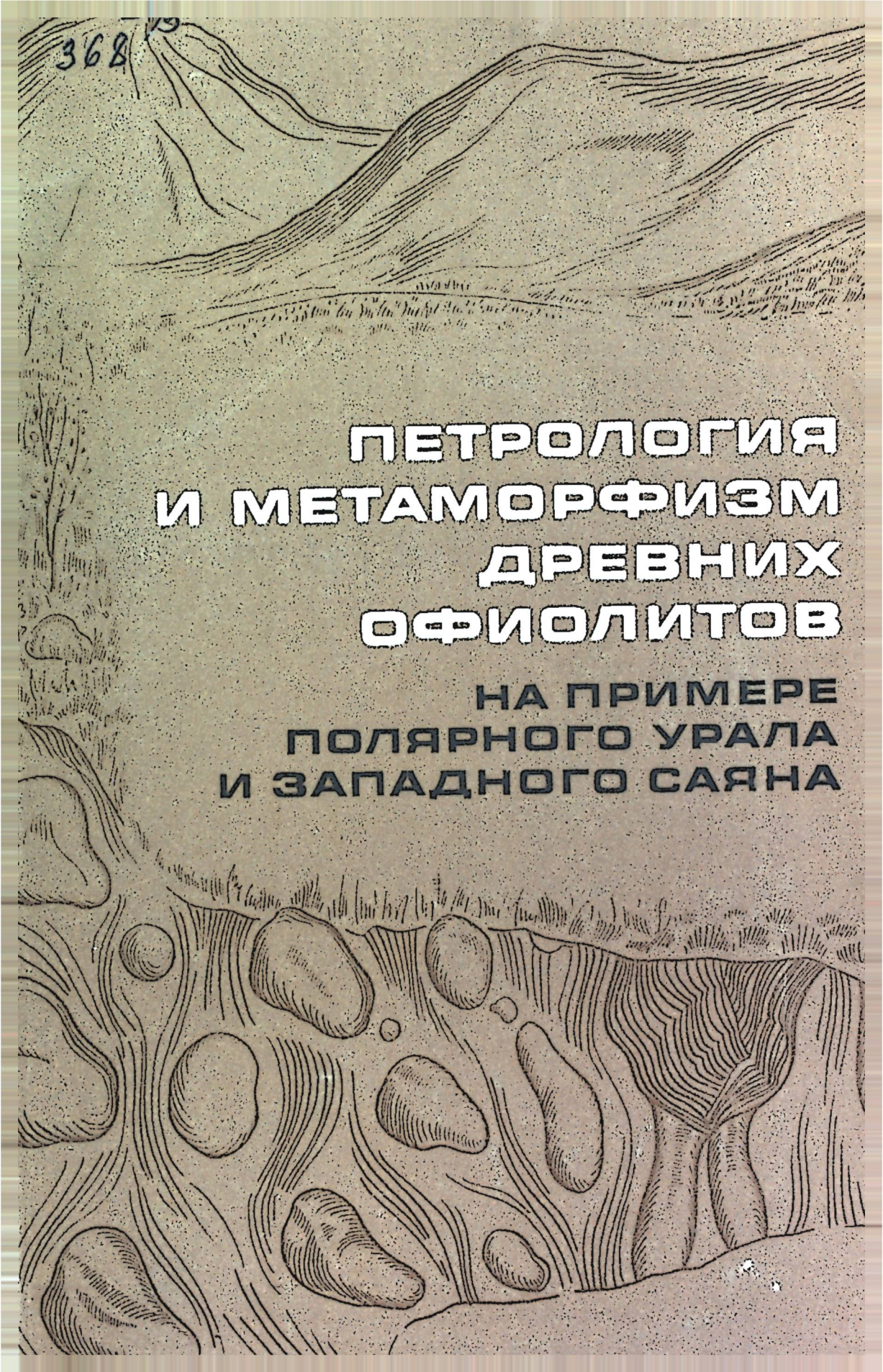


368/9



ПЕТРОЛОГИЯ И МЕТАМОРФИЗМ ДРЕВНИХ ОФИОЛИТОВ

**НА ПРИМЕРЕ
ПОЛЯРНОГО УРАЛА
И ЗАПАДНОГО САЯНА**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
Выпуск 368

МЕЖДУНАРОДНАЯ ПРОГРАММА
ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КОРРЕЛЯЦИИ
ПРОЕКТ «ОФИОЛИТЫ КОНТИНЕНТОВ
И СРАВНИМЫЕ С НИМИ ПОРОДЫ ОКЕАНОВ»

