Дмитриев Л.В. Магматизм океанов в связи с их тектоникой // Проблемы связи тектоники и магматизма. М.: Наука, 1969. С. 223—227.
256. Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 546 с.
257. Федоров В.И., Кораблев Г.Г. Роль структурно-формационных условий локализации гипербазитов и их специализации // Вопр. петрологии и металлогении Урала: Тез. докл. IV Урал. петрограф. конф. Свердловск, 1981. С. 20—22.
258. Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С., Пушкарев Е.В., Чащухина В.А. Габбро и гранитоиды, ассоциированные с гипербазитами Кемпирсайского и Хабаровинского массивов на Южном Урале. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. 73 с.
259. Фишер Р.Л., Энгель С.Д. Лерцолит, анортит, габбро и базальт, драгированные из поперечных разломов и рифтовой зоны Индо-океанского срединного океанического хребта // Геохимия. 1970. N 6. С. 661—677.
260. Флинн Д. Деформация при метаморфизме // Природа метаморфизма. М.: Мир, 1967. С. 49—77.
261. Флорова Т.И., Бурикова И.А. Геосинклинальный вулканизм. М.: Изд-во МГУ, 1977. 266 с.
262. Хаин В.Е. Условия заложения и основные этапы развития Средиземноморского геосинклинального пояса // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1970. N 2. С. 3—19.
263. Хесс Г.Г. Серпентиниты, орогенез и эпейрогенез // Земная кора. М.: Изд-во иностр. лит., 1957.
264. Херасков Н.П. Тектоника и формации. Геосинклинальные формации уралид западного склона Урала // Избр. тр. М.: Наука, 1967. 404 с.
265. Цветков А.А., Карпучин В.Е., Савельева Г.Н., Суханов М.К. Магматические породы разлома Мария Целест (Индийский океан) // Докл. АН СССР. 1980. Т. 251, N 5. С. 1228—1232.
266. Чернышева В.И., Безруков П.Л. Серпентиниты с гребня Аравийско-Индийского хребта // Докл. АН СССР. 1966. Т. 166, N 4. С. 961—964.
267. Чернышева В.И. Гипербазиты и габбро из рифтовых зон Аравийско-Индийского и Западно-Индийского подводного хребта // Океанология. 1969. Вып. 4, N 9. С. 150—157.
268. Чернышева В.И. Магматические и метаморфические породы дна Индийского океана: Автореф. дис... канд. геол.-минерал. наук. М., 1971. 30 с.
269. Шараськин А.Я., Куренцова Н.А., Дмитриев Л.В. Магматизм основных структурно-тектонических областей // Геофизика океана. М.: Наука, 1979. Т. 1. С. 388—408.
270. Шараськин А.Я. Геологическая эволюция краевых морей // Геология дна океанов по данным глубоководного бурения. М.: Наука, 1981. С. 55.
271. Шараськин А.Я., Закариадзе Г.С. Особенности развития магматизма при формировании котловин и островных дуг Филиппинского моря // Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамического режима островных дуг. М.: Наука, 1982. С. 210—221.
272. Шейнманн Ю.М. Очерки глубинной геологии. М.: Недра, 1968. 230 с.
273. Штейнберг Д.С. Роль некоторых процессов метаморфизма в формировании основных и ультраосновных пород Урала по новым данным (к истории формирования основных интрузий Урала) // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., 1960. С. 405—408. (Тр. II Всесоюз. петрограф. совещ.).
274. Штейнберг Д.С. Интрузивные формации Урала // Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. М.: Гостеолтехиздат, 1961. Вып. 8. С. 22—44.
275. Штейнберг Д.С. Основные проблемы магматизма и метаморфизма Урала // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1963. С. 7—25. (Тр. I Урал. петрограф. совещ.).
276. Штейнберг Д.С., Булыкин Л.Д., Ефимов А.А. и др. Проблемы петрологии ультрабазитов Урала. Свердловск, 1969. С. 5—17. (Тр. II Урал. петрограф. совещ.; Т. 2).
277. Штейнберг Д.С., Золотов К.К., Булыкин Л.Д. и др. Проблемы гипербазитов Урала в связи с его глубинным строением // Общие вопросы магматизма Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 40—60.
278. Штейнберг Д.С., Чащухин И.С., Царицин Е.П. Закономерности химического и минерального состава альпинотипных ультрабазитов ряда дунит—гарцбургит—лерцолит // Докл. АН СССР. 1982. Т. 266, N 5. С. 1251—1254.
279. Штейнберг Д.С., Чащухин И.С. О соотношении альпинотипных гарцбургитов и лерцолитов // Ежегодник 1982. Свердловск: Ин-т геологии и геохимии УФ АН СССР, 1983. С. 68—71.
280. Штеклин И. Тектоника Ирана // Геотектоника. 1966. N 1.
281. Штрейс Н.А. Стратиграфия и тектоника зеленокаменной полосы Среднего Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1951. С. 371—377. (Тектоника СССР; Т. 3).
282. Шербаков С.А. Механизм пластической де-

формации ультрабазитов Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Геотектоника. 1981. N 4. С. 44—56.

283. *Щека С.А., Куренцова Н.А., Волюнец О.Н.* Гипербазитовый парагенезис вкрапленников базальтов // Типоморфные особенности породообразующих минералов. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 3—27.
284. *Щербаков С.А., Савельева Г.Н.* Структуры ультрабазитов Марианского желоба и разлома Оуэн // Геотектоника. 1984. N 2. С. 86—96.
285. *Эз В.В., Гафт Д.Е., Кузнецов Б.И.* Морфология и условия образования голоморфной складчатости на примере Зилаирского синклинария Южного Урала. М.: Наука, 1965. 102 с.
286. *Эдельштейн И.И.* Петрология гипербазитов Тоболо-Иргизского района Южного Урала и особенности связанных с ними кор выветривания. М.: Наука, 1968. 200 с.
287. *Язева Р.Г.* О проявлениях инициального вулканизма в основании эвгеосинклинального разреза (на примере Войкарского района на Полярном Урале) // Тр. Ин-та геол. и геохимии УНЦ АН СССР. 1978. Вып. 134. С. 87—96.
288. *Abbate E., Sagri M.* The eugeosynclinal sequences // *Sediment. Geol.* 1970. Vol. 4, N 3/4. P. 23—34.
289. *Abbate E., Bortolotti V., Principi G.* Apennine ophiolites: a peculiar oceanic crust // *Ofioliti, Spec. iss.: Tethyan ophiolites.* 1980. Vol. I. P. 17—25.
290. Abstr. Pap. submitted — Intern. Ophiolite Symp., Nicosia, Cyprus. Nicosia: Geol. Surv. Dep., 1979. 163 p.
291. *Ahern I.L., Turcotte D.L.* Magma migration beneath an ocean ridge // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1979. Vol. 45, N 1. P. 115—122.
292. *Allegre C.J., Montigny R., Bottinga Y.* Cortège ophiolitique et cortège océanique; géochimie comparée et mode de la genèse // *Bull. Soc. géol. France.* 1973. Vol. 7, N 15. P. 461—477.
293. *Anderson R.N., Nishimori R.* Gabbro, serpentinite, and mafic breccia from the East Pacific // *J. Phys. Earth.* 1979. Vol. 27. P. 467—480.
294. *Arai S., Fujii T.* Petrology of ultramafic rocks from Site 395 // *Init. Rep. DSDP.* 1979. Vol. 45. P. 587—594.
295. *Arndt N.T.* Ultrabasic magmas and high degree melting of the mantle // *Contribs. Mineral. and Petrol.* 1977. Vol. 64. P. 205—221.
296. *Aumento F., Loubat.* The Mid-Atlantic Ridge near 45° N, XVI: Serpentinized ultramafic intrusion // *Canad. J. Earth Sci.* 1971. Vol. 8. P. 631—663.
297. *Bebien I., Ohnenstetter D., Ohnenstetter M., Vergely P.* Diversity of the Greek ophiolites: birth of oceanic basins in transcurent systems // *Ofioliti, Spec. Iss.* 1980. Vol. 2. P. 129—197.
298. *Beccaluva L., Piccardo G.B., Serri G.* Petrology of Northern Apennine ophiolites and comparison with other Tethyan ophiolites // *Ofioliti.* 1979. Vol. 4, N 1. P. 43—66.
299. *Bence A.E., Albe A.L.* Empirical correction factors for electron probe microanalysis of silicates and oxides // *J. Geol.* Vol. 76. 1968. P. 56—59.
300. *Berckhemer H.* Topographie des "Ivrea Körpers" abgeleitet aus seismischen und gravimetrischen Daten // *Schweiz. miner. und petrogr. Mitt.* 1968. Bd. 48. S. 235—254.
301. *Boland I.N., Buiskool Toxopeus I.M.A.* Dislocation deformation mechanism in peridotite xenoliths in kimberlites // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1977. Vol. 60, N 1. P. 17—30.
302. *Bonatti E.* Ultramafic rocks from the Mid-Atlantic Ridge // *Nature.* 1968. Vol. 219. P. 363.
303. *Bonatti E., Honnorez J., Ferrara G.* Equatorial Mid-Atlantic Ridge: petrologic and Sr-isotopic evidence for an alpine-type rock assemblage // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1970. Vol. 9. P. 247—256.
304. *Bonatti E., Honnorez J., Kirst P., Radicati F.* Metagabbros from the Mid-Atlantic Ridge at 06° N: contact-hydrothermal-dynamic metamorphism beneath the axial valley // *J. Geol.* 1975. Vol. 83. P. 61—78.
305. *Bonatti E.* Serpentinite protrusions in the oceanic crust // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1976. Vol. 32. P. 107—113.
306. *Bonatti E., Honnorez J.* Section of the Earth's crust in the equatorial Atlantic // *J. Geophys. Res.* 1976. Vol. 81, N 23. P. 4104—4116.
307. *Bonatti E., Hamlyn P.R.* Mantle uplifted block in the Western Indian ocean // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1978. Vol. 201. P. 249—251.
308. *Bortolotti V., Dal Piaz G.V., Passerini P.* Nuove osservazioni sul Massiccio del Vourinos (Grecia) // *Boll. Soc. geol. ital.* 1969. Vol. 88.
309. *Boudier F., Nicolas A.* Fusion partielle gabbroïque dans la lherzolite de Lanzo (Alpes piémontaises) // *Bull. suisse miner. et petrogr.* 1972. Vol. 52, N 1. P. 39—56.
310. *Boudier F.* Structure and petrology of the Lanzo peridotite massif (Piedmont Alps) // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1978. Vol. 89, N 10. P. 1574—1591.
311. *Boudier F.* Microstructural study of three peridotite samples drilled at the Western margin of the Mid-Atlantic ridge // *Init. Rep. DSDP.* 1979. Vol. 45. P. 603—608.
312. *Boudier F., Nicolas A.* Stress and strain estimates in the Lanzo peridotite massif (Western Alps) // *Orogenic mafic and ultramafic association.* Paris, 1980, P. 221—228.
313. *Boudier F., Coleman R.* Cross section through the peridotite in the Samail Ophiolite Southeastern Oman Mountains // *J. Geophys. Res. B.* 1981. Vol. 86, N 4. P. 2573—2592.
314. *Bowin C.O., Nalwalk A., Hersey I.* Serpen-

- tinized peridotite from the north wall of the Puerto Rico trench // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1966. Vol. 77. P. 257—270.
315. *Boyd F.R., Nixon P.H.* Ultramafic nodules from the Kimberley pipes, South Africa // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1978. Vol. 47. P. 1367—1382.
316. *Brown M.* Cryptic layering in mantle rocks from Oman // *Abstr. Pap. Intern. Ophiolite Symp. Nicosia, 1979.* P. 19.
317. *Bunce E.T., Langseth M.G., Chase R.L., Ewing M.* Structure of Western Somali Basin // *J. Geophys. Res.* 1967. Vol. 72. P. 2547—2555.
318. *Cameron W.E., Nesbet E.G., Dietrich V.* Petrographic dissimilarities between ophiolite and ocean floor basalts // *Abstr. Pap. Intern. Ophiolite Symp. Nicosia, 1979.* P. 107—108.
319. *Cann J.R., Vine F.J.* An area on the crest of the Carlsberg Ridge, petrology and magnetic survey // *Philos. Trans. Roy. Soc. London A.* 1966. Vol. 259. P. 198—217.
320. *Cann J.R., Funnell B.M.* Palmer ridge, a section through the upper part of the ocean crust? // *Nature.* 1967. Vol. 213. P. 661—664.
321. *Cann J.R.* A new model for the structure of the ocean crust // *Ibid.* 1970. Vol. 226. P. 928—930.
322. *Carter N.L., Raleigh C.B.* Principal stress direction from plastic flow in crystals // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1969. Vol. 88. P. 1231—1264.
323. *Carter N.Z.* Static deformation of silica silicates // *J. Geophys. Res.* 1971. Vol. 76, N 23. P. 5514—5540.
324. *Bonatti E., Hamlyn P., Ottonello G.* Upper mantle beneath a young oceanic rift: peridotites from the island of Labargad (Red sea) // *Geology.* 1981. Vol. 9, N 10. P. 474—479.
325. *Brothers R.N.* Frow orientation of olivine // *Amer. J. Sci.* 1959. Vol. 257. N 8. P. 574—584.
326. *Challis G.A.* High-temperature contact metamorphism at the Red Hills ultramafic intrusion, Wairan Valley, New Zealand // *J. Petrol.* 1965. Vol. 6. P. 37—48.
327. *Clarke D.B., Loubat H.* Mineral analysis from the peridotite-gabbrobasalt complex at site 334, DSDP Leg. 37 // *Init. Rep. DSDP.* 1977. Vol. 12. P. 847—885.
328. *Coleman R.G.* Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges // *J. Geophys. Res.* 1971. Vol. 76. P. 1212—1222.
329. *Coleman R.G.* Tectonic setting for ophiolite obduction in Oman // *J. Geophys. Res.* B. 1981. Vol. 86, N 4. P. 2497.
330. *Den Tex E.* Origin of ultramafic rocks, their tectonic setting and history: a contribution to the discussion of the paper "The origin of ultramafic and ultrabasic rocks" by Wyllie // *Tectonophysics.* 1969. Vol. 7. P. 457—488.
331. *Dewey J.F., Pitman W.C., Ryan W.B., Bonin J.* Plate tectonics and evolution of the Alpine system // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1973. Vol. 84. P. 3137—3180.
332. *Dewey J.F.* Continental margin and ophiolite obduction: Appalachian-Caledonian system // *Geology of continental margins.* N. Y.: Springer, 1974. P. 933—950.
333. *Dick H.I.* Partial melting in the Josephine peridotite I, the effect on mineral composition and its consequence for geobarometry and geothermometry // *Amer. J. Sci.* 1977. Vol. 277. P. 801—832.
334. *Dick H.J.* Abyssal peridotite from the Atlantic and Caribbean ocean // *Abstr. Pap. Intern. Ophiolite Symp. Nicosia, 1979.* P. 110—111.
335. *Dick H.J., Sinton J.M.* Compositional layering in alpine peridotites: evidence for pressure solution creep in the mantle // *J. Geol.* 1979. Vol. 87. N 4. P. 403—416.
336. *Dietrich V.I.* The distribution of ophiolites in the Alps // *Ophioliti. Spec. iss.: Tethyan ophiolites.* 1980. Vol. 1. P. 7—52.
337. *Dietz R.S.* Alpine serpentinites as oceanic ring fragments // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1963. Vol. 74. P. 947—952.
338. *Dmitriev L.V.* Petrochemical study of the basement of the Mid-Indian Ridge // *Init. Rep. DSDP.* 1974. Vol. 24. P. 767—779.
339. *Donaldson C.* Petrology of the uppermost upper mantle deduced from spinel-ilherzolite and harzburgite nodules at Calton Hill, Derbyshire // *Contribs. Mineral. and Petrol.* 1978. Vol. 65. P. 363—377.
340. *Dupuy C., Dostal J., Leblanc M.* Distribution of copper and gold in ophiolites from new Caledonia // *Canad. Miner.* 1981. Vol. 19, N 2. P. 225—232.
341. *Eggler D.H., Fahquist D.A., Pequignat W.E., Herndon I.M.* Ultramafic rocks from the Cayman Trough, Caribbean Sea // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1973. Vol. 84. P. 2133—2138.
342. *Edwards R.L., Wasserburg G.J.* The age and emplacement of obducted oceanic crust in the Urals from Sm—Nd and Rb—Sr-systematics // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1985. Vol. 72. P. 389—404.
343. *Engel C.G., Fisher R.L.* Lherzolite, anorthosite, gabbro, and basalt dredged from the mid-Indian Ocean Ridge // *Science.* 1969. Vol. 166. P. 1136—1141.
344. *Engel C.G., Fisher R.L.* Granitic to ultramafic rock complexes of the Indian Ocean ridge system, western Indian Ocean // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1975. Vol. 86, N 11. P. 1553—1578.
345. *England R.N., Davis H.L.* Mineralogy of ultramafic cumulates // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1973. Vol. 17, N 2. P. 416—425.
346. *Ernst W.G., Ottonello G., Piccardo G.B.* Geochemical and mineralogic investigation of some Ligurian peridotites // *Ophioliti.* 1977. Vol. 2, N 2/3. P. 375—380.
347. *Ernst W.G., Piccardo G.* Petrogenesis of some Ligurian peridotites. I: Mineral and

bulk-rock chemistry // *Geochim. et cosmo-*
chim. Acta. 1979. Vol. 43, P. 219—237.

348. *Ernst W.G.* Petrogenesis of eclogites and peridotites from the Western and Ligurian Alps // *Amer. Miner.* 1981. Vol. 66. P. 443—472.
349. Field excursion guidebook: VIth Ophiolite Field Conf. Italy, G.L.O.M. Firenze, 1980. P. 198.
350. *Fisher R., Engel C.* Peridotite and dunite dredged from nearshore flank of Tonga trench on Expedition Nova, 1967 // *Trans. Amer. Geophys. Union.* 1968. Vol. 49. P. 217.
351. *Fisher R.L., Engel C.C.* Ultramafic and basaltic rocks dredged from the nearshore flank of the Tonga trench // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1969. Vol. 80. P. 1373—1378.
352. *Fox P., Stroup J.* The plutonic foundation of the oceanic crust // *Sea.* 1982. Vol. 7. 119—218.
353. *Frey F.A.* Rare-earth abundances in alpine ultramafic rocks // *Phys. Earth and Planet. Inter.* 1970. Vol. 3. P. 323—330.
354. *Gansser A.* The insubric line, a major geotectonic problem // *Schweiz. mineral und petrol. Mitt.* 1968. Bd. 48. S. 140—147.
355. *Gansser A.* Reconnaissance visit to the ophiolites in Baluchistan and the Himalaya // *Geodynamic of the Pakistan. Quetta: Geol. Surv. Pakistan,* 1979. P. 263—270.
356. *Gass I.G.* Is the Troodos Massif of Cyprus a fragment of Mesozoic ocean floor? // *Nature.* 1963. Vol. 220. P. 39—42.
357. *Girardeau I., Nicolas A.* The structures of two ophiolite massifs, Bay-of-Islands, Newfoundland; a model for the oceanic crust and upper mantle // *Tectonophysics.* 1981. Vol. 77. P. 1—34.
358. *Glennie K.W., Boeuf G.A., Hughes-Clarke M.W.* et al. Geology of the Oman Mountains // *K. Ned. Geol. Mijnboukd. Genoot. Verh.* 1974. Bd. 31. 423 s.
359. *Hamlyn P.R., Bonatti E.* Petrology of mantle-derived ultramafics from the Owen fracture zone, Northwest Indian Ocean: Implications for the nature of the oceanic upper mantle // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1980. Vol. 48, N 1. P. 65—79.
360. *Hanson G.N.* Geochemical evolution of the suboceanic mantle // *J. Geol. Soc.* 1977. Vol. 134, N 2. P. 235—253.
361. *Harkins M.E., Green H.W. II, Moores E.H.* Multiple intrusive events documented from the Vourinos ophiolite complex, Greece // *Amer. J. Sci. A.* 1980. Vol. 280. P. 284—295.
362. *Hebert R., Bideau D., Hekinian R.* Ultramafic and mafic rocks from the Garret Transform Fault near 13°30' S on the East Pacific Rise: igneous petrology // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1983. Vol. 65, N 1. P. 107—125.
363. *Heezen B.C., Glass W., Menard H.* The Manihiki Plateau // *Deep-Sea Res.* 1966. Vol. 13, N 3. P. 458.
364. *Helmstaedt H., Allen J.* Metagabbro from DSDP hole 334: an example of high-temperature deformation and recrystallization near the Mid-Atlantic Ridge // *Canad. J. Earth Sci.* 1977. Vol. 14, N 4. P. 2, p. 886—898.
365. *Hekinian R.* Rocks from the mid oceanic ridge in the Indian Ocean // *Deep-Sea Res.* 1968. Vol. 15. P. 165—213.
366. *Hekinian R., Aumento F.* Rocks from the Gibbs fracture zone and the Minia seamount near 53° N in the Atlantic Ocean // *Mar. Geol.* 1973. Vol. 14, N 1. P. 117—120.
367. *Henry D.J., Medaris L.G.* Application of pyroxene and olivin-spinel geothermometers to spinel peridotites in Southwestern Oregon // *Amer. J. Sci. A.* 1980. Vol. 280. P. 211—231.
368. *Herzberg C.T., Chapman N.A.* Clinopyroxene geothermometry of spinellherzolites // *Amer. Miner.* 1976. Vol. 61. P. 626—637.
369. *Herzberg C.T.* Pyroxene geothermometry and geobarometry: experimental and thermodynamic evaluation of some subsolidus phase relations involving pyroxenes in the system CaO—MgO—Al₂O₃—SiO₂ // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1978. Vol. 42. P. 945—957.
370. *Hess H.H.* Mid-oceanic ridges and tectonics of the sea floor // *Proc. 17th Symp. Colston Res. Soc. Univ. Bristol. L.: Butterworths,* 1965. P. 317—333.
371. *Hill R.E.* Three gabbro from Deep-Sea Drilling Project Leg. 37, site 334: their petrography and pyroxene mineralogy // *Init. Rep. DSDP.* 1977. Vol. 37. P. 763—777.
372. *Himmelberg G.R., Loney R.A.* Petrology of ultramafic and gabbroic rocks of the Canyon Mountain ophiolites, Oregon // *Amer. J. Sci. A.* 1980. Vol. 208. P. 232—268.
373. *Hodges F.N., Papike J.J.* Petrology of basalts, gabbros, and peridotites from DSDP, Leg. 37 // *Init. Rep. DSDP.* 1977. Vol. 37. P. 711—719.
374. *Hopson C.A., Coleman R.G., Gregory R.T.* et al. Geologic section through the Samail ophiolite and associated rocks along a Muscat-Ibra Transect, Southeastern Oman Mountains // *J. Geophys. Res. B.* 1981. Vol. 86, N 4. P. 2527—2544.
375. *Hynes A.I., Nislet E.G., Smith A.G.* et al. Spreading and emplacement ages of some ophiolites in the Othris region (Eastern Central Greece) // *Z. Dtschr. Geol. Ges.* 1972. Bd. 123. S. 455—468.
376. *Irving A.* Petrology and geochemistry of composite ultramafic xenoliths in alkalic basalts and implications for magmatic processes within the mantle // *Amer. J. Sci. A.* 1980. Vol. 280. P. 389—426.
377. *Jackson E.D., Thayer T.P.* Some criteria for distinguishing between stratiform, concentric, and alpine peridotite-gabbro complexes: *Proc. 24th. Intern. Geol. Cong. Sec. 2. Montreal,* 1972. P. 289—296.
378. *Jackson E.D., Green H., Moores E.* The Vourinos ophiolite, Greece: cyclic units of lineated cumulates overlying harzburgite tectonite // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1975. Vol. 86, N 3. P. 390—398.
379. *Jackson M., Ohnenstetter M.* Peridotite and

- gabbroic structures in the Monte Maggiore massif, Alpine Corsica // *J. Geol.* 1982. Vol. 89, N 6. P. 703—719.
380. *Jenkins D.M.* Experimental phase relations of hydrous peridotites modelled in the system $H_2O-CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2$ // *Contribs Miner. and Petrol.* 1981. N 77. P. 166—176.
381. *Juteau T.* Les ophiolites des nappes d'Antalya (Taurides occidentales, Turquie). Petrologie d'un fragment de l'ancienne croûte océanique téthysienne // *Sci. Terre Mém.* 1975. N 32. P. 692.
382. *Juteau T., Nicolas A., Dubessy J. et al.* Structural relationships in the Antalia ophiolite complex, Turkey: possible model for an oceanic ridge // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1977. Vol. 88. P. 1740—1748.
383. *Juteau T.* Ophiolites of Turkey // *Ofioliti. Spec. iss.* 1980. Vol. 2. P. 199—237.
384. *Kolstaedt D.L., Goetze C., Durham W.B.* Experimental deformation of single crystal olivine with application to flow in the mantle // *Physics and Chemistry of Minerals. and rocks. L. etc.,* 1976. P. 35—49.
385. *Komatsu M.* Recrystallization of the high alumina pyroxene peridotite of the Uenzaru area in Hidaka province, Hokkaido, Japan // *Jap. J. Geol. Soc. Jap.* 1975. Vol. 81, N 1. P. 11—28.
386. *Kornprobst J., Ohnenstetter D., Ohnenstetter M.* Na and Cr-contents in clinopyroxenes from peridotites: a possible discriminant between "sub-continental" and "sub-oceanic" mantle // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1981. Vol. 52, N 2. P. 241—254.
387. *Lanphere M.* K-Ar ages of metamorphic rocks at the base of the Semail Ophiolite, Oman // *J. Geophys. Res. B.* 1981. Vol. 86, N 4. P. 2777—2782.
388. *Maaloe S., Aoki K.* The major element composition of the upper mantle estimated from the composition of lherzolites // *Contribs Mineral and Petrol.* 1977. Vol. 63. P. 161—173.
389. *Maaloe S.* Magma accumulation in the ascending mantle // *Jour. Geol. Soc.* 1981. Vol. 138. P. 223—236.
390. *Mac Gregor I.D., Basu A.* Geological problem in estimating mantle geothermal gradients // *Amer. Miner.* 1976. Vol. 61, N 7/8. P. 715—724.
391. *Malcolm F.* Mineral chemistry of plutonic rocks from the Cayman Trough Caribbean Sea // *Trans. Amer. Geophys. Union.* 1981. Vol. 59. P. 405.
392. *Malcolm F.* Microstructures of the Cayman trough gabbros // *J. Geol.* 1981. Vol. 89, N 6. P. 675—688.
393. *Matthews D.H., Vine F.I., Cann J.R.* Geology of an area of the Carlsberg ridge, Indian Ocean // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1965. Vol. 76. P. 675—682.
394. *Matthews D.H.* The Owen fracture zone and the northern of the Carlsberg Ridge // *Philos. Trans. Roy. Soc. London A.* 1966. Vol. 259. P. 172—186.
395. *McCulloch M.T., Gregory R.T., Wasserburg G.J., Taylor H.P.* Sm-Nd, Rb-Sr, and $^{18}O/^{16}O$ isotopic systematics in an oceanic crustal section: evidence from the Samail ophiolite // *J. Geophys. Res. B.* 1981. Vol. 86, N 4. P. 2721—2736.
396. *Melson W., Iarosewich E., Bowen V., Thompson G.* St. Peter and St. Paul Rocks: a high temperature, mantle-derived intrusion // *Science.* 1967. Vol. 155. P. 1532—1535.
397. *Melson W.G., Thompson G.* Layered basic complex in oceanic crust Romanche Fracture, equatorial Atlantic Ocean // *Science.* 1970. Vol. 168. P. 817—820.
398. *Menzies M., Allen C.R.* Plagioclase-lherzolite-residual mantle relationships within two Eastern Mediterranean ophiolites // *Contribs Mineral and Petrol.* 1974. Vol. 45. P. 197—213.
399. *Mercier J.C., Nicolas A.* Texture and fabrics of upper mantle peridotites as illustration by xenoliths from basalts // *J. Petrol.* 1975. Vol. 16. P. 454—456.
400. *Mitchell R.H.* Ultramafic xenoliths from the Elwin Bay kimberlite, the first Canadian paleogeotherm // *Canad. J. Earth Sci.* 1977. Vol. 14. P. 1202—1210.
401. *Miyashiro A., Shido F., Ewing M.* Petrologic models for the Mid-Atlantic ridge // *Deep-Sea Res.* 1970. Vol. 17. P. 109—123.
402. *Miyashiro A.* Classification, characteristics and origin of ophiolites // *J. Geol.* 1975. Vol. 83. P. 249—281.
403. *Moore E.M.* Petrology and structure of the Vourinos ophiolite complex of Northern Greece // *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 1969. N 118. P. 53—68.
404. *Moore E.M., Vine F.I.* The Troodos massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust: evolution and implication // *Philos. Trans. Roy. Soc. London A.* 1971. Vol. 268, N 1192. P. 195—213.
405. *Moore E.M.* Origin and emplacement of ophiolites // *Rev. Geophys. and Space Phys.* 1982. Vol. 20, N 2. P. 735—760.
406. *Moutte J., Paris J.-P.* Observations nouvelles sur la grand massif ultramafiques du Sud de la Nouvelle-Calédonie // *Bull. Bur. rech. géol. et minières. Sec. 4.* 1977. N 1. P. 43—51.
407. *Murck B.W., Burruss R.C., Hollister L.S.* Phase equilibria in fluid inclusion in ultramafic xenoliths // *Amer. Miner.* 1978. Vol. 63. P. 40—46.
408. *Mysen B.O., Boettcher A.L.* Melting of a hydrous mantle. II. // *J. Petrol.* 1975. Vol. 16. P. 520—548.
409. *Mysen B.O.* Experimental determination of some geochemical parameters relating to conditions of equilibration of peridotite in the upper mantle // *Amer. Miner.* 1976. Vol. 61, N 7—8. P. 677—683.
410. *Nicolas A., Bouchez J.-L., Boudier F., Mercier J.C.* Textures, structures and fabrics due to solid state flow in some European lherzolites // *Tectonophysics.* 1971. Vol. 12. P. 55—86.

411. *Nicolas A., Jackson E.D.* Répartition en deux provinces des peridotites des chaînes alpines longeant la Méditerranée; implications géotectoniques // *Bull. suisse minér.-petrogr.* 1972. Vol. 52, N 3. P. 479—495.
412. *Nicolas A.* Mise en place des peridotites de Lanzo (Alpes piémontaises) // *Bull. suisse minér. et petrogr.* 1974. Vol. 54, N 2/3. p. 449—460.
413. *Nicolas A., Boudier F.* Kinematic interpretation of folds in alpine-type peridotites // *Ibid.* 1975. Vol. 25, N 3/4. P. 233—260.
414. *Nicolas A., Poirier J.P.* Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. N.Y.: Wiley, 1976. 444 p.
415. *Nicolas A.* Stress estimates from structural studies in some mantle peridotites // *Roy. Soc. London Philos. Trans.* 1978. Vol. 288. P. 49—57.
416. *Nicolas A., Boudier F., Bouchez J.* Interpretation of peridotite structures from ophiolitic and oceanic environments // *Amer. J. Sci. A.* 1979. Vol. 279. P. 192—210.
417. *Nicolas A., Le Pichon X.* Thrusting of young lithosphere in subduction zones with special reference to structures in ophiolitic peridotites // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1980. Vol. 46. P. 397—406.
418. *Nicolas A., Jackson M.* High temperature dikes in peridotites: origin by hydraulic fracturing // *J. Petrol.* 1982. Vol. 23. P. 4, 568—582.
419. *Noiret G., Montygnny R., Allegre C.J.* Is the Vourinos complex an island arc ophiolite? // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1981. Vol. 56. P. 375—386.
420. *Obata M.* The solubility of Al_2O_3 in orthopyroxenes in spinel and plagioclase peridotites and spinel pyroxenite // *Amer. Miner.* 1976. Vol. 61. P. 804—816.
421. *O'Hara M.J.* Geochemical evolution during fractional crystallization of a periodically refilled magma chamber // *Nature.* 1977. Vol. 266. P. 503—507.
422. *Ohnenstetter M., Ohnenstetter D., Paupy A.* Ordre de cristallisation et évolution des cumulats dans les ophiolites du Vourinos et de Corse // *4^e Reun. Annu. Sci. Terre, Paris,* 1974. P. 1976. P. 310.
423. *Oman ophiolite* // *J. Geophys. Res. B.* 1981. Vol. 86, N 4. P. 2495—2782.
424. *O'Neill H.* The transition between spinel lherzolite and garnet lherzolite and its use as a geobarometer // *Contribs. Mineral. and Petrol.* 1981. Vol. 77, N 2. P. 185—194.
425. *Ophiolitic belt of the Central Mediterranean* (compiled by V. Dietrich) // *International Atlas of Ophiolites. Geol. Soc. Amer.,* 1979. MC—33.
426. *Ottone G., Piccardo G.B., Joron J.L., Trevil M.* Evolution of the upper mantle under the Assab region (Ethiopia): suggestions from petrology and geochemistry of tectonic ultramafic xenoliths and host basaltic lava // *Geol. Rdsch.* 1978. Bd. 67, N 2. P. 547—575.
427. *Ottone G., Piccardo G.B., Ernst W.G.* Petrogenesis of some Ligurian peridotites. II. Rare-earth element chemistry // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1979. Vol. 43. P. 1273—1284.
428. *Page N.J., Aruscavage Ph. J., Haffiy J.* Platinum-group elements in rocks from the Voikar-Syninsky ophiolite complex, Polar Urals, USSR // *US Geol. Surv. Bull.* 1983. N 1648. P. 81—115.
429. *Pallister J.S., Hopson C.A.* Samail Ophiolite plutonic suite: field relations, phase variation, Cryptic variation and layering, and a model of a spreading ridge magma chamber // *J. Geophys. Res. B.* 1981. Vol. 86, N 4. P. 2593—2644.
430. *Pallister J.S., Knight R.* Rare-earth element geochemistry of the Samail Ophiolite near Ibra Oman // *J. Geophys. Res. B.* 1981. Vol. 86, N 4. P. 2673—2697.
431. *Pamič J.* Considerations on the boundary between lherzolite and harzburgite subprovinces in the Dinarides and Northern Hellenides // *Ophioliti.* 1983. Vol. 8, N 1. P. 153—164.
432. *Perfit M.R.* Petrology and geochemistry of mafic rocks from the Cayman trench: evidence for spreading // *Geology.* 1977. Vol. 5. P. 105—110.
433. *Piccardo G.* Petrologia del massiccio lherzolitico di Savero (La Spezia) // *Ophioliti.* 1976. Vol. 1, N 2. P. 279—317.
434. *Pike J.E., Nielson.* Pressures and temperatures calculated from chromium-rich pyroxene compositions of megacrysts and peridotite xenoliths, Black Rocks Summit, Nevada // *Amer. Miner.* 1976. Vol. 61, N 7/8. P. 725—731.
435. *Presnall G.D., Dixon S.A. et al.* Liquidus phase relation on the join diopside-forsterite-anorthite from 1 atm to 20 kbar: their bearing on the crystallization of basaltic magma // *Contribs Mineral and Petrol.* 1978. Vol. 66, N 2. P. 203—220.
436. *Prinz M., Keil K., Green I. et al.* Ultramafic and mafic dredge samples from the equatorial Mid-Atlantic Ridge and fracture zones // *J. Geophys. Res.* 1976. Vol. 81, N 23. P. 4087—4103.
437. *Quick J.* The origin and significance of large tabular dunite bodies in the Trinity peridotites, Northern California // *Contribs Mineral and Petrol.* 1981. Vol. 78. P. 413—422.
438. *Quon S.H., Ehlers E.G.* Rocks of the northern part of the Mid-Atlantic Ridge // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1963. Vol. 74. P. 1—7.
439. *Raleigh C.B.* Fabrics of naturally and experimentally deformed olivine: Ph. D. Thesis. Los Angeles: Cal Univ., 1963. 215 p.
440. *Raleigh C.B.* Mechanisms of plastic deformation of olivine // *J. Geophys. Res.* 1968. Vol. 73, N 14. P. 5391—5406.
441. *Reinhardt B.M.* On the genesis and emplacement of ophiolites in the Oman Mountains geosyncline // *Schweiz. miner. und petrogr. Mitt.* 1969. Bd. 49. S. 1—30.
442. *Reuber I., Michard A., Chalouan A. et al.* Structure and emplacement of the Alpine-

- type peridotites from Beni Bousera Rif, Morocco: a polyphase tectonic interpretation // *Tectonophysics*. 1982. Vol. 82. P. 231—251.
443. Ricou L.E. Sur la mise en place au Crétacé supérieure d'importantes nappes à radiolarites et ophiolites dans les monts Zagros (Iran) // *C.r. Acad. sci. D*. 1968. Vol. 267, N 26.
 444. Roeder P.L. Paths of crystallization and fusion in systems showing ternary solid solution // *Amer. J. Sci.* 1974. Vol. 274. P. 48—60.
 445. Roeber W.P. von de. Sind die alpinotypen Peridotitmassen vielleicht tektonisch verrastete Bruchstücke der Peridotitshale? // *Geol. Rdsch.* 1957. Bd. 46. S. 137—146.
 446. Rhodes J.M., Dungam M.A., Blanchard D.P., Land P.E. Magma mixing at mid-ocean ridges: evidence from basalt drilled near 22° N on the Mid-Atlantic Ridge // *Tectonophysics*. 1978. Vol. 55. P. 35—62.
 447. Rosendahl B.R., Moberly R., Halunen J.A. et al. Geological and geophysical studies of the Canton Trough region // *J. Geophys. Res.* 1975. Vol. 80. P. 2565—2574.
 448. Ross J., Mercier I.-C., Ave Lallemant H. et al. The Vourinos ophiolite complex, Crece: the tectonic suite // *Tectonophysics*. 1980. Vol. 70. P. 63—83.
 449. Searle M., Lippard S., Smewing J., Rex D. Volcanic rocks beneath the Semail Ophiolite nappe in the Northern Oman mountains and their significance in the Mesozoic evolution of Tethys // *J. Geol. Soc.* 1980. Vol. 137, N 5. P. 589—604.
 450. Sen G. A petrologic model for the constitution of the upper mantle and crust of the Koolau shield Oahu, Hawaii, and Hawaiian magmatism // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1983. Vol. 62. P. 215—228.
 451. Shand S.I. Rocks of the Mid-Atlantic Ridge // *J. Geol.* 1949. Vol. 57. P. 89—92.
 452. Sharaskin A.Y., Bogdanov N.A., Zakariadze G.S. Geochemistry and timing of the marginal basin and arc magmatism in the Philippine Sea // *Philos. Trans. Roy. Soc. London A*. 1981. Vol. 300. P. 287—297.
 453. Schweitzer E.L., Papaïke J., Bence A.E. Statistical analysis of clinopyroxenes from deep-sea basalts // *Amer. Miner.* 1979. Vol. 64. P. 501—513.
 454. Shido F., Miyashiro A., Ewing M. Basalts and serpentinite from the Puerto Rico trench. I.: Petrology // *Mar. Geol.* 1974. Vol. 16, N 4. P. 65—79.
 455. Sinigoi S., Somin-Chiaraminti P., Albert A. Phase relation on the partial melting of the Baldissero spinel lherzolite (Ivrea—Verbano Zone, Western Alps, Italy) // *Contrib Mineral and Petrol.* 1980. Vol. 75. P. 112—121.
 456. Sinton J. Equilibration history of the basalt alpine-type peridotite, Red Mountain, New Zealand // *J. Petrol.* 1977. Vol. 18, N 2. P. 216—246.
 457. Sinton J.M. Petrology of alpine-type peridotite from site 395, DSDP, leg. 45 // *Init. Rep. DSDP*. 1979. Vol. 45. P. 595—601.
 458. Sinton J. Petrology and evolution of the Red Mountain ophiolite complex, New Zealand // *Amer. J. Sci. A*. 1980. Vol. 280. P. 296—328.
 459. Smewing J.D. Regional setting and petrological characteristics of the Oman ophiolite in North Oman // *Ophioliti*. 1980. Vol. 2. P. 335—378.
 460. Smewing J. Mixing characteristics and compositional differences in mantle-derived melts beneath spreading axes: evidence from cyclically layered rocks in the ophiolite of North Oman // *J. Geophys. Res. B*. 1981. Vol. 86, N 4.
 461. Symes R.F., Bevan J.C., Hutchison R. Phase chemistry studies on gabbro and peridotite rocks from site 334, DSDP, leg. 37 // *Init. Rep. DPSP*. 1977. Vol. 32. P. 841—845.
 462. Suess Ed. La fase de la terre, P., 1918. Vol. 3, 4 pt. 351 p.
 463. Tilton G.R., Hopson C.A., Wright I.E. Uranium-lead isotopic ages of the Semail ophiolite, Oman, with application to Tethyan Ocean ridge tectonics // *J. Geophys. Res. B*. 1981. Vol. 86, N 4. P. 2763—2775.
 464. Tippet P.R., Pessagno E.A. The biostratigraphy of sediments in the volcanic unit of the Semail ophiolite // *Ibid. B*. 1981. Vol. 86, N 4. P. 2756—2762.
 465. Thayer T.P. Alpine-type sensu structor (ophiolitic) peridotites, refractory residues from partial melting of igneous sediments? A contribution to the discussion of the paper: "Origin of ultramafic and ultrabasic rocks" by Wyllie P.I. // *Tectonophysics*. 1969. Vol. 7.
 466. Thayer T.P. Peridotite-gabbro complexes as keys to petrology of mid-oceanic ridges // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1969. Vol. 80. P. 1515—1522.
 467. Thayer T. Syncrystallization and subsolidus deformation on ophiolitic peridotite and gabbro // *Amer. J. Sci. A*. 1980. Vol. 280. P. 269—283.
 468. Thompson G. A geochemical study of the low-temperature interaction of sea-water and oceanic igneous rocks // *Eos*. 1973. Vol. 54, N 11. P. 1015—1018.
 469. Vanko D., Batiza R. Gabbroic rocks from the Mathematician Ridge faulted rift // *Nature*. 1982. Vol. 300, N 23/30. P. 742—744.
 470. Vine F.T., Hess H.H. Sea-floor spreading // *Sea*. 1970. Vol. 4. P. 230—243.
 471. Watkins N.D., Gunn B.M. Petrology, geochemistry and magmatic properties of some rocks dredged from the Macquarie ridge // *N.Z.I. Geol. and Geophys.* 1971. Vol. 14, N 1. P. 153—168.
 472. Wenner D.E., Taylor H.P. Oxygen and hydrogen isotope studies of the serpentinization of ultramafic rocks in oceanic environments and continental ophiolite complexes // *Amer. J. Sci.* 1973. Vol. 273, N 3. P. 207—239.
 473. Wilson H.H. Late Cretaceous eugeosynclinal sedimentation, gravity tectonics, and ophiolite emplacement in Oman Mountains, Southeast Arabia // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1969. Vol. 53. P. 626—671.
 474. Wyllie P.J. Ultramafic rocks and the upper mantle // *Miner. Soc. Amer. Spec. Pap.* 1970. N 3. P. 3—32.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Таблица 1