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
SIBERIAN BRANCH
TRANSACTIONS OF THE INSTITUTE
OF GEOLOGY AND GEOPHYSICS
Issue 368

INTERNATIONAL GEOLOGICAL
CORRELATION PROGRAMM
PROJECT «OPHIOLITES»

17-59/3 17 90889
Ин-т геологии и
геофизики СО.
Труды. Вып. 368.
12.11.05 выставка 2=

17 90889

PETROLOGY AND METAMORPHISM OF ANCIENT OPHIOLITES

(as example of Polar Ural
and West Sayan)

Responsible editors

Acad. V. S. Sobolev, Prof. N. L. Dobretsov



PUBLISHING HOUSE «NAUKA»
SIBERIAN BRANCH
Novosibirsk-1977

ПЕТРОЛОГИЯ И МЕТАМОРФИЗМ ДРЕВНИХ ОФИОЛИТОВ

(на примере Полярного Урала
и Западного Саяна)

Ответственные редакторы

акад. В. С. Соболев,

д-р геол.-мин. наук проф. Н. Л. Добрецов



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск-1977

ПРЕДИСЛОВИЕ

Дается подробная характеристика вещественного состава и строения древних офиолитов и ассоциирующих с ними метаморфических пород Полярного Урала и Западного Саяна. На Полярном Урале на протяжении 400 км в массивах Сым-Кеу, Харче-Рузь, Рай-Из и Войкаро-Сыныинском охарактеризованы дунит-гарцбургитовая, дунит-верлит-клинопироксенит-эвкритовая и дунит-лерцолит-вебстерит-метагаббро-порфитовая формации (включая метаморфические аналоги), а также западный метаморфический пояс, содержащий гранатовые перидотиты, эклогиты и глаукофановые сланцы, относящийся, возможно, к докембрийской офиолитовой ассоциации. Офиолиты восточной полосы представлены полным стратифицированным разрезом (включая дайковые комплексы, тоналит-плагиограниты и вулканы) и служат фундаментом автосинклинальной зоны уралид.

В Западном Саяне охарактеризован Куртушибинский пояс, содержащий полный разрез докембрийских офиолитов океанического типа, полосу меланжа и зону глаукофановых сланцев, а также Бюрусский офиолитовый пояс, тектонически сильнее нарушенный и отличающийся от Куртушибинского по составу и условиям образования. Обсуждаются общие особенности и типизация офиолитов земной коры и вероятные модели их формирования.

Книга представляет интерес для широкого круга геологов, тектонистов, петрографов и минералогов.

Коллектив авторов:

Н. Л. Добрецов, Ю. Е. Молдаванцев, А. П. Казак, Л. Г. Пономарева, Г. Н. Савельева, А. А. Савельев

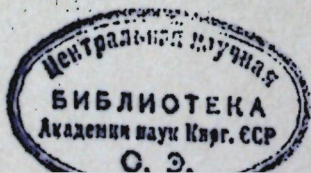
Проблему офиолитов в последние годы чаще обсуждают на примерах относительно молодых комплексов в Альпийском поясе или Тихоокеанском обрамлении (Книппер, 1975; Марков, 1975; Богданов, 1975; Врилл, 1969; Moores, Vine, 1971; Rossi e. a., 1975; Miyashiro, 1973, 1975; и др.). Древние офиолитовые комплексы в докембрийских и нижнекембрийских толщах с точки зрения их возможной аналогии с океанической корой изучены гораздо меньше. Между тем, как подчеркнул А. В. Пейве (1969; Пейве и др., 1971, 1972), Урал и Аппалачи являются уникальными областями, в которых офиолиты широко распространены и где разрезы их порой сохраняются даже лучше, чем в Альпийском поясе, хотя древние офиолиты обладают некоторой спецификой. По мнению Н. Л. Добрецова, аналогичная ситуация имеется и во многих других рифейско-нижнепалеозойских складчатых областях, в частности в Западном Саяне, где наблюдаются полные непарушенные разрезы докембрийских офиолитов. Как отмечено в программе Международного проекта «Офиолиты континентов» (Научная программа..., 1974, с. 12), «в качестве конечной цели предполагается дать ответ на вопрос, существовали ли палеозойские океанические структуры (Протоатлантика, Протоурал и т. д.)... и взаимосвязанно развивались ли они?».