Состав оливина в базальтоидных перидотитах и гранобазитах массива Средний Крак

Компонент I	341a	341e		72	74a	152	151-1	154	408e
	1	2	1	1	1	1	1	1	1
SiO ₂	41,84	42,45	41,89	41,67	41,14	41,30	40,63	40,88	42,08
FeO	9,82	9,28	8,73	8,84	8,75	8,71	8,41	9,23	8,60
MnO	0,05	0,17	0,11	0,11	0,04	0,12	0,06	0,07	0,09
MgO	48,98	49,30	49,80	48,55	49,76	49,73	49,57	48,84	49,54
CaO	0,00	0,03	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,41/0,32	0,40/0,31	0,49/0,35	0,39/0,31	0,05/0,07	0,30/0,24	0,49/0,41	0,32/0,25	0,41/0,32
Сумма	101,10	101,63	101,02	99,58	100,19	100,16	99,16	99,34	100,72
Количество ионов в пересчете на 4 (0)									
Si	1,012	1,018	1,009	1,019	1,002	1,005	0,999	1,005	1,016
Fe	0,199	0,186	0,176	0,181	0,178	0,177	0,173	0,189	0,174
Mn	0,001	0,003	0,002	0,002	0,001	0,002	0,001	0,001	0,002
Mg	1,767	1,765	1,788	1,770	1,807	1,804	1,817	1,792	1,783
Ca	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ni	0,008	0,008	0,009	0,008	0,010	0,006	0,010	0,006	0,008
f	10,1	9,5	9,0	9,3	9,0	8,9	8,7	9,5	8,9

Т а б л и ц а 2

Состав оливинов в плагиоклазовых лерцолитах и пироксенитах массива Средний Крака

Компонент	3416	73	77	407с	382	60	149-4	171-6	
	1	1	1	1	1	1	1	1	2
SiO ₂	41,79	40,03	40,79	40,81	41,31	40,24	39,67	38,99	38,60
FeO	9,62	10,66	9,23	9,27	9,39	9,70	18,00	21,46	22,00
MnO	0,10	0,14	0,20	0,14	0,13	0,11	0,27	0,09	0,19
MgO	47,20	47,54	49,17	48,41	48,26	48,77	41,92	38,88	37,84
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,02	0,09	0,19
NiO	0,30/024	0,21/016	0,39/024	0,34/022	0,33/026	0,30/024	0,06/005	0,07/005	0,09/007
Сумма	99,01	98,58	9,78	98,97	99,46	99,12	99,94	99,58	98,91
Количество ионов в пересчете на 4(0)									
Si	1,029	1,000	1,000	1,008	1,015	0,996	1,009	1,011	0,012
Fe	0,198	0,223	0,189	0,191	0,193	0,201	0,383	0,465	0,482
Mn	0,002	0,003	0,004	0,003	0,003	0,002	0,006	0,004	0,007
Mg	1,732	1,770	1,797	1,782	1,767	1,798	1,590	1,502	1,478
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,003	0,005
Ni	0,006	0,004	0,008	0,007	0,006	0,006	0,001	0,001	0,002
f	10,3	11,2	9,5	9,7	9,8	10,1	19,4	23,6	24,6

Примечание. Образцы 3416, 73, 77, 407с, 382, 60 — плагиоклазовые лерцолиты, 149-4, 171-6 — пироксениты.

Таблица 3

Состав энстатитов в бесплагиноклазовых лерцолитах, гарцбургитах массива Средний Крака

Компонент	341a			341e			72	74a	152	151-1	154-1		408e	
	1	2	3	1	2	3	1	1	1	1	1	2	1	2
SiO ₂	56,18	56,34	55,40	56,16	56,69	56,08	56,48	55,93	56,51	55,08	55,41	56,12	56,05	57,20
TiO ₂	0,08	0,06	0,09	0,05	0,06	0,07	0,06	0,08	0,07	0,03	0,06	0,05	0,05	0,03
Al ₂ O ₃	4,81	4,06	5,34	4,35	3,74	4,69	3,07	2,61	2,53	2,85	2,48	2,08	2,93	2,76
Cr ₂ O ₃	0,51	0,40	0,59	0,55	0,50	0,63	0,70	0,56	0,68	0,58	0,68	0,38	0,71	0,67
FeO	6,62	6,40	6,48	6,21	6,24	6,38	5,75	5,16	5,49	5,42	5,82	5,75	5,33	5,71
MnO	0,09	0,03	0,05	0,11	0,06	0,06	0,13	0,15	0,11	0,20	0,12	0,13	0,10	0,08
MgO	32,37	32,77	32,37	32,45	33,24	32,72	32,77	33,47	33,61	33,41	33,22	33,43	33,21	33,24
CaO	0,87	0,78	0,68	0,90	0,55	0,60	1,00	0,66	1,01	0,79	0,77	0,73	0,95	0,99
Na ₂ O	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,03	0,04	0,00	0,01	0,04	0,01	0,04	Н.а.	Н.а.	Н.а.	0,03	0,03	0,04	0,03
NiO	0,16	0,00	0,10	0,12	0,10	0,17	0,08	0,12	0,00	0,10	0,15	0,06	0,08	0,06
Сумма	101,74	100,88	101,13	100,91	101,22	101,41	100,09	98,74	100,01	98,46	98,74	98,76	99,45	100,77

Количество ионов в пересчете на 6 (0)

Si	1,909	1,926	1,893	1,920	1,930	1,909	1,945	1,947	1,946	1,929	1,938	1,957	1,940	1,954
Al ^{IV}	0,091	0,074	0,107	0,080	0,070	0,091	0,055	0,053	0,054	0,071	0,062	0,043	0,060	0,040
Al ^{VI}	0,102	0,089	0,108	0,095	0,080	0,097	0,070	0,054	0,049	0,046	0,040	0,043	0,060	0,065
Cr	0,014	0,011	0,016	0,015	0,014	0,017	0,019	0,015	0,018	0,016	0,019	0,010	0,019	0,018
Ti	0,002	0,001	0,002	0,001	0,002	0,002	0,001	0,002	0,002	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001
Fe	0,188	0,183	0,185	0,177	0,178	0,182	0,166	0,150	0,158	0,159	0,170	0,168	0,154	0,163
Mn	0,003	0,001	0,002	0,003	0,002	0,002	0,004	0,004	0,003	0,006	0,004	0,004	0,003	0,002
Mg	1,640	1,670	1,648	1,654	1,687	1,660	1,682	1,736	1,725	1,744	1,732	1,737	1,713	1,692
Ca	0,032	0,029	0,025	0,033	0,020	0,022	0,037	0,024	0,037	0,030	0,029	0,027	0,035	0,036
Na	0,002	Не обн.	0,002	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	Не обн.	Не обн.
K	0,001	0,002	Не обн.	0,001	0,002	0,001	0,002	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,001	0,001	0,002	0,002
Ni	0,004	Не обн.	0,003	0,003	0,003	0,005	0,002	0,003	0,000	0,003	0,004	0,002	0,002	0,002
f	10,3	9,9	10,1	9,7	9,5	9,9	9,0	8,0	8,4	8,4	8,9	8,8	8,2	8,8
Fs	10,1	9,7	9,9	9,5	9,4	9,7	8,8	7,8	8,2	8,2	8,8	8,7	8,1	8,6
En	88,2	88,7	88,7	88,7	89,5	89,1	89,2	90,9	89,9	90,2	89,7	89,9	90,1	89,5
Wo	1,7	1,6	1,4	1,8	1,1	1,2	2,0	1,3	1,9	1,6	1,5	1,4	1,8	1,9

Примечание. 341a: 1 — центр крупного зерна, 2 — край того же зерна, рядом с хромшпинелидом, 3 — крупное таблитчатое зерно; 341e: 1 — центр крупного зерна, 2 — неопласт, 3 — крупное зерно с ламеллами диопсида; 72: 1, 2 — крупное таблитчатое зерно; 74a: 1 — крупное зерно; 152: 1 — крупное зерно среди оливина;

151-1: 1 — деформированное крупное зерно; 154-1: 1 — крупное зерно, 2 — неопласт в рекристаллизованном участке; 408e: 1 — крупное зерно с неравномерным распределением кальция, 2 — мелкое (ксеноморфное) зерно.

Компонент	3416		73		77	407e	382		60		
	1	2	1	2	1	1	1	2	1	2	3
SiO ₂	55,12	55,69	53,34	54,49	54,64	55,58	56,94	57,04	55,03	54,92	55,50
TiO ₂	0,10	0,05	0,21	0,28	0,00	0,14	0,06	0,08	0,07	0,07	0,06
Al ₂ O ₃	3,46	5,28	4,20	2,69	4,38	2,78	3,06	1,96	2,97	2,60	1,80
Cr ₂ O ₃	0,49	0,51	0,50	0,52	0,60	0,68	0,65	0,54	0,54	0,60	0,43
FeO	6,33	6,20	6,75	6,89	6,11	5,91	6,36	6,40	6,33	6,44	6,29
MnO	0,14	0,15	0,17	0,15	0,10	0,13	0,12	0,14	0,20	0,18	0,08
MgO	31,45	30,87	31,53	32,02	32,71	32,21	32,36	33,12	32,84	33,19	33,40
CaO	0,62	0,62	0,99	0,68	0,74	0,95	0,96	0,75	0,84	0,76	0,72
Na ₂ O	0,02	0,00	0,04	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,00	Н.а.	Н.а.	0,03	0,00	0,01	0,01	0,04	0,03	0,03
NiO	0,06	0,04	0,05	0,05	0,00	0,06	0,07	0,09	0,04	0,06	0,08
Сумма	97,79	99,41	97,78	97,77	99,34	98,44	100,59	100,13	98,92	98,85	98,38

Количество ионов в пересчете на 6 (0)

Si	1,944	1,927	1,894	1,927	1,900	1,948	1,948	1,966	1,926	1,925	1,950
Al ^{IV}	0,056	0,073	0,106	0,073	0,100	0,052	0,052	0,034	0,074	0,075	0,050
Al ^{VI}	0,088	0,142	0,070	0,038	0,079	0,063	0,072	0,045	0,048	0,032	0,025
Cr	0,014	0,014	0,014	0,015	0,017	0,019	0,018	0,015	0,015	0,017	0,012
Ti	0,003	0,001	0,006	0,009	0,000	0,004	0,001	0,002	0,002	0,002	0,002
Fe	0,187	0,179	0,200	0,205	0,178	0,173	0,183	0,185	0,185	0,189	0,185
Mn	0,004	0,004	0,005	0,004	0,003	0,004	0,004	0,004	0,006	0,005	0,002
Mg	1,653	1,592	1,669	1,697	1,696	1,682	1,663	1,702	1,712	1,734	1,750
Ca	0,023	0,023	0,038	0,026	0,028	0,036	0,035	0,028	0,031	0,029	0,027
Na	0,001	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,001	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,001	Не обн.	Не обн.
K	Не обн.	"	0,002	0,001	0,000	"	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001
Ni	0,002	0,001	0,002	0,001	0,000	0,002	0,002	0,003	0,002	0,002	0,002
f	10,2	10,1	10,7	10,8	9,5	9,3	9,9	9,8	9,8	9,8	9,6
Fs	10,1	10,0	10,5	10,6	9,3	9,2	9,7	9,7	9,6	9,7	9,4
En	88,7	88,7	87,5	88,0	89,2	88,9	88,4	88,8	88,8	88,8	89,2
Wo	1,2	1,3	2,0	1,4	1,5	1,9	1,9	1,5	1,6	1,5	1,4

Примечание. 3416: 1 — край крупного таблитчатого зерна; 2 — центр крупного таблитчатого зерна; 73: 1 — центр крупного зерна, 2 — край того же зерна; 77: 1 — крупное зерно; 407e: 1 — крупный таблитчатый энстатит; 382: 1 — центр крупного таблитчатого

зерна, 2 — мелкое ксеноморфное зерно на границе с хромшпинелидом; 60: 1 — центр крупного деформированного зерна, 2 — центр крупного зерна, 3 — край того же зерна.

Таблица 5

Состав диоксидов в ультраосновных породах массива Средний Крак

Компонент	Плагноклазовые дерцолиты						Бесплагноклазовые дерцолиты и гарцбургиты			
	341б		73		77	407с	382	341а	341с	72
	1	2	1	2	1	1	1	1	1	1
SiO ₂	52,51	51,89	48,50	49,61	50,98	52,17	53,05	51,62	53,51	52,45
TiO ₂	0,31	0,22	0,94	0,92	0,13	0,24	0,17	0,37	0,18	0,09
Al ₂ O ₃	5,27	3,59	5,35	4,89	4,59	3,16	2,94	6,47	3,69	3,83
Cr ₂ O ₃	0,88	0,70	1,37	1,04	0,90	0,99	0,88	1,11	0,62	1,10
FeO	2,57	2,78	2,82	2,82	2,20	2,26	2,55	3,12	2,40	2,15
MnO	0,11	0,04	0,03	0,07	0,00	0,05	0,07	0,05	0,00	0,09
MgO	15,87	16,32	15,05	15,29	16,13	16,37	16,67	15,51	16,77	16,09
CaO	21,62	21,92	21,91	22,24	22,94	22,83	22,75	22,94	23,62	23,17
Na ₂ O	0,64	0,51	0,63	0,62	0,36	0,39	0,40	0,77	0,28	0,57
K ₂ O	0,03	0,00	Н.а	Н.а.	0,04	0,00	0,04	0,04	0,05	0,04
NiO	0,07	0,00	0,00	0,00	0,08	0,02	0,01	0,03	0,10	0,00
Сумма	99,98	97,97	96,60	97,50	98,35	98,48	99,53	102,03	101,22	99,58

Количество ионов в пересчете на 6 (0)

Si	1,903	1,922	1,837	1,859	1,885	1,924	1,935	1,847	1,920	1,915
Al ^{IV}	0,097	0,078	0,163	0,141	0,115	0,076	0,065	0,153	0,080	0,085
Al ^{VI}	0,128	0,079	0,076	0,075	0,075	0,061	0,061	0,120	0,076	0,080
Cr	0,025	0,020	0,041	0,031	0,026	0,029	0,025	0,031	0,018	0,032
Ti	0,009	0,006	0,027	0,026	0,004	0,007	0,005	0,010	0,005	0,002
Fe	0,078	0,086	0,089	0,089	0,068	0,070	0,078	0,093	0,072	0,066
Mn	0,003	0,001	0,001	0,002	0,000	0,002	0,002	0,002	—	0,003
Mg	0,857	0,901	0,850	0,854	0,889	0,900	0,907	0,827	0,897	0,875
Ca	0,839	0,870	0,889	0,893	0,909	0,902	0,889	0,879	0,908	0,906
Na	0,045	0,039	0,046	0,045	0,026	0,028	0,029	0,054	0,020	0,040
K	0,002	Не обн.	Не обн.	0,002	Не обн.	Не обн.	0,002	0,002	0,002	0,002
Ni	0,002	"	"	Не обн.	0,002	0,001	0,001	0,001	0,008	Не обн.
f	8,3	8,7	9,5	9,4	7,1	8,0	7,9	10,1	7,4	7,0
Fr	4,4	4,6	4,9	4,9	3,7	3,7	4,2	5,2	3,8	3,6
En	46,3	46,5	46,5	46,5	47,6	48,1	48,4	46,0	47,8	47,4
Wo	47,3	46,9	46,6	46,6	46,7	46,2	47,4	48,8	48,4	49,0

Компонент	Бесплагноклазовые лерцолиты и гарибургиты					Пироксениты			
	74a	152	151	154-1	408e	149-4		171-6	
	1	1	1	1	1	1	2	1	2
SiO ₂	52,47	52,55	52,28	51,97	52,80	51,96	51,67	51,89	51,04
TiO ₂	0,16	0,14	0,08	0,12	0,15	0,18	0,16	0,18	0,25
Al ₂ O ₃	3,88	3,67	2,91	3,01	3,61	2,78	2,93	1,83	3,91
Cr ₂ O ₃	1,31	1,28	0,89	0,97	1,14	0,35	0,40	0,12	0,20
FeO	2,65	2,21	2,01	2,45	2,31	4,80	4,32	4,18	5,56
MnO	0,10	0,09	0,07	0,13	0,08	0,12	0,10	0,14	0,13
MgO	16,51	16,95	17,16	17,48	17,03	15,52	15,59	15,65	14,77
CaO	22,42	22,67	23,26	22,76	22,82	22,91	22,71	23,49	22,41
Na ₂ O	0,68	0,47	0,27	0,32	0,49	0,12	0,14	0,05	0,15
K ₂ O	Н.а.	Н.а.	Н.а.	0,06	0,04	0,00	0,04	0,03	0,05
NiO	0,00	0,12	0,15	0,11	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02
Сумма	100,18	100,15	99,08	99,38	100,48	98,74	98,06	97,56	98,49

Количество ионов в пересчете на 6 (0)

Si	1,910	1,913	1,919	1,906	1,918	1,931	1,930	1,951	1,907
Al ^{IV}	0,090	0,087	0,081	0,094	0,081	0,069	0,070	0,049	0,093
Al ^{VI}	0,081	0,058	0,045	0,036	0,073	0,053	0,059	0,032	0,079
Cr	0,039	0,037	0,026	0,028	0,033	0,010	0,012	0,003	0,006
Ti	0,004	0,004	0,002	0,003	0,004	0,005	0,005	0,005	0,007
Fe	0,081	0,067	0,062	0,075	0,070	0,149	0,135	0,131	0,174
Mn	0,002	0,003	0,002	0,004	0,002	0,004	0,003	0,004	0,004
Mg	0,897	0,920	0,939	0,955	0,918	0,860	0,868	0,877	0,822
Ca	0,875	0,884	0,915	0,894	0,884	0,912	0,909	0,946	0,897
Na	0,011	0,033	0,014	0,022	0,034	0,009	0,010	0,004	0,011
K	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,003	0,002	Не обн.	0,002	0,002	0,002
Ni	"	0,003	0,004	0,003	0,001	"	Не обн.	Не обн.	0,001
f	8,3	6,8	6,2	7,3	7,1	14,8	13,5	13,0	17,5
Fs	4,4	3,6	3,2	3,9	3,7	7,8	7,1	6,7	9,2
En	48,4	49,2	19,0	49,6	49,1	44,7	45,4	44,9	43,4
Wo	47,2	47,2	47,8	46,5	47,2	47,5	47,5	48,4	47,4

Примечание. 341б: 1 — центр крупного зерна; 2 — край зерна; 73: 1 — ламелля в энстатите, 2 — мелкое зерно с плагиоклазом; 77: 1 — крупное зерно с оливином; 407е: 1 — мелкое зерно с плагиоклазом; 382: 1 — мелкое зерно с плагиоклазом; 341а: 1 — центр крупного зерна; 341е: 1 — мелкое зерно в рекристаллизованном агрегате; 72: 1 — мелкое

зерно с хромшпинелидом и энстатитом; 74а: 1 — крупное зерно в шлуре диопсида; 152: 1 — крупное зерно с оливином, энстатитом; 151: 1 — крупное зерно среди оливина; 154-1: 1 — крупное зерно среди оливина; 408е: 1 — крупное зерно среди оливина; 149-4: 1 — центр крупного зерна, 2 — край зерна (1); 171-6: 1, 2 — крупные таблитчатые зерна.

Таблица 6

Состав хромшпинелидов из бесплагиоклазовых лерцолитов и гарцбургитов массива Средний Крака

Компонент	Бесплагиоклазовые лерцолиты							Гарцбургиты	
	341a	341e	72	74a	152	151-1	154-1	408e	
	1	1	1	1	1	1	1	1	2
Al ₂ O ₃	55,07	54,05	42,02	36,92	33,25	39,35	31,97	36,41	35,98
Cr ₂ O ₃	15,11	16,26	29,65	30,74	34,65	29,76	36,16	34,84	34,69
TiO ₂	0,07	0,03	0,03	0,15	0,11	0,08	0,09	0,10	0,11
FeO	13,18	14,00	13,21	18,62	15,28	14,66	18,08	15,06	16,10
MnO	0,12	0,12	0,22	0,23	0,14	0,26	0,20	0,23	0,24
MgO	19,10	18,61	16,93	14,31	14,51	16,06	14,50	15,97	15,23
NiO	0,35	0,31	0,20	0,02	0,19	0,18	0,12	0,14	0,07
SiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,04	0,04	0,04	Н.а.	Н.а.	Н.а.	0,03	0,04	0,05
Сумма	103,04	103,42	102,30	100,99	98,13	100,35	101,15	102,79	102,47

Количество ионов в пересчете на 24 катиона

Al	13,333	13,133	10,842	9,946	9,276	10,601	8,753	9,605	9,578
Cr	2,457	2,651	5,132	5,550	6,487	5,247	6,634	6,161	6,186
Fe ³⁺	0,186	0,216	0,026	0,093	0,454	0,209	0,126	0,208	0,208
Ti	0,012	Не обн.	Не обн.	0,025	0,014	0,013	0,014	0,013	0,014
Fe ²⁺	0,012	"	"	0,025	0,014	0,013	0,014	0,013	0,014
Fe ²⁺	2,061	2,220	2,395	3,079	2,807	2,592	2,913	2,604	2,818
Mg	5,852	5,724	5,526	4,877	5,121	5,327	5,017	5,327	5,128
Mn	0,025	0,025	0,039	0,041	0,028	0,054	0,042	0,040	0,041
Ni	0,062	0,050	0,039	0,001	0,043	0,026	0,028	0,026	0,014
f	26,1	27,8	30,2	38,7	35,4	32,7	36,7	32,8	35,5
X _{Cr}	15,6	16,8	32,1	35,8	41,2	33,1	43,1	39,1	39,5

Примечание. Характеристика хромшпинелидов: обр. 341a: 1 — крупный ксеноморфный с энстатитом; 341e: 1 — субидиоморфный в энстатите; 72: 1 — идиоморфный в энстатите; 74a: 1 — ксеноморфный с энстатитом, оливином; 152: 1 — субидиоморфный с

оливином, энстатитом; 151-1: 1 — субидиоморфный с диопсидом, энстатитом; 154-1: 1 — субидиоморфный с оливином; 408e: 1 — ксеноморфный с энстатитом; 2 — идиоморфный, с оливином.

Таблица 7

Состав хромшпинелидов из плагиоклазовых лерцолитов массива Средний Крак

Компонент	3416			73		77	407с	382	60	
	1	2	3	с ol	с pl	1	1	1	с ol	с ol
Al ₂ O ₃	52,09	47,78	42,58	36,79	38,07	36,10	33,62	33,33	31,32	30,36
Cr ₂ O ₃	14,68	18,99	23,70	28,76	29,94	32,67	36,05	35,33	36,93	37,09
TiO ₂	0,10	0,07	0,04	0,36	0,64	0,06	0,02	0,15	0,26	0,22
FeO	13,31	14,61	16,44	20,42	19,24	19,62	15,92	19,24	20,29	22,61
MnO	0,16	0,22	0,20	0,23	0,31	0,20	0,22	0,28	0,18	0,32
MgO	17,85	16,69	14,54	14,11	14,33	13,53	14,93	14,42	13,90	12,50
NiO	0,27	0,16	0,00	0,14	0,19	0,02	0,12	0,14	0,08	0,08
SiO ₂	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,03	0,05
K ₂ O	0,03	0,05	0,07	Н.а.	Н.а.	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
Сумма	98,49	98,57	97,67	100,81	102,72	102,24	99,96	102,93	103,03	103,27

Количество ионов в пересчете на 24 катиона

Al	13,258	12,424	11,517	9,936	10,070	9,704	9,121	8,954	8,498	8,331
Cr	2,504	3,315	4,303	5,202	5,318	5,894	6,561	6,366	6,727	6,821
Fe ³⁺	0,212	0,235	0,180	0,724	0,396	0,374	0,208	0,626	0,693	0,768
Ti	0,013	0,013	Не обн.	0,069	0,108	0,014	0,055	0,027	0,041	0,040
Fe ²⁺	0,013	0,013	Не обн.	0,069	0,108	0,014	0,055	0,027	0,041	0,040
Fe ²⁺	2,162	2,692	2,979	3,115	3,114	3,354	2,810	3,016	3,169	4,401
Mg	5,747	5,489	4,979	4,816	4,792	4,605	5,121	4,901	4,775	4,333
Mn	0,026	0,040	0,041	0,041	0,054	0,041	0,042	0,055	0,035	0,056
Ni	0,052	0,026	Не обн.	0,028	0,040	0,001	0,028	0,027	0,014	0,014
f	27,3	30,8	37,4	39,3	39,4	42,1	35,4	38,1	39,9	45,4
X _{Cr}	15,9	21,1	27,2	34,4	34,6	37,8	41,8	41,6	44,2	45,0

Примечание. Характеристика хромшпинелидов. Обр. 3416: 1 — крупный ксеноморфный с плагиоклазом, 2 — мелкий ксеноморфный с плагиоклазом, 3 — субидиоморфный в энстатите; 73: 1 — субидиоморфный среди оливина, 2 — ксено-

морфный с плагиоклазом; 77: 1 — скелетный идиоморфный кристалл с плагиоклазом; 407с: 1 — ксеноморфный с плагиоклазом, 382: 1 — ксеноморфный с плагиоклазом; 60: 1 — ксеноморфный в плагиоклазе, 2 — идиоморфный в оливине.

pl 4 56

pl 80

1170

Таблица 8

Состав плагиоклазов из лерцолитов массивов Нурали и Средний Крака

Компонент	Нурали					
	25-А		183			168
	1	2	1	2	3	1
SiO ₂	49,47	49,96	48,05	47,47	47,19	48,20
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	30,74	29,96	30,54	29,29	30,89	33,36
Cr ₂ O ₃	0,02	0,00	0,07	0,00	0,04	0,00
FeO	0,00	0,00	0,11	0,10	0,17	0,00
MnO	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00
CaO	14,83	15,53	15,70	15,72	16,03	14,77
Na ₂ O	3,01	3,46	2,87	3,13	2,57	3,57
K ₂ O	0,05	0,15	0,08	0,21	0,07	0,04
Сумма	98,12	99,06	97,42	95,96	96,96	99,94
<i>Количество ионов в</i>						
Si	2,296	2,308	2,262	2,275	2,235	2,207
Al	1,681	1,631	1,694	1,655	1,724	1,801
Fe	He обн.	He обн.	0,004	0,004	0,007	He обн.
Mn	"	"	He обн.	0,002	He обн.	"
Ca	0,737	0,769	0,791	0,807	0,813	0,725
Na	0,270	0,310	0,262	0,291	0,236	0,317
K	0,003	0,09	0,005	0,013	0,004	0,002
Ab	26,7	28,5	24,8	26,2	22,4	30,4
An	73,0	70,7	74,7	72,6	77,2	69,4
Or	0,3	0,8	0,5	1,2	0,4	0,2

Средний Крака

Средний Крака						
73		341-Б	382		60	
1	2	1	1	2	1	2
47,85	48,08	53,08	46,78	47,57	47,98	48,47
0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,03	0,00
32,86	32,34	22,00	34,99	34,58	32,29	30,79
0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,07	0,07
0,00	0,00	0,37	0,18	0,14	0,08	0,15
0,00	0,00	0,65	0,00	0,00	0,04	0,00
15,56	15,54	20,67	17,50	17,36	15,26	14,86
2,64	2,79	0,47	1,67	1,89	2,85	3,26
0,04	0,04	0,28	0,06	0,04	0,03	0,06
98,95	98,79	97,52	101,19	101,62	98,63	97,66
<i>пересчете на 8 (0)</i>						
2,212	2,227	2,515	2,126	2,151	2,226	2,271
1,791	1,766	1,229	1,874	1,843	1,766	1,701
Не обн.	Не обн.	0,015	0,007	0,005	0,003	0,006
"	Не обн.	0,026	Не обн.	Не обн.	0,002	Не обн.
0,771	0,771	1,050	0,852	0,841	0,758	0,746
0,237	0,251	0,043	0,147	0,166	0,256	0,296
Не обн.	Не обн.	0,017	0,004	0,002	0,002	0,004
23,5	24,6	3,9	14,7	16,5	25,2	28,3
76,3	75,2	94,6	84,9	83,3	74,6	71,3
0,2	0,2	1,5	0,4	0,2	0,2	0,4

Таблица 9

Состав пород массива Средний Крак

Р. лерц.

Компонент	341-Е	406-Б	190-3	408-Г	60	72
SiO ₂	40,75	41,02	42,32	41,79	43,14	40,52
TiO ₂	0,13	0,06	0,12	0,05	0,05	0,01
Al ₂ O ₃	1,92	1,01	3,19	2,32	2,92	1,18
Cr ₂ O ₃	0,30	0,16	0,18	0,17	0,24	0,18
Fe ₂ O ₃	5,20	4,63	3,40	4,62	2,54	5,05
FeO	2,72	3,27	5,50	3,54	5,77	2,99
MnO	0,12	0,13	0,14	0,13	0,12	0,11
MgO	40,15	39,57	37,55	38,10	39,78	40,29
CaO	2,30	1,60	1,61	1,60	1,96	0,70
Na ₂ O	0,08	сл.	0,20	0,02	0,24	0,08
K ₂ O	0,04	0,00	0,06	0,00	0,11	0,05
NiO	0,27	0,31	0,27	0,29	0,26	0,31
P ₂ O ₅	0,02	0,01	0,02	0,04	0,01	0,01
H ₂ O ⁺	5,93	7,73	4,32	7,08	2,92	7,49
H ₂ O ⁻	0,60	0,75	0,70	0,79	0,24	0,80
Сумма	100,53	100,25	99,58	100,54	100,30	99,77
f	9,5	9,6	11,3	10,2	10,2	9,6

Примечания: 1. В пробах 88 и 425 в сумму включено количество CO₂ — 0,35 и 0,25% соответственно, в остальных пробах CO₂ отсутствует. 2. Положение проб см. на рис. 4. 3. Лерцолиты без плагиоклаза: 341-Е, 406-Б; лерцолиты плагиоклазовые: 190-3, 408-Г, 60; гарибургиты: 72, 200-3, 406; дуниты: 88, 425; пироксениты: 149-4, 424; амфиболит: 170. 4. Анализы проб 341-Е, 60, 72 и 88 выполнены классическим методом

200-3
406
88
425
149-4
424
170

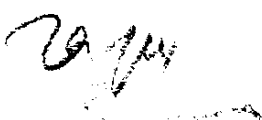
43,53	38,81	34,61	36,37	47,61	51,34	52,52
0,04	0,01	0,01	0,01	0,06	0,11	0,65
1,14	0,93	0,44	0,12	2,55	1,50	15,29
0,21	0,19	0,58	0,77	0,24	0,30	0,00
2,45	5,66	6,21	4,07	2,85	0,86	1,59
6,15	1,83	2,48	3,63	5,46	3,96	7,67
0,13	0,10	0,12	0,12	0,17	0,14	0,19
42,01	40,37	43,00	44,24	22,15	20,66	7,02
0,32	0,26	0,80	0,76	18,46	20,52	12,02
0,08	0,08	0,08	0,00	0,10	0,17	2,13
0,06	0,04	0,08	0,00	0,02	0,00	0,25
0,30	0,28	0,19	0,32	0,04	0,06	0,04
0,01	0,01	0,02	0,01	сл.	сл.	0,10
3,75	10,55	10,74	8,93	0,58	0,42	0,59
0,34	0,90	0,72	0,42	0,12	0,03	0,23
100,52	100,02	100,08	99,77	100,41	100,07	100,29
10,0	8,7	9,6	8,4	16,9	11,2	42,2

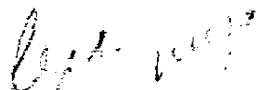
в химической лаборатории ГИН АН СССР (аналитики М.А. Канакина, Г.И. Карасева). Окись хрома и окись никеля в этих пробах, а также полные анализы остальных проб выполнены методом плазменной спектроскопии (аналитик М.И. Кайков, ГИН АН СССР).

Таблица 10
Состав пород массива Нурали

Компонент	411	207-Б	25-А	183	467
SiO ₂	39,75	42,40	41,63	43,00	42,30
TiO ₂	0,08	0,11	0,17	0,13	0,17
Al ₂ O ₃	1,55	3,39	2,74	3,03	2,68
Cr ₂ O ₃	0,20	0,28	0,20	0,24	0,19
Fe ₂ O ₃	3,35	3,50	3,26	2,49	3,32
FeO	3,98	4,63	4,76	5,81	4,81
MnO	0,10	0,12	0,11	0,12	0,12
MgO	40,45	37,26	39,26	39,30	37,62
CaO	1,87	2,08	2,37	2,59	2,02
Na ₂ O	0,05	0,11	0,13	0,15	0,13
K ₂ O	0,00	0,00	0,04	0,04	0,04
NiO	0,28	0,27	0,26	0,27	0,25
P ₂ O ₅	0,02	сл.	0,01	0,01	0,01
H ₂ O ⁺	7,57	5,42	4,72	3,10	5,89
H ₂ O ⁻	0,40	0,42	0,28	0,14	0,34
Сумма	99,65	99,99	99,94	100,42	99,89
f	8,8	10,5	9,9	10,3	10,5

Примечания: 1. В пробах 25-А и 183 в сумму включено количество CO₂ — 0,65 и 0,20% соответственно; в остальных пробах CO₂ отсутствует. 2. Положение проб см. на рис. 16. Лерцолиты без плагиоклаза: 411 (ска. 1, глубина 411 м), 207-Б; лерцолиты плагиоклазовые: 25-А, 183, 467 (две последние пробы — ска. 1, глубина 183 и 467 м); гарибургиты 3-А, 153; дуниты: 123, 141 (ска. 2, глубина 141 м); гарибургит с пегматитом.





3-A	153	123	141	121	45	172
38,91	40,57	35,71	35,15	40,58	47,05	50,89
0,09	0,04	0,08	0,01	0,01	0,25	0,14
1,10	0,90	0,40	0,34	1,37	2,97	2,60
0,17	0,22	0,33	0,33	0,14	0,09	0,35
5,05	4,44	4,68	5,08	5,38	4,38	1,25
2,64	2,96	2,65	2,53	2,01	5,44	3,30
0,12	0,10	0,09	0,10	0,11	0,18	0,12
40,28	40,63	42,96	42,16	36,96	20,18	17,10
1,10	0,58	0,39	0,42	0,87	17,94	22,80
0,08	0,00	0,00	0,00	Сл.	Сл.	0,03
0,01	0,00	Сл.	0,00	0,00	0,00	0,00
0,31	0,29	0,37	0,30	0,27	0,03	0,03
0,01	0,01	Сл.	0,01	0,01	0,01	0,01
9,03	8,24	11,41	12,46	11,90	1,66	0,83
0,60	0,55	0,46	0,70	0,51	0,32	0,15
99,50	99,53	99,53	99,59	100,12	100,50	99,60
7,2	8,8	8,2	8,6	9,4	20,7	12,7

тоидным энстатитом, прослой (?) среди пироксенитов: 121; верлит: 45; пироксенит: 172. 3. Анализы выполнены классическим методом в химической лаборатории ГИН АН СССР (аналитик М.А. Канакина); окись хрома и окись никеля определены методом плазменной спектроскопии (аналитик М.И. Кайков, ГИН АН СССР).

Таблица 11

Состав оливинов в гарцбургитах и лерцолитах Войкаро-Сыньинского массива

Компонент	278	210	219	223-9		215-7		274	211	267
				1	2	1	2			
SiO ₂	40,43	40,21	41,00	41,35	41,29	40,74	40,84	40,68	41,34	40,69
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,03	0,04	0,00	0,10	0,09	0,00	0,01	0,01
FeO	10,78	10,31	9,16	8,25	8,79	9,70	8,01	9,69	10,14	9,32
MnO	0,15	0,17	0,14	0,13	0,13	0,10	0,10	0,13	0,09	0,15
MgO	48,08	47,75	49,24	48,70	48,47	46,68	48,37	47,23	49,73	48,57
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,01
NiO	0,43/0,74	0,36/0,72	0,33/0,76	0,43/0,53	0,41/0,32	0,32/0,25	0,37/0,20	0,36	0,37	0,35
Сумма	99,87	98,80	99,90	98,90	99,09	97,71	97,78	98,09	101,68	99,10

Количество ионов в пересчете на 4 (0)

Si	0,998	1,001	1,003	1,017	1,016	1,020	1,015	1,015	1,001	1,004
Fe	0,223	0,215	0,187	0,170	0,181	0,203	0,166	0,202	0,203	0,192
Mn	0,003	0,004	0,003	0,003	0,003	0,002	0,002	0,003	0,002	0,003
Mg	1,769	1,771	1,796	1,785	1,777	1,743	1,791	1,756	1,786	1,787
Ca	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,002	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Ni	0,008	0,007	0,006	0,008	0,008	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007
f	11,2	10,8	9,4	8,7	9,2	10,4	8,5	10,3	10,2	9,7

Примечание. В образцах 223-9: 1 — необласт, 2 — крупное деформированное зерно; 215-7: 1 — крупное деформированное зерно, 2 — необласт.

Таблица 12

Состав энстатитов в гарцбургитах Войкаро-Сыньинского массива

Компонент	278-2			210		219-1		214-5			223-9	
	ц	к	м	1	2	ц	к	ц	к	м	ц	к
SiO ₂	56,99	56,99	57,43	55,61	55,52	55,19	55,91	55,46	55,21	55,64	55,63	56,01
TiO ₂	0,01	0,02	0,02	0,05	0,05	0,05	0,02	0,03	0,01	0,03	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	0,90	0,73	0,81	2,18	2,12	2,72	2,17	2,72	1,82	2,10	2,71	2,51
Cr ₂ O ₃	0,33	0,23	0,26	0,28	0,17	0,61	0,35	0,60	0,31	0,37	0,59	0,54
FeO	6,28	7,14	7,21	7,04	6,86	6,02	6,50	5,82	6,09	6,05	5,92	5,95
MnO	0,16	0,12	0,11	0,19	0,21	0,14	0,17	0,12	0,15	0,13	0,13	0,17
MgO	33,46	33,59	33,49	32,66	32,91	33,13	33,57	33,30	33,51	33,54	32,74	32,58
CaO	0,64	0,37	0,52	0,42	0,40	0,41	0,43	0,44	0,24	0,37	0,42	0,36
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
K ₂ O	0,03	0,05	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,01	0,03
NiO	0,01	0,01	0,03	0,05	0,09	0,09	0,05	0,03	0,05	0,08	0,05	0,03
Сумма	98,81	99,25	99,91	98,51	98,36	98,39	99,20	98,56	97,43	98,35	98,20	98,18

Количество ионов в пересчете на 6 (0)

Si	1,989	1,986	1,988	1,955	1,953	1,936	1,947	1,939	1,968	1,951	1,951	1,963
Al ^{IV}	0,011	0,014	0,012	0,045	0,047	0,064	0,053	0,061	0,032	0,049	0,049	0,037
Al ^{VI}	0,026	0,016	0,021	0,045	0,041	0,049	0,036	0,051	0,043	0,038	0,063	0,067
Cr	0,009	0,006	0,007	0,008	0,005	0,017	0,010	0,017	0,009	0,010	0,016	0,015
Ti	Не обн.	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	Не обн.	0,001	Не обн.	Не обн.
Fe	0,183	0,208	0,209	0,207	0,202	0,177	0,189	0,170	0,178	0,177	0,174	0,174
Mn	0,005	0,004	0,003	0,006	0,006	0,004	0,005	0,004	0,004	0,004	0,004	0,005
Mg	1,740	1,745	1,728	1,711	1,726	1,732	1,743	1,735	1,749	1,753	1,711	1,702
Ca	0,024	0,014	0,019	0,016	0,015	0,015	0,016	0,017	0,009	0,014	0,016	0,013
Na	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,001	Не обн.	Не обн.
K	0,001	0,002	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Ni	Не обн.	Не обн.	0,001	0,001	0,003	0,003	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001
f	9,5	10,7	10,8	10,8	10,5	9,3	9,8	8,9	9,3	9,2	9,2	9,3
Fs	9,4	10,6	10,7	10,7	10,4	9,2	9,7	8,8	9,2	9,1	9,1	9,2
En	89,4	88,7	88,3	88,5	88,8	90,0	89,5	90,3	90,3	90,2	90,0	90,1
Wo	1,2	0,7	1,0	0,8	0,8	0,8	0,8	0,9	0,5	0,7	0,9	0,7

Примечание. Здесь и далее: ц — центральная часть крупного зерна, к — край того же зерна, м — мелкое гранобластовое зерно.