Наша работа, как нам кажется, поможет ответить на эти вопросы, а также на общие вопросы образования офиолитовых серий. При этом, в соответствии с названием работы, главное внимание уделено петрологическим проблемам — особенностям состава, минералогии, условий первичной кристаллизации и метаморфизма офиолитов; максимально используются петрохимические и минералогические данные.

Как отмечено в «Научной программе...» (с. 1), «решение проблемы первичного образования офиолитов остается, главным образом, за петрологами и океанологами». Конечно, без использования геолого-структурных данных решение проблемы офиолитов невозможно, поэтому они полностью учтены в книге, но обсуждены по возможности кратко.

Работа выполнена в соответствии с вышеупомянутым Международным проектом «Офиолиты континентов» коллективом петрографов трех институтов — Института геологии и геофизики СО АН СССР (Н. Л. Добрецов, Л. Г. Пономарева), Геологического института АН СССР (Г. Н. Савельева, А. А. Савельев) и Всесоюзного геологического института Министерства геологии СССР (Ю. Е. Молдаванцев, А. П. Казак). Она посвящена памяти нашего товарища, безвременно скончавшегося Юрия Евграфовича Молдаванцева. Главы и разделы, в которых он является соавтором, написаны отчасти его помощником А. П. Казаком на основе совместных работ. Многие проблемы, освещенные в этой книге, все соавторы неоднократно обсуждали с Ю. Е. Молдаванцевым и друг с другом, так что представленная монография — коллективный труд и одновременно последняя работа Ю. Е. Молдаванцева. Конечно, некоторые разногласия остались, и они оговорены специально в примечаниях или обсуждены в обобщающих главах 4 и 7. Главное, что нас объединяет, — это современный взгляд на проблему офиолитов, т. е. признание субслонистого строения офиолитов и возможная их аналогия с некоторыми типами океанической коры. Авторство глав и разделов указано в оглавлении.

Мы благодарим академиком В. С. Соболеву и А. В. Пейве за критические замечания и доброжелательную поддержку исследований.



СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ, ПРИНЯТЫХ В КНИГЕ

Аб — альбит
 Акт — актинолит
 Ан — анортит
 Амф — амфибол
 Ант — антигорит
 Ап — апатит
 Гл — глаукофан
 Гр — гранат
 Грос — гроссуляр
 Ди — диопсид
 Ди-жд — диопсид-жадеит
 Жд — жадеит
 Ильм — ильменит
 К — край (или кайма) зональных кристаллов
 Ка — кальцит
 Кв — кварц
 Кр — кроссит
 Кум — куммингтонит
 Кцо — клиноцоизит
 Мзт — магнезит
 Мп — моноклинный пироксен
 Мт — магнетит
 Му — мусковит
 Лав — лавсонит
 Лейк — лейкоксен
 Ол — оливин
 Пи — пироксен
 Пл — плагиоклаз

Пр — пренит
 Пум — пумпеллиит
 Ро, Рог — роговая обманка
 Рп — ромбический пироксен
 Руди — рудный минерал
 Рут — рутил
 Сал — салит
 Серп — серпентин
 Сос — соссюрит
 Сл — слюда
 Сф — сфен
 Ст, Стильп — стильпномелан
 Ставр — ставролит
 Та — тальк
 Тр, Трем — тремолит
 Фа, Га — фаялит
 Фл — флогопит
 Фо — форстерит
 Хд — хлоритоид
 Хл — хлорит
 Хлм — хлоромеланит (эгириин-диопсид-жадеит)
 Хр — хромшпинелид
 Ц — центр зональных кристаллов
 Цо — цоизит
 Шп — шпинель
 Эг — эгирин
 Эн — энстатит
 Эп — эпидот

Часть I

ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ

$$f \text{ (железистость пород)} = \frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3} \cdot 100 \text{ (атм. колич.)}$$

Глава 1

СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ ОФИОЛИТОВЫХ МАССИВОВ
ПОЛЯРНОГО УРАЛА

Полярный Урал представляет северную меридиональную часть складчатой системы Урала (см. врезку на рис. 1), которая традиционно относится к герцинидам, но фактически представляет более сложное сооружение.

Офиолиты Полярного Урала образуют два сопряженных офиолитовых пояса — Хадатинский на севере и Войкаро-Сыньинский на юге (рис. 1). В Хадатинский пояс входят гипербазитовые массивы Сыум-Кеу, Харче-Рузь, Няро-Пэ и малыкский комплекс гнейсовидных габбро-норитов. В Войкаро-Сыньинский пояс входят гипербазитовый массив Рай-Из и огромный Войкаро-Сыньинский массив гипербазитов и габбро-амфиболитов протяженностью около 250 км при ширине до 30 км. Общая протяженность обоих поясов свыше 600 км, это одни из самых протяженных и обширных поясов не только на Урале, но и вообще на территории СССР.