Компонент	215-7			274-10		211			267		209		
	ц	к	м	ц	м	ц	к	м	ц	к	ц	к	ц
SiO ₂	55,14	55,47	55,41	54,17	55,29	55,75	56,88	57,45	54,83	54,75	55,57	56,33	55,67
TiO ₂	0,03	0,01	0,01	Н.а.	Н.а.	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	3,15	2,75	2,64	3,42	2,73	3,37	2,02	1,26	3,18	2,56	2,40	1,67	2,28
Cr ₂ O ₃	0,57	0,47	0,46	0,68	0,39	0,77	0,51	0,09	0,55	0,37	0,74	0,34	0,70
FeO	6,50	6,43	6,37	6,29	6,38	6,70	6,70	6,76	6,28	6,52	6,48	6,66	6,42
MnO	0,11	0,07	0,14	0,12	0,16	0,11	0,11	0,14	0,16	0,17	0,19	0,15	0,14
MgO	32,24	32,43	31,70	31,79	32,02	33,39	33,97	34,58	32,44	32,28	34,38	34,90	33,77
CaO	0,53	0,68	0,61	0,39	0,39	0,34	0,27	0,27	0,58	0,53	0,54	0,49	0,68
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	Н.а.	Н.а.	Н.а.	Н.а.	Н.а.	0,03	0,03	Н.а.	Н.а.	Н.а.
NiO	0,19	0,02	0,11	0,05	0,06	0,10	0,06	0,03	0,10	0,05	0,00	0,00	0,00
Сумма	98,46	98,33	97,45	96,91	97,42	100,56	100,54	100,64	98,18	97,29	100,30	100,54	99,66

Количество ионов в пересчете на 6 (0)

Si	1,936	1,948	1,962	1,930	1,956	1,921	1,953	1,967	1,930	1,950	1,920	1,940	1,934
Al ^{IV}	0,064	0,052	0,038	0,070	0,044	0,079	0,047	0,033	0,070	0,050	0,080	0,060	0,066
Al ^{VI}	0,066	0,062	0,072	0,073	0,070	0,055	0,035	0,016	0,062	0,057	0,018	0,008	0,027
Cr	0,016	0,013	0,013	0,019	0,011	0,020	0,012	0,002	0,015	0,010	0,020	0,009	0,019
Ti	0,001	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,002	0,002	0,001	0,001	0,001	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Fe	0,191	0,189	0,189	0,188	0,189	0,192	0,192	0,193	0,185	0,194	0,187	0,192	0,187
Mn	0,003	0,002	0,004	0,004	0,005	0,002	0,006	0,004	0,005	0,005	0,005	0,004	0,004
Mg	1,687	1,697	1,673	1,688	1,688	1,714	1,738	1,765	1,702	1,710	1,770	1,791	1,748
Ca	0,020	0,026	0,023	0,015	0,017	0,012	0,010	0,021	0,022	0,020	0,020	0,018	0,025
Na	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
K	"	"	"	"	"	"	"	"	0,001	0,001	"	"	"
Ni	0,005	"	0,003	0,001	0,002	0,002	0,001	"	0,003	0,001	"	"	"
f	10,2	10,0	10,2	10,0	10,1	10,1	9,9	9,9	9,8	10,2	9,6	9,7	9,7
Fs	10,1	9,9	10,0	9,9	10,0	10,0	9,9	9,7	9,7	10,1	9,5	9,6	9,5
En	88,9	88,8	88,8	89,3	89,1	89,4	89,6	89,2	89,2	88,9	89,5	89,5	89,2
Wo	1,0	1,3	1,2	0,8	0,9	0,6	0,5	1,1	1,1	10,0	1,0	0,9	1,3

Таблица 14
Состав диопсидов из гарибургитов и лерцолитов Вайкаро-Сыньинского массива

Компонент	278-2	210	219	214	223-9	215-7	274-10	211		267	209-4
						2	1	1	2		
SiO ₂	53,60	52,02	51,97	51,82	52,48	52,18	49,96	52,00	54,64	51,25	52,00
TiO ₂	0,06	0,11	0,09	0,04	0,00	0,09	Н.а.	0,10	0,15	0,09	0,00
Al ₂ O ₃	0,56	1,87	2,23	2,11	2,71	3,07	4,08	2,64	2,44	2,40	2,64
Cr ₂ O ₃	0,57	0,28	0,68	0,73	0,77	0,69	1,00	0,76	0,62	0,76	1,08
FeO	1,74	2,38	1,90	1,89	2,08	2,46	2,20	2,04	2,19	1,92	2,38
MnO	0,08	0,13	0,07	0,07	0,04	0,12	0,07	0,05	0,06	0,07	0,10
MgO	17,17	16,71	16,70	16,88	17,37	16,32	15,66	16,70	17,53	16,35	17,29
CaO	24,21	34,34	23,74	23,85	23,54	23,37	23,92	23,83	22,82	23,91	24,11
Na ₂ O	0,43	0,07	0,11	0,10	0,17	0,21	0,20	0,39	0,27	0,09	0,33
K ₂ O	0,04	0,03	0,03	0,04	0,03	0,00	Н.а.	Н.а.	Н.а.	0,04	Н.а.
NiO	0,05	0,05	0,06	Н.а.	0,03	0,26	0,05	0,02	0,02	0,09	Н.а.
Сумма	98,51	97,99	97,58	97,53	99,22	98,77	97,14	98,53	100,74	96,97	99,93

Количество ионов в пересчете на 6 (0)

Si	1,979	1,938	1,937	1,932	1,923	1,925	1,881	1,922	1,960	1,930	1,902
Al ^{IV}	0,021	0,062	0,063	0,068	0,077	0,075	0,119	0,078	0,040	0,070	0,098
Al ^{VI}	0,003	0,020	0,035	0,025	0,040	0,058	0,062	0,035	0,063	0,036	0,015
Cr	0,017	0,008	0,020	0,022	0,022	0,020	0,030	0,027	0,018	0,023	0,030
Ti	0,002	0,003	0,002	0,001	Не обн.	0,003	Не обн.	0,002	0,004	0,003	Не обн.
Fe	0,054	0,074	0,059	0,059	0,064	0,076	0,069	0,073	0,066	0,060	0,073
Mn	0,002	0,004	0,002	0,002	0,001	0,004	0,002	0,002	0,002	0,002	0,003
Mg	0,945	0,928	0,928	0,938	0,949	0,897	0,879	0,919	0,937	0,916	0,946
Ca	0,958	0,972	0,948	0,953	0,924	0,923	0,964	0,943	0,877	0,963	0,946
Na	0,031	0,005	0,008	0,008	0,012	0,015	0,014	0,013	0,019	0,006	0,024
K	0,002	0,003	0,001	0,007	0,001	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,002	Не обн.
Ni	0,002	0,002	0,007	Не обн.	0,001	0,008	0,001	0,001	0,001	0,003	Не обн.
f	5,4	7,4	6,0	5,9	6,3	7,8	7,2	7,4	6,5	5,9	7,2
Fs	2,8	3,8	3,01	3,01	3,3	4,0	3,6	3,8	3,5	3,1	3,7
En	48,3	47,0	48,0	48,1	49,0	47,3	46,0	47,5	49,8	47,2	48,1
Wc	48,9	49,2	49,0	48,9	47,7	48,7	50,4	48,7	46,7	49,7	48,2

Примечание. В образце 211: 1 — мелкое зерно с группой энстатитов, 2 — ламелля в энстатите.

Состав хромшпинелидов из гарцбургитов и лерцолитов Войкаро-Сыньинского массива

Компонент	278	219		215-7		274	211	267		209	210	214	223-9
		1	2	1	2			1	2				
SiO ₂	0,03	0,03	0,04	0,07	0,03	0,00	0,03	0,04	0,91	Н.а.	0,00	0,05	0,03
TiO ₂	0,14	0,04	0,07	0,05	0,08	Н.а.	0,04	0,03	0,03	Н.а.	0,13	0,06	—
Al ₂ O ₃	14,78	37,98	33,88	43,27	41,86	46,79	42,70	40,56	43,08	27,62	37,07	34,89	37,67
Cr ₂ O ₃	47,00	28,57	32,64	24,76	27,00	21,79	25,85	26,38	24,63	35,88	29,68	31,04	30,40
FeO	28,31	18,50	20,07	17,11	16,34	15,81	16,73	18,36	17,38	23,46	23,44	18,96	16,45
MnO	0,49	0,27	0,35	0,21	0,19	0,19	0,17	0,26	0,22	0,40	0,30	0,28	0,27
MgO	7,36	14,43	13,05	14,96	15,40	16,01	16,87	14,67	15,48	12,54	12,02	14,38	14,78
NiO	0,07	0,09	0,01	0,13	0,20	0,19	0,20	0,09	0,16	Н.а.	0,07	0,08	0,10
Сумма	98,18	99,91	100,11	100,56	101,10	100,78	102,59	100,39	101,89	99,90	102,71	99,74	99,70

Количество ионов в пересчете на 24 катиона

Al	4,656	10,272	9,356	11,474	10,995	12,058	10,858	10,799	11,248	7,846	9,982	9,617	10,193
Cr	9,921	5,177	6,056	4,339	4,754	3,770	4,415	4,708	4,313	6,832	5,355	5,670	5,517
Fe ³⁺	1,359	0,525	0,549	0,160	0,228	0,172	0,706	0,483	0,429	1,317	0,609	0,685	0,290
Ti	0,032	0,014	0,014	0,013	0,013	Не обн.	0,013	0,005	0,005	Не обн.	0,027	0,014	Не обн.
Fe ²⁺	0,032	0,014	0,014	0,013	0,013	Не обн.	0,013	0,005	0,005	Не обн.	0,027	0,014	Не обн.
Fe ²⁺	4,934	3,000	3,366	2,995	2,799	2,718	2,361	2,985	2,787	3,416	3,841	2,970	2,869
Mn	0,112	0,055	0,010	0,039	0,040	0,034	0,026	0,054	0,036	0,087	0,055	0,056	0,055
Mg	2,938	4,929	4,563	4,938	5,116	5,215	5,570	4,938	5,111	4,502	4,092	4,961	5,062
Ni	0,016	0,014	Не обн.	0,026	0,040	0,033	0,039	0,012	0,026	Не обн.	0,014	0,014	0,014
f	62,7	37,8	42,45	37,8	35,4	34,3	31,7	37,7	35,3	43,1	48,4	37,4	36,1
X _{Cr}	68,1	33,5	39,27	27,4	30,2	23,8	28,9	30,2	27,7	46,5	34,9	37,1	35,1

Примечание. Характеристика хромшпинелидов. 278: идиоморфное мелкое зерно; 219: 1 — ксеноморфное зерно с энстатитом, 2 — идиоморфное зерно среди оливина; 215-7: 1 — ксеноморфное крупное зерно, 2 — ксеноморфное зерно на краю энстатита; 274: ксеноморфное крупное зерно в агрегате с энстатитом, диопсидом;

211: ксеноморфное зерно среди оливина; 267: 1, 2 — ксеноморфные мелкие зерна; 209: центр крупного ксеноморфного зерна; 210: субидиоморфное зерно среди гранобластового оливина; 214: идиоморфное зерно в крупном оливине; 223-9: крупное ксеноморфное зерно.

Таблица 16

Состав оливинов из дунитов и жильных пироксенитов Войкаро-Сыньинского массива

Компонент	157	33	225-5	1118	70	H-113	75	215-144	225-33	225-35	225-36	202
SiO ₂	41,00	41,30	40,56	41,20	42,60	41,40	40,25	40,70	39,89	39,89	39,74	37,42
Cr ₂ O ₃	0,07	0,06	0,01	0,12	0,19	0,06	0,03	0,07	0,00	0,03	0,00	0,00
Fe ₂ O ₃	1,13	2,25	He обн.	He обн.	1,76	1,29	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.
FeO	5,76	6,19	8,80	7,85	7,20	7,92	9,28	7,89	13,64	14,61	14,32	25,19
MnO	Н.а.	0,10	0,11	0,11	0,12	0,12	0,10	0,10	0,19	0,21	0,11	0,40
MgO	50,95	47,63	47,49	50,18	45,46	47,56	47,74	49,27	45,81	45,30	45,40	36,15
CaO	0,11	0,22	0,00	0,01	0,44	0,33	0,00	0,02	0,01	0,00	0,02	0,00
NiO	0,28/0,22	0,18	0,28/0,22	0,41/0,32	0,22	0,13	0,03/0,02	0,33/0,26	0,18/0,14	0,26/0,20	0,29/0,23	0,01
Сумма	99,30	97,93	97,25	99,88	97,99	98,81	97,43	98,38	99,72	100,30	99,88	99,17

Количество ионов в пересчете на 4 (0)

Si	1,000	1,019	1,015	1,004	1,033	1,020	1,010	1,006	0,998	0,998	0,997	0,997
Fe	0,138	0,171	0,184	0,160	0,208	0,187	0,194	0,163	0,285	0,306	0,300	0,562
Mn	He обн.	0,002	0,002	0,003	0,003	0,003	0,002	0,002	0,004	0,004	0,002	0,010
Mg	1,853	1,785	1,771	1,883	1,720	1,766	1,784	1,814	1,709	1,688	1,698	1,435
Ca	0,003	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.
Ni	0,006	0,003	0,006	0,007	0,005	0,003	"	0,007	0,004	0,005	0,006	He обн.
f	6,9	8,8	9,4	7,8	9,8	9,6	9,8	8,2	14,3	15,4	15,0	28,1

Примечание. Окись железа определена в ходе силикатного анализа мономинеральной фракции оливина четырех образцов; при расчете формул этих образцов исключено количество окислов, соответствующее примеси диопсида: 1% в обр. 33, 2% в обр. 70 и 1,5% в обр. H-113. Остальные образцы анализированы на микроанализаторе "Самебах". Дуниты: 157, 33 — крупные тела в гарцбургитах; 225-5,

1118 — жилы в гарцбургитах. Тела в переслаивании с верлитами и пироксенитами: 70 — из западной полосчатой серии, H-113 — из восточной полосчатой серии. Пироксениты: 75 — пегматоидный энстатит; 215-144 — пегматоидная оторочка и шпильки энстатит-диопсидового состава в дунитовой жиле; 225-33; 225-35, 225-36 — зональная жила оливинового вебстерита, от центра к зальбандам. Габбро-норит: 202.

Компонент	Диопсид-энстатитовый шпир	Энстатиты		Вебстериты пегматоидные			Вебстериты в зональной жиле			
	225-144	1228	75	218-3		219-9	225-33	225-35	225-36	
	1	1	1	1	2	1			1	2
SiO ₂	55,50	56,49	55,88	56,88	57,00	55,96	54,55	55,12	54,53	54,94
TiO ₂	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,08	0,05	0,05	0,07
Al ₂ O ₃	2,50	0,60	0,61	0,37	0,23	0,60	2,47	2,30	2,60	2,36
Cr ₂ O ₃	0,63	0,28	0,35	0,23	0,12	0,23	0,27	0,35	0,47	0,27
FeO	6,46	7,17	6,15	8,27	8,18	8,81	8,94	9,71	9,35	8,62
MnO	0,20	0,17	0,15	0,20	0,19	0,23	0,23	0,23	0,14	0,06
MgO	32,80	34,27	33,44	33,94	33,15	31,84	31,29	31,51	31,40	31,70
CaO	0,27	0,58	0,32	0,43	0,29	0,59	0,56	0,60	0,47	0,71
Na ₂ O	0,00	Н.а.	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00
K ₂ O	Н.а.	Н.а.	0,03	Н.а.	Н.а.	0,08	0,04	0,04	Н.а.	Н.а.
	0,12	Н.а.	Н.а.	0,03	0,03	0,00	0,02	0,05	0,00	0,06
Сумма	98,49	99,57	96,94	100,37	99,20	98,38	98,45	99,96	99,02	98,79

Количество ионов в пересчете на 6 (0)

Si	1,947	1,968	1,986	1,978	1,997	1,987	1,938	1,936	1,930	1,942
Al ^{IV}	0,053	0,025	0,014	0,012	0,003	0,013	0,062	0,064	0,070	0,058
Al ^{VI}	0,050	Не обн.	0,011	0,003	0,005	0,012	0,042	0,031	0,038	0,040
Cr	0,017	0,008	0,010	0,006	0,004	0,007	0,008	0,010	0,013	0,008
Ti	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,002	0,001	Не обн.	0,002	0,001	0,001	0,002
Fe	0,189	0,209	0,183	0,245	0,244	0,262	0,266	0,285	0,277	0,255
Mn	0,006	0,004	0,004	0,006	0,006	0,007	0,007	0,007	0,004	0,002
Mg	1,715	1,779	1,774	1,752	1,723	1,685	1,657	1,650	1,656	1,670
Ca	0,010	0,021	0,012	0,015	0,010	0,022	0,021	0,023	0,018	0,027
Na	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,001	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
K	"	"	0,001	Не обн.	Не обн.	0,001	0,002	0,002	"	"
Ni	0,003	"	Не обн.	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001	"	0,002
f	9,9	10,5	9,4	12,3	12,4	13,5	13,8	14,7	14,3	13,2
Fs	9,9	10,4	9,3	12,2	12,3	13,3	13,7	14,5	14,2	13,1
En	89,6	88,6	90,1	87,1	87,2	85,6	85,2	84,3	84,9	85,5
Wo	0,5	1,0	0,6	0,7	0,5	1,1	1,1	1,2	0,9	1,4

Таблица 18

Состав диопсидов в жилах пироксенитов Войкаро-Сыньинского массива

Компонент	215-144	75	218-3	219-9	225-33		225-35	225-36
	1			1	1	2		
SiO ₂	52,28	52,11	53,50	52,87	51,65	52,25	51,87	51,70
TiO ₂	0,09	0,01	0,01	0,01	0,27	0,21	0,18	0,14
Al ₂ O ₃	2,38	0,55	0,60	0,84	2,93	2,85	2,64	2,61
Cr ₂ O ₃	1,08	0,49	0,74	0,61	0,50	0,48	0,59	0,48
FeO	2,03	1,76	2,61	2,73	2,75	3,26	3,08	2,96
MnO	0,07	0,06	0,12	0,08	0,09	0,12	0,13	0,00
MgO	16,18	16,94	17,35	16,72	16,39	16,42	16,12	16,45
CaO	23,73	23,53	23,23	22,82	23,98	23,33	23,68	23,55
Na ₂ O	0,21	0,22	1,78	0,40	0,20	0,26	0,17	0,16
K ₂ O	Н.а.	0,02	Н.а.	0,04	0,06	0,05	0,04	Н.а.
NiO	0,09	Н.а.	0,02	0,08	0,01	0,00	0,00	0,00
Сумма	98,14	95,69	99,96	97,20	98,83	99,23	98,50	98,05

Количество ионов в пересчете на 6 (0)

Si	1,939	1,980	1,960	1,981	1,911	1,923	1,925	1,925
Al ^{IV}	0,061	0,020	0,026	0,019	0,089	0,077	0,075	0,075
Al ^{VI}	0,043	0,005	Не обн.	0,018	0,037	0,046	0,040	0,039
Cr	0,032	0,015	0,022	0,018	0,015	0,014	0,017	0,014
Ti	0,002	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,007	0,006	0,005	0,004
Fe	0,063	0,056	0,079	0,086	0,085	0,100	0,096	0,092
Mn	0,002	0,002	0,004	0,002	0,003	0,004	0,004	Не обн.
Mg	0,895	0,959	0,947	0,934	0,904	0,901	0,892	0,913
Ca	0,943	0,957	0,912	0,916	0,950	0,920	0,942	0,939
Na	0,015	0,016	0,125	0,020	0,015	0,019	0,012	0,012
K	Не обн.	0,001	Не обн.	0,002	0,003	0,002	0,002	Не обн.
Ni	0,003	Не обн.	"	0,002	Не обн.	Не обн.	Не обн.	"
f	6,3	5,5	7,7	8,4	8,6	10,0	9,7	9,2
Fs	3,3	2,9	4,1	4,5	4,4	5,2	5,0	4,7
En	47,1	48,6	48,9	48,2	46,6	46,9	46,2	47,0
Wo	49,6	48,5	47,0	47,3	49,0	47,9	48,8	48,3

Примечания: 1. Характеристика пород приведена в табл. 22. 2. В обр. 225-33: 1 и 2 — незональные таблитчатые зерна.

Компонент	17	11	18	30	225-5	225-144	1228	75	218-3	225-33	225-35
SiO ₂	1,64	3,24	2,72	1,20	0,00	0,07	0,04	0,07	0,23	0,09	0,02
TiO ₂	Н.а.	Н.а.	Н.а.	0,24	0,34	0,00	0,09	0,14	0,10	0,09	0,07
Al ₂ O ₃	13,42	23,39	14,55	13,05	21,26	33,22	7,91	9,68	6,88	47,29	42,34
Cr ₂ O ₃	45,88	35,62	44,87	53,08	31,76	33,88	53,00	52,30	54,54	18,74	22,76
Fe ₂ O ₃	10,36	5,07	7,53	5,07	Н.а.	Н.а.	Н.а.	Н.а.	Н.а.	Н.а.	Н.а.
FeO	21,16	16,97	18,53	18,86	35,76	19,99	33,27	30,82	31,72	19,89	23,09
MnO	Н.а.	Н.а.	Н.а.	Н.а.	0,43	0,25	0,53	0,51	0,48	0,25	0,27
MgO	7,24	12,69	10,62	8,32	9,16	13,17	5,13	5,86	5,27	13,81	12,49
NiO	0,05	Н.а.	Н.а.	0,07	0,30	0,06	Н.а.	Н.а.	0,01	0,15	0,12
Сумма	99,75	96,98	98,82	99,89	99,01	100,64	99,97	99,38	99,23	100,31	101,16

Количество ионов в пересчете на 24 катиона

Al	4,5	7,6	4,9	4,2	6,358	9,161	2,565	3,121	2,213	12,380	11,287
Cr	10,2	7,7	10,1	11,5	6,374	6,267	11,574	11,302	11,797	3,282	4,061
Fe ³⁺	1,3	0,7	1,0	0,3	3,141	0,572	1,829	1,513	1,958	0,312	0,610
Fe ²⁺	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,061	—	0,016	0,032	0,016	0,013	0,014
Ti	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,061	—	0,016	0,032	0,016	0,013	0,014
Fe ²⁺	5,8	4,3	4,8	5,1	4,391	3,334	5,818	5,534	5,690	3,371	3,736
Mn	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,091	0,056	0,116	0,115	0,114	0,050	0,054
Mg	2,2	3,7	3,2	2,9	3,461	4,595	2,102	2,382	2,213	4,463	4,210
Ni	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,060	0,014	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,027	0,014
f	72,5	53,8	60,0	63,8	55,9	42,0	73,5	69,9	72,0	43,0	47,0
χ _{Cr}	69,4	50,3	63,1	73,2	50,1	40,6	81,9	78,4	84,2	21,0	26,5

Примечание. Химические анализы образцов 17, 11, 18, 30 заимствованы из работы [220]: 17 — идиоморфные зерна в дуните западной полосчатой серии; 11 — субидиоморфные зерна в дуните восточной полосчатой серии; 18 — суб- и идиоморфные зерна в дуните, слагающем крупное тело (4 км²) среди гарцбургитов; 30 — идиоморфные зерна в пегматоидном дуните среди оливин-антигоритовых пород. Остальные шпинелиды анализированы в ГИН АН СССР на микроанализаторе "Camebax" (оператор С.С. Степанов). 225-5: идиоморфное зерно в дунитовой жиле,

секущей гарцбургиты; 225-144: субидиоморфное зерно в дунитовой жиле с пегматоидным диопсидом в оторочке; 1228 — мелкое идиоморфное зерно в энстатитовой оторочке дунитовой жилы; 75: мелкое идиоморфное зерно в пегматоидном энстатите; 218-3: субидиоморфное зерно в пегматоидном вебстерите; 225-33: ксеноморфное зерно в центральной части зональной жилы оливинового вебстерита; 225-35: ксеноморфное зерно в зальбанде той же жилы, крупнозернистая часть.