Названные офиолитовые пояса приурочены к структурно-формационной зоне, получившей в литературе по Уралу наименование Главного Уральского глубинного разлома (Молдаванцев, Перфильев, 1972). Эта зона является важнейшим продольным тектоническим элементом (линеamentом), разграничивающим мио- и эвгеосинклинальную области Уральской складчатой системы, и сама представляет западную краевую часть эвгеосинклинальной области.

Гипербазиты, габбро и амфиболиты, а также плагиограниты и диориты, развитые в пределах зоны Главного Уральского глубинного разлома, традиционно относились, начиная с работы А. Н. Заварицкого (1932), к единой дунит-габбро-плагиогранитной формации. При этом предполагалось, что названная формация слагает крутопадающие интрузивные (или интрузивно-метасоматические) тела. Многочисленные исследования формации в таком плане проводили Е. П. Молдаванцев (1944), Г. П. Софронов (1956), а в течение двух последних десятилетий (1949—1971) — Н. А. Спирин, Ю. Е. Молдаванцев, В. Ф. Морковкина и многие другие. В более поздних работах уточнения касались роли метасоматических процессов в формировании габброидов и амфиболитов, а также метасоматических и метаморфических пород западного обрамления офиолитовых поясов (Морковкина, 1962, 1964, 1967; Молдаванцев, Перфильев, Херасков, 1960; Молдаванцев, Перфильев, 1962, 1963; Добрецов, Пономарева, 1965; Добрецов, 1974; Удовкина, 1971; Кейльман и др., 1973; Бутин, 1974, 1975).

Только в последние годы появились доказательства, что структурную позицию и происхождение гипербазитов, габбро и амфиболитов можно трактовать иначе, причем они аналогичны таковым в офиолитовых поясах Аппалачей, Альпийско-Средиземноморской области и других регионов (Пейве и др., 1971а, б; Иванов и др., 1973; Перфильев, Руженцев, 1973; Савельева, 1973; Добрецов, 1974; Буртман и др., 1974; Савельев, 1974).

р... структур преобладает преимущественно субширотная их ориентировка, которая почти перпендикулярна к общему суб-

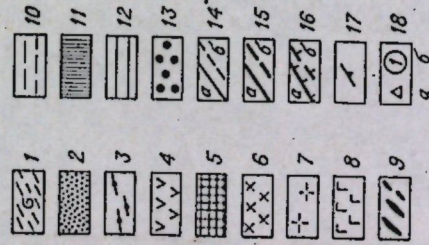
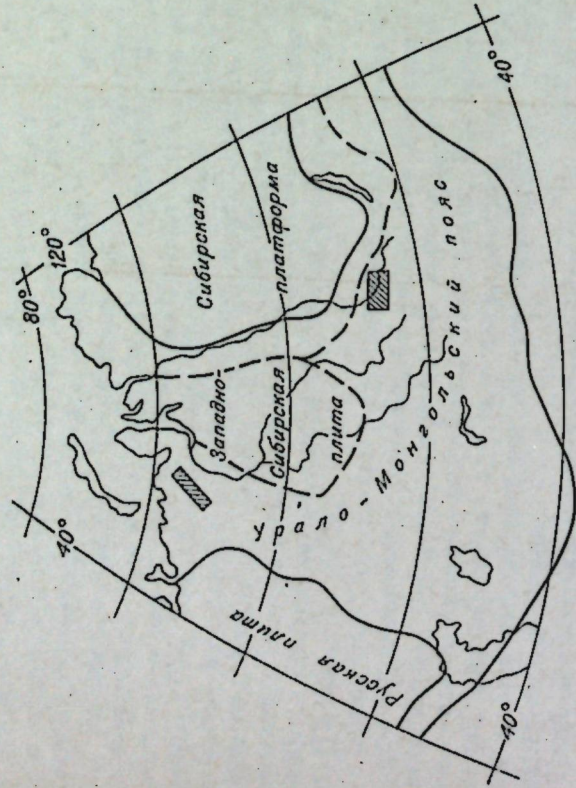


Рис. 1. Геологическая схема распространения интрузивных, осадочно-вулканогенных и метаморфических образований Полярного Урала.