Таблица 20

Состав гарцбургитов и лерцолитов Войкаро-Сыньинского массива

Компонент	Гарцбургиты						Лерцолиты					Антигорит-оливиновая порода	
	219-1	214	215-71	1118	15-1	224	215-72	274	211	16-1	209	225-5	2514
SiO ₂	39,85	39,07	42,26	43,36	40,84	39,19	42,11	40,87	43,37	45,08	41,57	41,27	40,60
TiO ₂	0,02	0,11	0,02	0,02	0,02	0,06	Сл.	Сл.	Сл.	0,06	Сл.	Сл.	0,02
Al ₂ O ₃	1,17	1,20	1,23	0,94	1,01	0,75	0,73	1,12	1,34	1,62	1,13	1,11	0,90
Cr ₂ O ₃	0,40	0,40	0,42	0,41	0,38	0,36	0,41	0,38	0,32	0,36	0,50	0,30	0,39
Fe ₂ O ₃	2,80	3,39	1,89	2,18	3,27	2,98	1,57	2,84	0,63	1,20	1,72	1,27	2,34
FeO	4,79	3,32	6,77	6,26	4,67	3,76	5,53	5,60	7,12	7,10	5,83	6,23	6,40
MnO	0,20	0,17	0,11	0,13	0,13	0,19	0,17	0,21	0,17	0,11	0,17	0,20	0,13
MgO	42,07	40,14	42,42	41,67	41,00	41,88	44,00	43,31	41,98	42,28	41,60	43,22	41,28
NiO	0,10	0,10	0,47	0,15	0,29	0,18	0,36	0,15	0,20	0,36	0,22	Н.а.	0,15
CaO	0,86	0,98	0,69	0,67	0,49	0,49	1,38	1,10	2,62	1,21	1,50	0,61	1,23
Na ₂ O	0,11	0,11	0,02	0,04	0,12	0,11	0,10	0,11	0,11	0,16	0,11	0,11	0,14
K ₂ O	0,11	0,11	0,04	0,02	Сл.	0,11	0,05	0,11	0,17	0,11	0,11	0,11	0,04
P ₂ O ₅	0,00	0,01	0,01	Н.а.	0,08	0,01	0,01	0,01	0,01	0,06	0,02	0,00	Н.а.
H ₂ O ⁺	6,72	8,90	3,12	3,70	7,42	8,83	3,57	3,80	1,73	0,10	5,25	5,02	5,40
H ₂ O ⁻	0,44	0,88	0,58	0,41	0,82	0,85	0,33	0,47	0,14	0,21	0,27	0,32	0,65
Сумма	100,19	99,29	100,57	99,96	100,54	99,75	100,32	100,08	99,91	100,02	100,00	100,02	99,67
f	8,8	8,1	10,1	10,0	9,4	8,0	8,2	9,6	9,3	9,9	9,1	8,8	10,4

Примечание. В пробах 219-1, 214, 215-71 и 222-5 в сумму включено количество CO₂ — 0,55, 0,40, 0,52 и 0,25% соответственно.

Таблица 21

Состав дунитов Войкаро-Сыньинского массива

Компонент	10-5	225-5	33	1858	40/47	227	2515	212-4	203-9	20-1	19-1	72-Б
SiO ₂	36,54	37,52	35,88	35,08	40,40	37,29	39,84	37,52	34,27	36,60	37,04	34,74
TiO ₂	0,02	Сл.	0,01	0,02	0,03	Сл.	0,01	Сл.	0,12	0,10	Сл.	0,03
Al ₂ O ₃	0,84	0,67	0,53	1,20	0,26	2,18	0,61	0,80	1,31	1,78	0,80	1,48
Cr ₂ O ₃	0,30	0,40	0,55	0,37	0,46	0,58	0,31	0,48	0,30	0,40	0,42	0,82
Fe ₂ O ₃	3,29	2,32	4,01	3,26	0,65	2,56	2,73	3,25	6,52	4,50	3,45	6,13
FeO	5,60	4,82	4,10	4,46	6,19	4,62	6,12	4,94	2,89	9,36	4,75	3,89
MnO	0,13	0,20	0,11	0,13	0,09	0,20	0,12	0,19	Сл.	0,21	0,14	0,12
MgO	42,06	46,63	44,13	41,03	50,13	46,64	47,84	45,88	42,67	38,11	43,00	40,50
CaO	0,24	0,49	0,06	0,71	0,11	0,49	0,22	0,49	0,05	0,71	0,47	0,40
NiO	0,30	0,38	0,13	0,32	0,20	Не обн.	0,17	Н.а.	Н.а.	0,20	0,26	0,06
Na ₂ O	0,06	0,11	0,10	0,08	0,04	0,33	0,05	0,11	0,07	0,08	0,01	0,08
K ₂ O	0,01	0,11	0,10	0,04	0,03	0,17	0,02	0,11	0,09	Сл.	Сл.	Сл.
P ₂ O ₅	0,13	0,01	Н.а.	0,11	Сл.	Сл.	Сл.	0,01	Сл.	0,13	0,11	0,10
H ₂ O ⁺	9,74	5,64	9,58	13,52	1,10	3,22	1,26	5,36	11,01	7,63	9,07	10,69
H ₂ O ⁻	0,85	0,60	0,80	0,15	0,15	0,66	0,60	0,44	0,72	0,52	0,74	0,80
Сумма	100,11	100,40	100,09	100,48	99,84	98,94	99,90	99,98	100,02	100,33	100,26	99,84
f	10,3	7,7	8,9	9,0	7,0	7,7	9,1	8,7	10,3	16,4	9,3	11,4

Примечания: 1. Жилы дунитов в гарцбургитах: 10-5, 225-5; крупные тела серпентинизированных дунитов: 33, 1858; регенерированные пегматоидные дуниты в антигорит-оливиновых породах: 40/47, 227 — крупные тела, 2515 — будина (0,8 и 2,5 м);

дуниты полосчатой серии: восточные разрезы — 212-4, 203-9, 20-1; западные разрезы — 19-1, 72-Б. 2. В пробах 225-5, 212-4 в сумму включено количество CO₂ — 0,50 и 0,40% соответственно.

Таблица 22

Состав пироксенитов и верлитов Войкаро-Сыньинского массива

Вебстерит

Компонент	219-2	214-2	211-2	214-3	215-3	225-33
SiO ₂	55,00	54,62	55,41	53,35	51,95	45,18
TiO ₂	0,08	Сл.	0,08	0,13	0,09	0,22
Al ₂ O ₃	0,31	1,25	1,80	2,14	1,70	3,09
Cr ₂ O ₃	0,26	0,30	0,32	0,30	0,28	0,46
Fe ₂ O ₃	3,44	2,53	0,93	0,73	2,11	1,86
FeO	4,20	4,45	5,27	4,22	3,95	8,06
MnO	0,20	0,15	0,17	0,15	0,17	0,18
MgO	32,88	33,91	32,70	22,98	21,09	29,68
CaO	1,73	2,12	2,01	14,48	17,23	8,68
NiO	0,05	Н.а.	0,15	Н.а.	0,10	0,35
Na ₂ O	0,10	0,10	0,11	0,23	0,29	0,36
K ₂ O	0,05	0,05	0,17	0,11	0,05	0,08
P ₂ O ₅	0,01	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02
H ₂ O ⁺	0,50	0,17	0,43	0,49	0,54	1,45
H ₂ O ⁻	0,28	0,16	0,09	0,22	0,10	0,20
Сумма	100,19	99,83	99,67	100,05	99,67	100,13
f	11,1	10,1	9,5	10,8	13,4	15,6

Примечания: 1. Жилы в гарцбургитах: энстатиты — 219-2, 214-2, 211-2; вебстериты — 214-3, 215-3, 225-33, 11-8; клинопироксенит — 15-6. Породы полосчатой серии: восточные разрезы — 212-3 — жильный пироксенит в дунитах, Н-119 — верлит.

Ск-шб. Ск-шб. Восок. Ск-шб. Западн. Верлит. Пироксенит.						
11-8	15-6	212-3	Н-119	55-Б	79-Б	79-А
53,60	52,22	50,76	41,62	51,30	44,00	50,76
0,24	0,14	0,21	0,04	0,09	0,07	0,11
3,21	2,78	1,10	1,03	2,88	1,75	2,88
0,30	0,27	0,17	0,19	0,50	0,31	0,24
3,06	1,26	0,46	5,15	1,39	4,43	3,62
3,09	3,95	5,98	3,89	3,60	7,49	4,82
0,14	0,15	0,16	0,14	0,11	0,16	0,15
21,05	19,71	21,29	33,31	18,88	29,02	19,75
14,75	18,20	18,35	7,14	18,92	7,95	14,34
0,01	0,04	Н.а.	0,04	0,03	0,02	0,03
0,38	0,44	0,38	0,10	0,27	0,14	0,29
0,08	0,04	0,10	0,05	Сл.	0,05	0,05
0,09	0,06	0,02	Сл.	Н.а.	Н.а.	Н.а.
0,32	0,88	0,42	7,10	1,53	4,20	2,35
0,05	0,17	0,13	0,23	0,30	0,45	0,56
100,37	100,31	99,53	100,03	99,80	100,04	99,95
13,4	12,7	14,4	12,5	12,7	18,2	18,7

55-Б — клинопироксенит; западные разрезы — 79-Б — верлит, 79-А — клинопироксенит.
 2. В пробах 219-2, 214-7 и 225-33 в сумму включено количество CO_2 — 1,10, 0,50 и 0,26% соответственно.

Таблица 23
Состав ортопироксенов из жильных габбро и габбро-норитов расслоенной серии Войкаро-Сыньинского массива

Компонент	223-1		212		202-25	202-1	131-7	20-7	115-1
	1	2	1	2					
SiO ₂	53,93	53,27	54,06	53,70	53,32	53,54	52,50	51,78	51,40
TiO ₂	0,03	0,05	0,16	0,17	0,13	0,09	0,09	0,11	0,05
Al ₂ O ₃	2,71	2,61	1,61	1,57	2,12	2,09	1,75	1,12	2,70
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	Сл.	Сл.	0,00	Сл.	0,08	0,06	0,04
FeO	15,65	15,92	16,70	16,67	18,33	17,36	18,06	22,22	21,04
MnO	0,27	0,27	0,37	0,37	0,31	0,29	0,33	0,52	0,65
MgO	26,69	26,20	26,38	26,30	25,11	26,23	25,24	22,23	22,91
CaO	0,44	0,40	0,99	0,78	0,87	0,68	0,71	0,85	0,46
Na ₂ O	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,05	0,06	0,06	0,05	0,04	0,02	0,00	0,00	0,00
NiO	0,03	0,08	0,00	0,03	0,00	0,01	Н.а.	Н.а.	Н.а.
Сумма	99,80	98,86	100,39	99,61	100,23	100,31	98,76	98,89	99,25

Количество ионов в пересчете на 6 (0)

Si	1,946	1,945	1,954	1,955	1,944	1,943	1,944	1,958	1,921
Al ^{IV}	0,054	0,055	0,046	0,045	0,056	0,057	0,056	0,042	0,079
Al ^{VI}	0,061	0,057	0,023	0,022	0,035	0,030	0,020	0,008	0,038
Cr	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,002	0,002	0,001
Ti	0,001	0,001	0,004	0,005	0,004	0,002	0,002	0,002	0,001
Fe	0,472	0,486	0,505	0,508	0,559	0,527	0,558	0,702	0,658
Mn	0,008	0,008	0,011	0,010	0,010	0,009	0,011	0,016	0,020
Mg	1,435	1,426	1,422	1,427	1,365	1,418	1,392	1,251	1,276
Ca	0,017	0,016	0,038	0,030	0,034	0,026	0,029	0,034	0,018
Na	Не обн.	Не обн.	0,004	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
K	0,002	0,003	0,003	0,002	0,002	"	"	"	"
Ni	0,001	0,002	Не обн.	0,001	Не обн.	"	"	"	"
f	24,7	25,4	26,2	26,3	29,1	27,1	28,6	35,9	34,0
Fs	24,5	25,2	25,7	25,9	28,6	26,7	28,2	35,3	33,7
En	74,6	74,0	72,4	72,6	69,7	72,0	70,3	63,0	65,4
Wo	0,9	0,8	1,9	1,5	1,7	1,3	1,5	1,7	0,9

Примечание. 223-1 — жила пегматонидного габбро-норита в гарцбургите; 212 — зональная троктолит-габбро-норит-анортозитовая жила в дуните полосчатой серии: 1 — мелкозернистый габбро-норит на границе с троктолитом, 2 — крупнозернистый габбро-норит на границе с анортозитом. Габбро-нориты восточных раз-

резов расслоенной серии: 202-25 — лейко- и 202-1 — меланократовые прослои в 3 км выше границы с гарцбургитами, 131-7 — мезократовый прослой в 4,2 км выше границы с гарцбургитами, 20-7 — меланократовый прослой среди троктолитов; 115-1 — гнейсовидный габбро-норит из западных метаморфизованных разрезов (массив Хордьюсс).

Таблица 24

Состав диопсидов в пироксенитах и габбро-норитах Войкаро-Сыньинского массива

мбб габбро-норит

габбро-норит.
метаморфизм
Т. 600°

Компонент	55-Б	79-А	212	202-25	202-1		131-7	20-7	115-1	
	пироксенит	пироксенит			1	2			1	2
SiO	53,30	51,60	50,86	51,40	50,80	51,08	53,27	52,27	51,42	49,53
TiO ₂	0,08	0,11	0,47	0,33	0,29	0,26	0,29	0,23	0,22	0,45
Al ₂ O ₃	2,50	2,64	3,01	2,99	3,54	3,23	3,29	2,41	3,89	7,97
Cr ₂ O ₃	0,50	0,32	0,71	0,16	0,07	0,06	0,08	0,04	0,01	0,02
FeO	4,33	6,19	7,58	7,27	7,26	8,17	7,83	9,45	8,48	9,34
MnO	0,12	0,16	0,19	0,17	0,20	0,20	0,17	0,25	0,29	0,28
MgO	17,17	16,80	14,78	14,38	14,22	14,68	14,42	13,60	13,06	10,93
CaO	21,08	20,10	21,26	22,93	21,76	22,46	22,84	22,43	21,85	21,40
Na ₂ O	0,13	0,23	0,38	0,26	0,84	0,59	0,21	0,20	0,81	0,81
K ₂ O	0,05	0,10	0,05	0,05	0,01	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00
NiO	0,05	0,04	0,00	Сл.	0,01	0,01	Н.а.	Н.а.	Н.а.	Н.а.
Сумма	99,31	98,29	99,29	99,94	99,00	100,76	102,4	100,90	100,03	100,73

Количество ионов в пересчете на 6 (0)

Si	1,952	1,920	1,904	1,912	1,905	1,897	1,928	1,938	1,916	1,835
Al ^{IV}	0,048	0,070	0,096	0,088	0,095	0,103	0,072	0,062	0,084	0,165
Al ^{VI}	0,062	0,047	0,037	0,043	0,063	0,038	0,067	0,045	0,086	0,182
Cr	0,013	0,009	0,021	0,005	0,001	0,001	0,004	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Ti	0,002	0,002	0,013	0,009	0,008	0,007	0,009	0,007	0,007	0,013
Fe	0,132	0,193	0,237	0,226	0,228	0,254	0,237	0,294	0,264	0,290
Mn	0,004	0,004	0,006	0,005	0,007	0,007	0,007	0,007	0,009	0,009
Mg	0,937	0,938	0,825	0,797	0,796	0,790	0,778	0,751	0,725	0,604
Ca	0,827	0,804	0,853	0,914	0,856	0,895	0,885	0,891	0,873	0,851
Na	0,009	0,018	0,027	0,018	0,061	0,042	0,013	0,013	0,058	0,058
K	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	Не обн.	0,001	Не обн.	Не обн.
Ni	0,001	0,001	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	"	Не обн.	"	"
f	12,3	17,1	22,3	22,1	22,3	24,3	23,3	28,1	26,7	32,4
Fs	7,0	10,0	12,4	11,7	12,1	13,1	12,5	15,2	14,2	16,6
En	49,4	48,5	43,1	41,1	42,4	40,7	40,9	38,8	38,9	34,6
Wo	43,6	41,5	44,5	47,2	45,5	46,2	46,6	46,0	46,9	48,8

Примечания: 1. Характеристика пород приведена в табл. 22 и 26. 2. В образцах 202-1 и 115-1: 1 — ядро, 2 — кайма.

Т а б л и ц а 25

Состав плагиоклазов в жильных габбро и габбро-норитах расслоенной серии Войкаро-Сыньинского массива

Компонент	223-1		212		202-25		202-1		131-7	20-7	115-1
	1	2	1	2	1	2	1	2			
SiO ₂	43,42	43,23	45,29	45,26	44,68	44,93	44,60	45,10	42,90	46,42	44,43
TiO ₂	Сл.	0,05	0,03	Сл.	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,02	0,02
Al ₂ O ₃	33,09	34,43	32,42	32,57	34,57	33,72	33,43	33,07	34,29	34,67	34,30
FeO	0,04	0,00	0,42	0,33	0,23	0,31	0,36	0,34	0,25	0,38	0,13
MnO	0,00	0,00	0,08	0,02	0,00	0,03	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00
CaO	19,57	19,54	18,05	18,10	19,33	19,15	18,89	18,69	18,88	17,81	17,98
Na ₂ O	0,50	0,23	1,31	1,27	0,70	0,89	2,51	2,83	0,68	0,81	1,01
K ₂ O	0,06	0,05	0,08	0,07	0,01	0,06	0,02	0,02	0,03	0,01	0,01
Сумма	96,68	97,53	97,68	97,62	99,52	99,09	99,84	100,07	97,03	100,13	97,88
<i>Количество ионов в пересчете на 8 (0)</i>											
Si	2,081	2,051	2,142	2,141	2,077	2,098	2,082	2,102	2,049	2,130	2,093
Al	1,869	1,925	1,807	1,816	1,894	1,855	1,841	1,814	1,929	1,876	1,903
Fe	0,002	Не обн.	0,017	0,013	0,009	0,012	0,014	0,014	0,009	0,014	0,006
Mn	Не обн.	Не обн.	0,003	0,001	Не обн.	0,001	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Ca	1,005	0,993	0,915	0,917	0,963	0,958	0,946	0,932	0,967	0,877	0,909
Na	0,046	0,021	0,120	0,116	0,063	0,081	0,224	0,258	0,063	0,072	0,091
K	0,003	0,003	0,005	0,004	0,001	0,003	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001
An	95,3	97,6	88,0	88,4	93,8	91,9	80,8	78,2	93,7	92,3	90,8
Ab	4,4	2,1	11,5	11,2	6,1	7,8	19,1	21,7	6,1	7,6	9,1
Or	0,3	0,3	0,5	0,4	0,1	0,3	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1

Примечание. В образцах 212: 1 — плагиоклаз на границе с троктолитовым прослоем, 2 — на границе с анортзитовым прослоем; 202-25: 1 — ядро, 2 — кайма; 202-1: 1 — ядро, 2 — кайма.

Т а б л и ц а 26

Состав габброидов Войкаро-Сыньинского массива

Компонент	v					
	212-1	212-5	14-4	14-16	203-5	202-1
SiO ₂	49,96	45,41	43,56	42,00	44,10	46,55
TiO ₂	0,17	0,08	0,13	0,06	0,11	0,27
Al ₂ O ₃	23,03	26,02	20,85	5,70	22,20	22,50
Cr ₂ O ₃	0,12	0,08	0,03	0,16	0,12	0,09
Fe ₂ O ₃	1,10	1,99	1,88	1,48	1,05	4,43
FeO	4,92	2,54	8,76	8,04	2,82	4,15
MnO	0,14	0,07	0,13	0,18	0,08	0,11
MgO	7,72	4,73	12,04	34,32	10,76	6,14
CaO	13,82	17,01	11,19	4,67	15,98	13,69
Na ₂ O	1,01	1,35	1,06	0,19	0,56	1,61
K ₂ O	0,05	0,10	0,17	0,01	0,11	0,05
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,09	0,04	0,04	Н.а.
H ₂ O ⁺	0,44	0,95	Сл.	2,24	1,60	0,50
H ₂ O ⁻	0,04	0,12	0,16	0,30	0,22	0,08
Сумма	102,53	100,46	100,05	99,39	99,75	100,17
f	30,00	33,5	32,8	13,3	16,3	42,9

П р и м е ч а н и е. Характеристика образцов. Жилы в дунитах полосчатой серии:
 212-1 — габбро-норит, 212-5 — анортозит, 14-4 — меланократовый габбро-норит,
 14-16 — троктолит на контакте габбро-норита и дунита, 203-5 — оливиновый габбро-

Запасы

202-2	20-7	131-7	131-4	205	115-1	17-7
46,14	45,62	46,16	43,80	47,40	41,06	48,16
0,16	0,19	0,17	0,51	0,84	0,80	0,60
24,42	17,92	22,40	18,02	19,50	16,78	21,75
0,07	0,11	0,10	0,06	0,01	0,05	Сл.
1,39	5,38	1,07	3,79	4,21	7,86	1,57
4,18	7,04	5,44	8,38	5,65	8,55	6,53
0,09	0,23	0,10	0,13	0,14	0,23	0,14
7,83	9,15	8,37	9,03	11,92	10,73	4,75
13,97	13,03	15,01	13,75	6,45	12,44	9,59
0,68	0,47	0,59	0,75	2,84	0,97	3,90
0,05	0,04	0,06	0,12	0,39	0,09	0,38
Н.а.	0,13	0,00	0,00	0,02	0,01	0,11
0,67	Сл.	0,45	1,62	0,16	0,80	2,55
0,22	0,16	0,20	0,16	0,14	0,28	0,31
99,87	99,47	100,12	100,12	99,67	100,65	100,34
28,1	42,2	30,2	42,4	30,7	44,9	48,5

норит. Габбро-нориты расслоенного комплекса: 202-1, 202-2, 20-7, 131-7; актинолитизированное габбро — 131-4. Гнейсовидные порфириобластовые габбро-нориты, массив Хордьюсс: западные разрезы — 205, 115-1 (с гранатом), 17-7.

Таблица 27
Состав оливинов в шпиниловых лерцолитах разломов Оуэн (ст. 2197), Вима (ст. 2146) и габбро разлома Мария Целеста (ст. 2191), Индийский океан

Компонент	2197-3		2197-5		2146	2191	Компонент	2197-3		2197-5		2146	2191
	1	2	1	2				1	2	1	2		
SiO ₂	40,75	40,26	40,89	41,23	40,98	38,56	Количество ионов в пересчете на 4 (0)						
Cr ₂ O ₃	0,12	0,04	0,05	0,07	0,00	0,00	Si	1,006	0,998	1,008	1,013	1,012	0,998
FeO	8,07	8,63	8,77	8,34	8,59	27,89	Cr	0,002	0,001	0,001	0,001	He обн.	He обн.
MnO	0,12	0,15	0,08	0,09	0,11	0,35	Fe	0,167	0,179	0,181	0,171	0,177	0,604
MgO	49,04	48,98	48,67	48,86	48,47	35,97	Mn	0,002	0,009	0,002	0,002	0,002	0,008
CaO	0,03	0,07	0,07	0,06	0,03	0,03	Mg	1,806	1,810	1,789	1,789	1,783	1,388
NiO	0,33	0,33	0,39	0,38	0,47	0,08	Ca	0,001	0,002	0,002	0,001	0,001	0,001
Сумма	98,46	98,46	98,92	99,03	98,65	102,88	Ni	0,006	0,007	0,008	0,008	0,009	0,002
							f	8,5	9,0	9,2	8,7	9,0	30,3

Примечание. Характеристика оливинов. 2197-3: 1 — необласт в тонкозернистом агрегате с диопсидом, энстатитом; 2 — крупное деформированное зерно; 2197-5:

1 — фрагмент крупного зерна среди серпентина, 2 — мелкое зерно на границе с диопсидом, окаймляющим хромшпинелид.

Таблица 28

Состав плагиоклазов из лерцолитов разлома Вима (ст. 2141) и оливинового габбро из разлома Мария Целеста (ст. 2191)

Компонент	2141			2191		Компонент	2141			2191	
	1	2	3	1	2		1	2	3	1	2
SiO ₂	50,42	51,92	52,57	52,88	52,66	Количество ионов в пересчете на 8 (0)					
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,07	0,07	Si	2,289	2,375	2,376	2,422	2,425
Al ₂ O ₃	31,69	29,91	30,50	28,37	28,14	Al	1,697	1,611	1,624	1,531	1,526
FeO	0,05	0,14	0,06	0,30	0,34	Fe	0,003	0,005	0,003	0,011	0,013
MgO	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	Mg	He обн.	He обн.	He обн.	0,002	0,002
CaO	13,91	13,14	12,64	12,89	12,83	Ca	0,677	0,643	0,611	0,632	0,633
Na ₂ O	3,61	4,05	4,44	4,58	4,50	Na	0,317	0,357	0,386	0,407	0,402
K ₂ O	0,14	0,19	0,18	0,18	0,16	K	0,009	0,005	0,011	0,010	0,009
Сумма	99,82	99,35	100,39	99,30	98,73	An	60,6	64,0	60,6	60,2	60,6
						Ab	38,6	35,5	38,3	38,8	38,5
						Or	1,1	0,5	1,1	1,0	0,9

Компонент	2160		2197-3		2197-5		2146		2141	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
SiO ₂	54,13	53,82	54,14	53,65	54,60	54,60	54,98	55,17	55,38	56,78
TiO ₂	0,36	0,09	0,10	0,08	0,03	0,04	0,15	0,14	0,10	0,07
Al ₂ O ₃	1,43	5,43	4,40	4,01	4,14	3,89	4,50	3,37	3,22	1,45
Cr ₂ O ₃	0,14	0,91	0,94	0,62	1,05	0,88	1,05	0,63	0,94	0,33
FeO	11,99	6,28	5,57	5,70	5,91	5,78	5,22	5,61	6,74	6,44
MnO	0,27	0,10	0,11	0,12	0,10	0,11	0,12	0,13	0,17	0,13
MgO	28,07	31,10	32,07	32,39	30,90	31,40	31,94	32,46	33,00	33,68
CaO	2,16	1,05	1,27	0,97	1,35	1,84	1,34	1,10	0,80	0,75
Na ₂ O	0,03	0,02	0,02	0,01	0,08	0,06	0,03	0,03	Сл.	Сл.
K ₂ O	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,05
NiO	0,03	0,12	0,12	0,10	0,12	0,09	0,10	0,03	Сл.	0,10
Сумма	98,64	98,95	98,77	97,68	98,31	98,72	99,46	98,70	100,38	99,78

Количество ионов в пересчете на 6 (0)

Si	1,957	1,886	1,895	1,899	1,921	1,916	1,907	1,928	1,914	1,967
Al ^{IV}	0,043	0,114	0,105	0,101	0,079	0,084	0,093	0,072	0,086	0,033
Al ^{VI}	0,018	0,110	0,076	0,066	0,093	0,077	0,091	0,067	0,045	0,025
Cr	0,004	0,025	0,025	0,017	0,029	0,024	0,029	0,017	0,026	0,008
Ti	0,010	0,002	0,002	0,002	0,001	0,001	0,004	0,004	0,003	0,002
Fe	0,362	0,184	0,164	0,169	0,174	0,170	0,151	0,164	0,195	0,187
Mn	0,008	0,003	0,004	0,004	0,003	0,003	0,003	0,004	0,005	0,004
Mg	1,513	1,625	1,674	1,709	1,620	1,642	1,651	1,691	1,700	1,740
Ca	0,084	0,039	0,048	0,037	0,051	0,069	0,050	0,041	0,030	0,027
Na	0,002	0,001	0,001	0,001	0,005	0,004	0,002	0,002	Не обн.	Не обн.
K	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,004
Ni	0,001	0,003	0,004	0,003	0,003	0,002	0,003	0,001	Не обн.	0,002
f	19,3	10,2	8,9	9,0	9,7	9,4	8,4	8,8	10,3	9,7
Fs	18,5	10,0	8,7	8,9	9,4	9,0	8,15	8,65	10,1	9,6
En	77,2	87,9	88,8	89,2	87,8	87,3	89,15	89,19	88,3	89,0
Wo	4,3	2,1	2,5	1,9	2,8	3,7	2,70	2,16	1,6	1,4

П р и м е ч а н и е. Характеристика энстатитов. 2160: 1 — крупное таблитчатое зерно из вебстеритовой (?) жилы в лерцолите; 2 — крупное таблитчатое зерно из шпинелевого лерцолита; шпинелевые лерцолиты: 2197-3: 1 — ядро крупного деформированного зерна, 2 — область на границе с зерном (1); 2197-5: 1 — ядро крупного деформирован-

ного зерна, 2 — край зерна (1); 2146: 1 — ядро крупного зерна, участок между диопсидовыми ламеллами, 2 — область рядом с крупным зерном 1; 2141 — плагиоклазовый лерцолит: 1 — крупное таблитчатое зерно, 2 — область рядом с хромшпинелидом.

Компонент	2160		2197-3		2197-5			2146		2141		
	1	2	1	2	1	2	3	1	2	1	2	3
SiO ₂	48,55	49,43	49,98	51,01	50,88	51,17	50,77	52,00	51,40	51,81	51,49	52,45
TiO ₂	0,37	0,22	0,24	0,24	0,12	0,11	0,11	0,27	0,27	0,16	0,19	0,15
Al ₂ O ₃	7,68	6,16	4,78	4,44	5,46	4,87	5,09	4,85	4,36	3,75	3,69	2,22
Cr ₂ O ₃	1,50	1,16	1,09	1,26	1,74	1,21	1,44	1,18	1,03	1,10	1,28	0,91
FeO	2,88	3,52	2,80	2,41	3,07	3,14	3,59	2,66	2,57	2,73	2,55	2,58
MnO	0,08	0,12	0,09	0,10	0,07	0,11	0,06	0,11	0,07	0,14	0,10	0,06
MgO	15,19	14,88	16,69	16,56	15,60	16,12	15,91	17,42	16,65	16,75	16,80	17,13
CaO	21,82	22,22	21,83	21,97	21,11	21,27	21,45	21,59	22,23	22,13	22,75	22,32
Na ₂ O	0,32	0,19	0,49	0,51	0,59	0,56	0,61	0,36	0,34	0,59	0,49	0,46
K ₂ O	0,04	0,04	0,03	0,03	0,02	0,02	Сл.	0,02	0,03	0,05	0,04	0,04
NiO	0,06	0,05	0,11	0,05	0,10	0,06	0,00	0,02	0,00	0,00	0,11	0,10
Сумма	98,49	97,99	98,13	98,58	98,76	98,64	99,03	100,48	98,95	99,21	99,49	98,42

Количество ионов в пересчете на 6 (0)

Si	1,799	1,845	1,859	1,882	1,875	1,887	1,872	1,878	1,888	1,901	1,891	1,950
Al ^{IV}	0,201	0,155	0,141	0,118	0,125	0,113	0,128	0,122	0,112	0,099	0,109	0,050
Al ^{VI}	0,134	0,116	0,069	0,075	0,112	0,093	0,093	0,085	0,077	0,064	0,050	0,040
Cr	0,044	0,034	0,032	0,037	0,051	0,035	0,042	0,034	0,030	0,031	0,035	0,027
Ti	0,010	0,006	0,007	0,007	0,003	0,003	0,003	0,007	0,007	0,004	0,004	0,004
Fe	0,089	0,110	0,087	0,074	0,095	0,097	0,111	0,080	0,079	0,084	0,077	0,080
Mn	0,003	0,004	0,003	0,003	0,002	0,004	0,002	0,003	0,002	0,004	0,002	0,002
Mg	0,839	0,828	0,925	0,911	0,857	0,886	0,874	0,937	0,911	0,915	0,920	0,947
Ca	0,866	0,889	0,870	0,869	0,834	0,841	0,901	0,838	0,875	0,871	0,896	0,887
Na	0,023	0,014	0,035	0,036	0,042	0,040	0,043	0,025	0,024	0,040	0,035	0,031
K	0,002	0,002	0,001	0,002	0,001	0,001	Не обн.	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Ni	0,002	0,002	0,003	0,002	0,003	0,002	Не обн.	0,001	Не обн.	Не обн.	0,002	0,002
f	9,6	11,7	8,6	7,5	10,0	9,9	11,3	7,9	8,0	8,4	7,7	7,8
Fs	5,0	6,0	4,6	4,0	5,3	5,3	5,9	4,3	4,2	4,5	4,1	4,2
En	46,7	45,3	49,2	49,1	48,0	48,6	46,3	50,6	48,9	48,9	48,6	49,5
Wo	48,3	48,7	46,2	46,9	46,7	46,1	47,8	45,1	46,9	46,6	47,3	46,3

Примечание. Характеристика диопсидов: 2160: 1 — ламеллы в бронзите 1 (см. табл. 29) из вебстерита, 2 — крупное таблитчатое зерно в шпинелевом лерцолите; шпинелевые лерцолиты: 2197-3 (1 — крупное таблитчатое зерно в агрегате с энстатитом, хромшпинелидом; 2 — неомласт); 2197-5 (1 — крупное таблитчатое зерно, 2 —

неомласт на границе с крупным энстатитом, 3 — кайма вокруг хромшпинелида); 2146 (1 — крупное таблитчатое зерно, 2 — неомласт); плагноклазовый лерцолит: 2141 (1, 2 — крупные таблитчатые зерна, 3 — неомласт).

Т а б л и ц а 31

Состав хромшпинелидов из лерцолитов разломов Оуэн (ст. 2197) и Вима (ст. 2146, 2141), Индийский океан

Компонент	2197-3		2197-5		2146		2141		
	1	2	1	2	1	2	1	2	3
TiO ₂	0,12	0,12	0,04	0,08	0,14	0,13	0,25	0,24	0,26
Al ₂ O ₃	44,37	38,29	41,06	39,91	45,95	45,45	24,61	27,09	24,81
Cr ₂ O ₃	24,76	30,02	27,55	28,32	24,25	26,12	42,11	39,55	42,03
FeO	13,40	15,44	17,86	16,93	12,84	13,05	20,34	19,46	21,07
MnO	0,16	0,25	0,19	0,19	0,15	0,21	0,34	0,33	0,29
MgO	18,21	16,17	16,24	16,55	17,15	17,18	12,82	13,14	11,91
NiO	0,20	0,12	0,18	0,20	0,20	0,20	0,12	0,00	0,18
Сумма	101,22	100,41	103,12	102,18	100,68	102,34	100,59	99,81	100,55
<i>Количество ионов в пересчете на 24 катиона</i>									
Al	11,347	10,194	10,580	10,381	11,810	11,566	7,015	7,705	7,166
Cr	4,252	5,362	4,771	4,938	4,190	4,460	8,063	7,532	8,102
Fe ³⁺	0,375	0,418	0,635	0,655	Не обн.	Не обн.	0,834	0,677	0,644
Ti	0,013	0,013	0,007	0,013	0,026	0,021	0,044	0,043	0,044
Fe ²⁺	0,013	0,013	0,007	0,013	Не обн.	Не обн.	0,044	0,043	0,044
Fe ²⁺	2,038	2,487	2,631	2,465	2,344	2,360	3,270	3,205	3,597
Mn	0,026	0,040	0,039	0,040	0,026	0,039	0,073	0,072	0,059
Mg	5,888	5,443	5,297	5,456	5,565	5,523	4,628	4,722	4,314
Ni	0,039	0,022	0,026	0,040	0,039	0,039	0,029	Не обн.	0,029
f	25,7	31,4	33,2	31,1	29,6	29,9	41,4	40,4	45,5
X _{Cr}	27,3	34,5	31,08	32,2	26,2	27,8	53,5	49,4	53,1

П р и м е ч а н и е. Характеристика хромшпинелидов. Шпинелевые лерцолиты: 2197-3 (1 — крупное ксеноморфное зерно, 2 — мелкое уплощенное ксеноморфное зерно среди мелких неомласт диопсида, оливина и энстатита), 2197-5 (1 — крупное ксеноморфное зерно, 2 — ксеноморфное зерно с каймой диопсида), 2146 (1 — мелкое ксено-

морфное зерно среди энстатита, диопсида, 2 — крупное ксеноморфное зерно среди оливина); плагиоклазовый лерцолит: 2141 (1 — ядро ксеноморфного зерна среди плагиоклаза, 2 — край зерна (1), 3 — субидиоморфное зерно среди плагиоклаза).

Компонент	2177-4			2498-5			1409/Д2-1		1431/ Д1-6-5	1403 Д1-17	1403/Д1-19			1403/ Д1-16
	1	2	3	1	2	3	1	2	1	1	1	2	3	1
SiO ₂	56,01	56,64	56,99	54,76	54,81	55,53	53,60	53,60	56,60	56,90	56,80	57,00	56,70	56,80
TiO ₂	Сл.	Сл.	0,03	0,05	0,03	0,03	0,07	0,08	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13
Al ₂ O ₃	3,46	3,32	3,00	3,73	3,36	3,28	4,09	4,31	1,43	1,27	1,31	1,26	1,28	1,58
Cr ₂ O ₃	0,87	0,90	0,52	1,04	0,81	0,92	0,61	0,65	0,47	0,70	0,67	0,52	0,68	0,58
FeO	5,89	6,20	6,18	5,79	5,66	5,86	6,60	6,43	7,66	5,54	5,50	5,72	5,32	5,96
MnO	0,12	0,10	0,14	0,11	0,09	0,11	0,11	0,13	0,11	0,11	0,11	0,11	0,10	0,14
MgO	32,43	33,26	33,46	30,93	31,07	31,17	31,83	31,15	33,47	34,36	35,00	34,60	34,20	34,00
CaO	1,88	0,77	0,78	1,73	1,91	1,89	1,32	2,05	0,50	0,80	0,97	1,06	0,91	1,28
Na ₂ O	0,00	0,00	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Н.а.	Н.а.	Н.а.	Н.а.	Н.а.	Н.а.	Н.а.	0,00
K ₂ O	Сл.	0,04	0,04	0,05	0,04	0,05	Н.а.	Н.а.	Н.а.	Н.а.	Н.а.	Н.а.	Н.а.	Н.а.
NiO	0,10	0,12	0,09	0,10	Сл.	0,10	0,06	0,07	0,02	0,05	0,07	0,05	0,07	Н.а.
Сумма	100,76	101,35	101,23	98,29	97,78	98,94	98,29	98,47	100,31	99,73	100,43	100,32	99,26	100,47

Количество ионов в пересчете на 6 (0)

Si	1,924	1,931	1,942	1,928	1,937	1,942	1,894	1,894	1,960	1,964	1,952	1,960	1,964	1,955
Al ^{IV}	0,076	0,069	0,058	0,072	0,063	0,058	0,106	0,106	0,040	0,036	0,048	0,040	0,036	0,045
Al ^{VI}	0,064	0,064	0,062	0,083	0,077	0,077	0,064	0,074	0,018	0,016	0,004	0,012	0,016	0,019
Cr	0,024	0,024	0,014	0,029	0,023	0,025	0,018	0,018	0,013	0,020	0,018	0,014	0,018	0,016
Ti	Не обн.	Не обн.	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,002	0,001	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,003
Fe	0,169	0,177	0,176	0,170	0,167	0,171	0,196	0,190	0,222	0,160	0,158	0,164	0,154	0,171
Mn	0,003	0,003	0,004	0,003	0,003	0,003	0,004	0,004	0,003	0,004	0,004	0,004	0,002	0,004
Mg	1,660	1,690	1,700	1,623	1,637	1,625	1,678	1,640	1,727	1,770	1,790	1,772	1,768	1,740
Ca	0,069	0,028	0,029	0,655	0,072	0,071	0,050	0,078	0,019	0,030	0,036	0,040	0,036	0,047
Na	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
K	"	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	"	"	0,001	"	"	"	"	"
Ni	0,003	0,003	0,003	0,003	Не обн.	0,003	0,002	0,002	Не обн.	0,002	0,002	0,002	0,002	"
f	9,2	9,5	9,4	9,5	9,3	9,5	10,7	10,4	11,4	8,3	8,1	8,5	8,0	8,9
Fs	8,90	9,34	9,24	9,1	8,9	9,2	10,2	9,9	11,3	8,2	8,0	8,3	7,9	8,7
En	87,46	89,18	89,24	87,4	87,3	87,0	87,2	86,0	87,7	90,3	90,2	89,7	90,3	88,9
Wo	3,64	1,48	1,52	3,5	3,8	3,8	2,6	4,1	1,0	1,5	1,8	2,0	1,8	2,4

Примечание. Характеристика эффузивов. 2177-4 — лерцолит из разлома Элтани: 1 — крупное зерно с равномерным распределением кальция, 2 — крупное зерно с ламеллами диопсида, 3 — мелкий неомблит; 2498-5 — лерцолит из разлома Кларии: 1 — ядро крупного зерна, 2 — край зерна (1), 3 — реликт крупного зерна; 1409/Д2-1 — лерцолит из разлома Яп в Филиппинском море: 1, 2 — крупные дефор-

мированные зерна; 1431/Д1-6-5 — серпентинит из желоба Яп: 1 — округлое включение в диопсиде; Марианский желоб, гарцбургиты: 1403/Д1-17: 1 — крупное деформированное зерно, 1403/Д1-19: 1 — ядро крупного таблитчатого зерна, 2 — край зерна (1), 3 — мелкое ксеноморфное зерно среди оливина; 1403/Д1-16 — плагноклазовый лерцолит из Марианского желоба: 1 — мелкое ксеноморфное зерно среди оливина.

Т а б л и ц а 33

Состав диопсидов в ультраосновных породах из разломов и желобов Тихого океана и Филиппинского моря

Компонент	2177-4			2498-5	2498-12		1431/Д1-6-5		1409/Д2-1		1403/Д-16	
	1	2	3	1	1	2	1	2	1	2	1	2
SiO ₂	52,18	53,25	53,44	50,56	50,48	50,72	53,40	54,31	50,30	50,90	53,80	50,40
TiO ₂	0,08	0,07	0,08	0,07	0,11	0,07	0,08	0,03	0,20	0,17	0,30	0,21
Al ₂ O ₃	4,12	3,31	2,39	4,19	4,97	3,57	1,19	0,15	5,84	6,21	2,04	6,28
Cr ₂ O ₃	1,34	1,08	0,59	1,60	1,55	1,38	0,74	0,14	1,05	1,08	0,99	0,23
FeO	2,36	2,11	2,28	2,70	3,01	2,83	2,66	1,76	3,09	3,17	2,23	5,52
MnO	0,10	0,11	0,07	0,11	0,10	0,09	0,10	0,05	0,07	0,09	0,03	0,05
MgO	16,43	17,07	17,38	16,32	16,84	16,83	16,90	16,94	15,62	16,38	16,4	16,6
CaO	23,77	24,34	23,69	22,31	21,60	21,74	24,40	25,60	22,06	21,55	22,90	20,10
Na ₂ O	0,05	0,05	0,03	0,03	0,19	0,19	0,29	0,07	0,24	0,26	0,47	0,18
K ₂ O	0,04	0,03	0,04	0,06	0,09	0,06	Н.а.	Н.а.	Н.а.	Н.а.	Н.а.	Н.а.
NiO	0,02	0,10	0,05	0,07	0,15	0,07	Н.а.	Н.а.	Н.а.	Н.а.	Н.а.	Н.а.
Сумма	100,49	101,52	100,04	98,02	99,09	97,55	99,76	99,05	98,47	99,81	99,16	99,57

Количество ионов в пересчете на 6 (0)

Si	1,892	1,910	1,940	1,881	1,859	1,895	1,956	1,955	1,860	1,852	1,965	1,847
Al ^{IV}	0,108	0,090	0,060	0,119	0,141	0,105	0,044	0,005	0,140	0,148	0,035	0,153
Al ^{VI}	0,068	0,050	0,042	0,065	0,075	0,052	0,007	0,001	0,114	0,119	0,053	0,119
Cr	0,039	0,031	0,017	0,047	0,045	0,041	0,021	0,004	0,031	0,031	0,029	0,007
Ti	0,002	0,002	0,002	0,002	0,003	0,002	0,002	0,001	0,006	0,005	0,008	0,006
Fe	0,072	0,063	0,069	0,084	0,093	0,088	0,081	0,054	0,096	0,097	0,068	0,169
Mn	0,003	0,003	0,002	0,003	0,003	0,003	0,003	0,002	0,002	0,003	0,001	0,001
Mg	0,888	0,913	0,940	0,905	0,924	0,937	0,923	0,927	0,861	0,890	0,896	0,910
Ca	0,924	0,936	0,921	0,889	0,852	0,870	0,956	1,007	0,874	0,841	0,898	0,790
Na	0,003	0,003	0,002	0,002	0,013	0,014	0,020	0,005	0,017	0,018	0,034	0,013
K	0,002	0,002	0,002	0,003	0,004	0,003	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Ni	0,001	0,003	0,002	0,002	0,004	0,002	"	"	"	"	"	"
f	7,5	6,4	6,8	8,5	9,1	8,6	8,1	5,5	10,0	9,8	7,1	15,6
Fs	3,82	3,30	3,58	4,5	5,0	4,6	4,1	2,7	5,3	5,3	3,7	8,0
En	47,13	47,75	48,70	48,2	49,4	49,4	47,1	46,6	47,7	48,7	48,1	49,7
Wo	49,05	48,95	47,72	47,3	45,6	45,9	48,8	50,7	47,0	46,0	48,2	42,3

П р и м е ч а н и е. Характеристика диопсидов. Разлом Элтанин, лерцолит 2177-4: 1 — ламелла в энстатите, 2 — крупное таблитчатое зерно, 3 — необласт; разлом Кларин, лерцолиты: 2498-5: 1 — ламелла в энстатите; 2498-12: 1 — ядро крупного таблитчатого зерна, 2 — край зерна (1); желоб Яп, серпентинит: 1431/Д1-6-5: 1 — ядро крупного зо-

нального зерна, 2 — необласт из каймы вокруг зерна (1); разлом Яп, лерцолит: 1409/Д2-1: 1, 2 — мелкие необласты; Марианский желоб, плагиноклазовый лерцолит: 1403/Д-16: 1 — ксеноморфное зерно среди оливина, 2 — кайма вокруг плагиноклаза.

Компонент	2177-4		2498-11		2498-5		2498-7		2498-12
	1	2	1	2	1	2	1	2	1
TiO ₂	0,05	0,02	0,08	0,04	0,06	0,06	0,06	0,12	0,15
Al ₂ O ₃	39,28	41,23	38,17	38,13	38,80	37,21	33,98	33,07	27,38
Cr ₂ O ₃	29,52	28,90	31,22	31,55	30,96	31,16	34,44	35,19	40,53
FeO	13,88	14,24	15,25	15,13	14,44	15,78	15,08	15,89	19,30
MnO	0,40	0,15	0,21	0,17	0,22	0,21	0,20	0,17	0,31
MgO	15,18	15,78	16,30	16,46	16,35	15,65	15,56	15,54	12,97
NiO	0,27	Сл.	0,14	0,20	0,15	0,17	0,20	0,17	0,16
Сумма	98,58	100,32	101,37	101,68	100,98	100,24	99,52	100,15	100,80

Количество ионов в пересчете на 24 катиона

Al	10,633	10,894	10,054	9,934	10,257	9,989	9,277	9,142	7,727
Cr	5,358	5,124	5,600	5,665	5,492	5,610	6,324	6,331	7,670
Fe ³⁺	Не обн.	Не обн.	0,318	0,373	0,225	0,373	0,375	0,473	0,545
Ti	0,014	"	0,014	0,014	0,013	0,014	0,014	0,027	0,029
Fe ²⁺	0,014	"	0,014	0,014	0,013	0,014	0,014	0,027	0,029
Fe ²⁺	2,651	2,670	2,578	2,514	2,468	2,623	2,536	2,502	3,290
Mn	0,083	0,027	0,041	0,027	0,040	0,041	0,042	0,027	0,057
Mg	5,192	5,285	5,355	5,418	5,465	5,309	5,377	5,444	4,625
f	33,8	33,6	32,5	31,7	31,1	33,1	31,9	31,5	41,6
X _{Cr}	33,5	32,0	35,8	36,3	34,9	36,0	40,5	40,9	49,8

П р и м е ч а н и е. Характеристика хромшпиннелидов. 2177-4: 1, 2 — мелкие ксеноморфные зерна в сростании с энстатитом и оливином; 2498-11: 1 — дендритовидное зерно в краю энстатитовой таблицы, 2 — крупное ксеноморфное зерно; 2498-5: 1 — край

крупного ксеноморфного зерна, 2 — ядро зерна (1); 2498-7: 1, 2 — крупные ксеноморфные зерна в баститовых псевдоморфозах по энстатиту; 2498-12: 1 — реликт мелкого ксеноморфного зерна в серпентин-гидрогранатовой массе (по плагиоклазу?).

Т а б л и ц а 35

Состав клинопироксенов из габбро разломов Кларион (ст. 2498) и Новая Кантон (ст. 2503)

Компонент	2498-28/1			2498-22		2498-20/3		2503-2/1		2503-2/2
	1	2	3	1	2	1	2	1	2	1
SiO ₂	51,96	51,98	51,12	52,01	50,87	51,99	51,34	51,70	51,18	49,66
TiO ₂	0,73	0,55	0,92	0,48	0,61	0,92	0,68	0,97	0,98	0,72
Al ₂ O ₃	3,61	2,56	3,54	2,69	2,43	3,07	2,13	2,73	2,52	2,36
Cr ₂ O ₃	0,25	0,08	0,30	0,22	0,09	0,16	Сл.	0,16	0,11	0,06
FeO	6,39	7,51	8,70	6,99	7,22	7,72	12,70	8,50	8,70	10,66
MnO	0,15	0,19	0,19	0,16	0,22	0,21	0,35	0,23	0,22	0,24
MgO	15,86	15,89	15,39	15,92	15,25	15,12	12,42	14,65	14,62	13,47
CaO	21,33	21,23	20,43	20,72	21,03	21,34	19,93	21,09	21,07	21,23
Na ₂ O	0,39	0,42	0,48	0,59	0,38	0,40	0,49	0,41	0,40	0,34
K ₂ O	0,05	0,04	0,04	0,06	0,04	0,02	0,05	0,06	0,04	0,04
NiO	Сл.	0,00	0,00	0,00	0,00	Сл.	0,00	Сл.	0,00	Сл.
Сумма	100,72	100,45	101,11	99,84	98,14	100,95	100,09	100,50	99,84	98,78

Количество ионов в пересчете на 6 (0)

Si	1,900	1,917	1,882	1,923	1,921	1,909	1,940	1,914	1,911	1,898
Al ^{IV}	0,100	0,083	0,118	0,078	0,029	0,091	0,060	0,086	0,089	0,102
Al ^{VI}	0,056	0,028	0,036	0,039	0,029	0,042	0,035	0,034	0,022	0,004
Ti	0,020	0,015	0,025	0,013	0,027	0,025	0,019	0,027	0,027	0,021
Cr	0,007	0,002	0,009	0,007	0,003	0,005	Не обн.	0,004	0,003	0,002
Fe	0,195	0,232	0,268	0,216	0,228	0,237	0,401	0,262	0,272	0,341
Mn	0,005	0,006	0,006	0,005	0,007	0,007	0,011	0,007	0,007	0,008
Mg	0,865	0,873	0,845	0,878	0,858	0,827	0,700	0,808	0,814	0,767
Ca	0,836	0,839	0,806	0,821	0,851	0,839	0,807	0,837	0,843	0,870
Na	0,028	0,030	0,035	0,042	0,028	0,028	0,036	0,031	0,029	0,025
K	0,002	0,002	0,002	0,003	0,002	0,001	0,003	0,002	0,002	0,002
Ni	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
f	18,4	21,0	24,1	19,7	21,0	22,3	36,4	24,5	25,0	30,8
Fs	10,3	11,9	14,0	11,3	11,8	12,4	21,0	13,7	14,1	17,2
En	45,6	44,9	44,0	45,8	44,3	43,5	36,7	42,4	42,2	38,8
Wo	44,1	43,2	42,0	42,9	43,9	44,1	42,3	43,9	43,7	44,0

П р и м е ч а н и е. Характеристика клинопироксенов. 2498-28/1: 1 — крупное субидиоморфное зерно, 2 — крупное ксеноморфное зерно с тонкими пластинчатыми включениями пироксена, близкого по составу зерну (3), частично замещенному гидроокислами железа, 3 — мелкое ксеноморфное зерно в интерстициях среди плагиоклаза; 2498-22: 1 — крупное субидиоморфное зерно среди плагиоклаза, 2 — мелкое ксено-

морфное зерно с ильменитом; 2498-20/3: 1 — субидиоморфное зерно из тонкозернистого участка (жилы?) в крупнозернистом габбро с таблитчатыми пироксенами, 2 — субидиоморфное зерно из среднезернистого участка на контакте габбро с пироксеном (1); 2503-2/1: 1 — центр таблитчатого зерна, 2 — край зерна (1); 2503-2/2: 1 — крупное таблитчатое зерно среди плагиоклаза.

Т а б л и ц а 36

Состав плагиоклазов из габбро разломов Кларин (ст. 2498) и Нова-Кантон (ст. 2503)

Компонент	2498-28/1			2498-22			2498-20/3			2503-2/1	2503-2/2	
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	1	2
SiO ₂	53,60	53,96	54,97	53,06	53,66	53,43	54,44	54,80	56,96	52,36	55,27	56,80
TiO ₂	0,06	0,06	0,11	0,00	0,00	0,08	0,05	0,03	0,13	0,00	0,07	0,11
Al ₂ O ₃	29,86	29,68	28,91	30,27	29,93	29,74	30,72	30,33	28,45	30,88	27,96	28,18
FeO	0,39	0,46	0,42	0,50	0,41	0,39	0,26	0,36	0,26	0,42	0,31	0,32
MgO	0,05	0,05	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	12,48	12,41	11,37	12,78	12,49	12,35	12,38	11,75	9,99	12,91	10,02	9,70
Na ₂ O	4,93	5,10	5,58	4,65	4,87	5,01	5,08	5,63	6,71	4,73	6,14	6,30
K ₂ O	0,11	0,11	0,12	0,12	0,13	0,13	0,12	0,11	0,18	0,13	0,29	0,29
Сумма	101,48	101,83	101,52	101,38	101,49	101,13	103,05	103,01	102,68	101,43	100,06	101,70

Количество ионов в пересчете на 8 (0)

Si	2,399	2,403	2,453	2,380	2,401	2,400	2,396	2,413	2,504	2,351	2,495	2,516
Al	1,576	1,561	1,520	1,600	1,579	1,575	1,594	1,574	1,474	1,636	1,487	1,471
Fe	0,015	0,017	0,016	0,019	0,015	0,015	0,010	0,013	0,009	0,016	0,012	0,012
Ti	0,002	0,002	0,004	Не обн.	Не обн.	0,003	0,002	0,001	0,004	Не обн.	0,002	0,004
Mg	0,003	0,004	0,003	"	"	"	"	"	"	"	Не обн.	Не обн.
Ca	0,599	0,593	0,543	0,614	0,599	0,595	0,584	0,554	0,471	0,621	0,485	0,460
Ni	0,428	0,441	0,483	0,405	0,422	0,436	0,434	0,481	0,572	0,410	0,538	0,541
K	0,006	0,006	0,007	0,007	0,007	0,008	0,007	0,006	0,010	0,005	0,017	0,016
Ab	41,4	42,4	46,8	39,5	41,0	42,0	42,3	46,2	54,3	39,6	51,7	53,2
An	58,0	57,0	52,5	59,8	58,3	57,2	57,0	53,2	44,7	59,9	46,6	45,2
Or	0,6	0,6	0,7	0,7	0,7	0,8	0,7	0,6	1,0	0,5	1,7	1,6

П р и м е ч а н и е. Характеристика плагиоклазов. 2498-28/1: 1 — идиоморфное включение в клинопироксене, 2 — ядро крупного зерна, 3 — край зерна (2); 2498-22: 1 — ядро крупного зерна, 2 — край зерна (1), 3 — мелкое зерно в интерстициях крупных призм плагиоклаза и диопсида; 2498-20/3: 1 — изометричное зерно из тонкозернистого

участка (жилы?) в крупнозернистом габбро с таблитчатым плагиоклазом, 2, 3 — призматическое зерно на контакте тонкозернистого и крупнозернистого участка; 2503-2/1: 1 — крупное призматическое зерно; 2503-2/2: 1 — крупное таблитчатое зерно, 2 — мелкое призматическое зерно.

Т а б л и ц а 37

Составы хромшпиннелидов из ультраосновных пород желобов Марианского и Яп

Компонент	1403/Д1-16			1403/Д1-19		1403/Д1-17	1431/Д1-5	1431/Д1-20	1409/Д2-1
	1	2	3	1	2	1	1	1	1
SiO ₂	0,17	0,12	0,08	0,06	0,05	0,04	0,05	0,04	Сл.
TiO ₂	0,48	0,43	0,60	0,03	0,02	Не обн.	0,03	0,05	0,07
Al ₂ O ₃	19,30	23,40	18,20	15,02	14,90	16,98	17,50	8,05	52,17
Cr ₂ O ₃	43,30	39,50	42,50	54,07	54,22	50,27	43,70	58,23	14,87
FeO	21,29	21,33	23,26	17,74	17,54	18,86	27,90	23,32	12,28
MnO	0,28	0,26	0,25	0,26	0,26	0,24	0,34	0,34	0,08
MgO	11,50	12,3	11,10	11,84	11,81	11,96	9,89	7,66	20,08
NiO	Н.а.	Н.а.	Н.а.	0,03	0,04	0,05	0,09	0,04	0,22
Сумма	96,32	97,34	95,99	99,05	98,84	98,40	99,50	97,73	99,77

Количество ионов в пересчете на 24 катиона

Al	5,895	6,848	5,588	4,602	4,524	5,215	5,296	2,622	12,969
Cr	8,889	7,879	8,790	11,027	11,063	10,368	8,867	12,747	2,482
Fe ³⁺	1,028	1,121	1,370	0,363	0,405	0,417	1,837	0,597	0,523
Ti	0,094	0,076	0,126	0,004	0,004	Не обн.	Не обн.	0,017	0,013
Fe ²⁺	0,094	0,076	0,126	0,004	0,004	"	"	0,017	0,013
Fe ²⁺	3,494	3,287	3,579	3,450	3,378	3,621	4,136	4,764	1,630
Mn	0,062	0,063	0,063	0,046	0,062	0,047	0,077	0,066	0,012
Mg	4,444	4,652	4,358	4,541	4,547	4,249	3,772	3,160	6,320
Ni	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,003	0,013	0,013	0,015	0,010	0,038
f	44,4	41,4	45,1	43,2	42,6	46,5	52,3	60,1	20,5
X _{Cr}	60,1	53,5	61,1	70,6	71,0	66,5	62,6	82,9	16,1

П р и м е ч а н и я: 1. Анализы выполнены в ИГГ СО АН СССР на микрозонде ХА-5А (аналитик Ю.Г. Лаврентьев). 2. Характеристика хромшпиннелидов. Марианский желоб: 1403/Д1-16 — плагиоклазовый лерцолит (1 — ядро субгидральное зерна в сосюрите, 2 — кайма вокруг включения серпентина в зерне (1), 3 — идиоморфное зерно в оливине), 1403/Д1-19 — серпентинизированный гарцбургит (1. 2 — хромшпиннелид дактилоскопической формы в срастании с баститизированным (энстатитом).

1403/Д1-17: 1 — ксеноморфный хромшпиннелид из катаклазированного гарцбургита; желоб Яп: 1431/Д1-5 — серпентинит (1 — субгидральное зерно в серпентините), 1431/Д1-20 — серпентинит аподунитовый (1 — идиоморфное зерно в серпентинизированном оливине); разлом Яп: 1409/Д2-1 — лерцолит (1 — ксеноморфное зерно с оливинам, энстатитом).

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава первая	
Тектоническое положение габбро-ультрабазитовых комплексов офиолитовой ассоциации Урала	4
Глава вторая	
Два типа габбро-ультрабазитовых разрезов в офиолитах Урала	12
Массив Средний Крака	13
Обзор исследований и тектоническое положение Кракинских массивов	13
Геологическое строение массива Средний Крака	19
Состав минералов и пород	32
История формирования разреза	39
Массив Нурали	41
Тектоническое положение	41
Геологическое строение	42
История формирования разреза	51
Войкаро-Сыньинский массив	52
Обзор исследований	53
Тектоническое положение офиолитов	54
Геологическое строение разреза офиолитов	55
Дунит-гарцбургитовая серия	60
Полосчатая серия и габбро	86
История формирования габбро-ультрабазитового разреза	99
Сопоставление геологического строения массивов Средний Крака, Нурали и Войкаро-Сыньинского	101
Глава третья	
Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Тетиса и сравнение их с уральскими комплексами	105
Западные и Лигурийские Альпы, Северные Апеннины	107
Массивы Отрис, Вуринос и Троодос	118
Офиолитовый покров Семайл (Оман)	120
Сравнение габбро-ультрабазитовых комплексов Тетиса и Урала	127
Глава четвертая	
Ультраосновные породы и габбро в современных океанах и краевых морях	131
Атлантический океан	132
Индийский океан	141
Тихий океан	151
Восточно-Тихоокеанское поднятие	152
Западная окраина Тихого океана	160
Сравнение ультраосновных пород и габброидов коры океанов и краевых морей	165

Глава пятая

Структурно-вещественная эволюция мантийного вещества при формировании габбро-ультрабази- товых комплексов офиолитов	168
Мантийные перидотиты	168
Закономерности внутреннего строения перидотитовых разрезов офиолитовой ассоциации ..	169
Последовательность и условия формирования пород в перидотитовых разрезах	171
Закономерности строения габброидных разрезов и соотношение габброидных серий с мантий- ными перидотитами	184
Заключение	190
Литература	191
Приложение	206

Галина Николаевна Савельева
ГАББРО-УЛЬТРАБАЗИТОВЫЕ
КОМПЛЕКСЫ
ОФИОЛИТОВ УРАЛА
И ИХ АНАЛОГИ
В СОВРЕМЕННОЙ
ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЕ

Труды, вып. 404

Утверждено к печати
Ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом АН СССР

Редактор Н.Л. Казюкова
Художник Д.А. Шпаков
Художественный редактор Н.Н. Власик
Технический редактор Г.А. Фетисова
Корректор Е.Н. Сафронникова

Набор выполнен в издательстве
на электронной фотонаборной системе

ИБ N 31184

Подписано к печати 12.01.87
Т — 05506. Формат 70×100 1/16
Бумага офсетная N 1. Гарнитура Таймс
Печать офсетная. Усл. печ.л. 20,2+0,4 вкл.
Усл.кр.-отт. 21,1. Уч.-изд.л. 24,8. Тираж 600 экз.
Тип. зак. 1091. Цена 3р. 60к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука" 117864 ГСП-7
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12