1 — дунит-гарцбургитовая формация: гарцбургиты, дуниты, антиклинаторизированные гарцбургиты, оливин-антгоритовые породы (снотариты); 2 — дунит-клинопроксенитовая формация: клинопроксениты, часть верлитов, дуниты, плагиоклазоносные перлиты, полосчатое габбро, габбро-нориты, близкие к верлитам; 3 — конзитовые и гранат-конзитовые анфиболиты (продукты метаморфизма габбро-норитов); 4 — диопсид-анортитовые габбро, ортоанфиболиты (апогаббро, апотаббро-диопсид-анортит-плагиогранитовая формация), анортитовые и анортитовые породы, друзиты; 5 — гнейсо-габбро-нориты (гранулит-формация), анортитовые и анортитовые породы, друзиты; 6 — кварцевые диориты и гранодиориты (лигальский и конгольский комплексы — D₂); 8 — осадочные и вулканико-осадочные образования (S-D); 9 — интрузивные габбро-диабазы и их метаморфизованные разновидности (D₃), умеренных и высоких давлений; 10 — зеленосланцевая фация, 11 — эокристаллическая фация, 12 — амфиболитовая и граница между разновозрастными образованиями (а — достоверные, 6 — предполагаемые); 13 — эокристаллическая фация, 14 — граница фаций метаморфизма (а — достоверные, 6 — предполагаемые); 15 — линии тектонических контактов (а — достоверные, 6 — предполагаемые); 16 — линии надвига (а — достоверные, 6 — предполагаемые); 17 — гнейсовидность и полосчатость гипербазита; 18 — прочие аномалии: а — проявления магматизма, рудинитов и нефритов, 6 — массивы гипербазита Саум-Кеу (1), Харче-Рузь (2), Рай-Из (3), Войкаро-Сынынский (4), Хулгинский (5).

0 10 20 км

Геологические и геофизические исследования свидетельствуют, что габбро-гипербазитовые массивы в современном структурном плане Полярного Урала представляют собой пологопадающие аллохтонные пластины (часто с меланжем в основании), надвинутые на палеозойские образования западного склона Урала. Доказательства аллохтонного залегания гипербазитов подтверждаются как геологическими, так и геофизическими исследованиями. Геологическими доказательствами являются повсеместные их тектонические контакты и наличие в подошве пластин серпентинитового меланжа (Дергунов, Казак, Молдаванцев, 1975), а также обрамление массивами эвгеосинклинальных прогибов. Внутренняя структура (прототектоника) массивов во многих местах несогласна с обычно линейно-вытянутыми структурами вмещающих толщ. Мощность аллохтонных пластин в пределах офиолитового пояса Полярного Урала различна. Минимальная мощность гипербазитов характерна для северного (Хадатинского) пояса, где наиболее широко развиты антигортитизированные породы. Так, массив Сьум-Кеу, представляющий собой пологопадающую на восток пластину (под углом $30-45^\circ$), имеет мощность 1,0—1,5 км (Молдаванцев, Берлянд, Казак, 1976). Для Войкаро-Сыньинского массива рассчитанная мощность в среднем составляет 4—6 км (по другим данным 8—10), и гипербазитовая пластина наклонена на восток под углом $10-40^\circ$ (Савельева, 1973).

Офиолиты Хадатинского пояса обрамляют с запада зеленокаменные породы Щучинского синклинория, офиолиты Войкаро-Сыньинского — Войкарского. Согласно современной структурной интерпретации, они представляют краевые аллохтоны (Перфильев, Руженцев, 1973), подстилающие выпензанные крупные синклипорные структуры эвгеосинклинали и частично надвинутые на миеосинклинальные образования западного склона Урала.

Наиболее полный типовой разрез офиолитовой ассоциации обнажается в пределах крупнейшего Войкаро-Сыньинского массива. Здесь с запада на восток и снизу вверх прослеживается следующая генеральная стратиграфия: гипербазиты — габбро-амфиболиты — существенно плагиоклазовые гранитоиды — вулканогенные образования. Эти ассоциации составляют фундамент эвгеосинклинальных варисцид (Пейве и др., 1971). Нижняя часть разреза выделяется в дунит-гарцбургитовую формацию, которая надстраивается дунит-клинопироксенит-габбровой. Ранее они объединялись в габбро-перидотитовую формацию (Морковкина, 1967, и др.). Однако дунит-клинопироксенит-габбровая формация (полосчатый комплекс) обнаруживает несогласные соотношения с породами дунит-гарцбургитовой формации и отличается по составу, внутренней структуре и характеру метаморфизма. Некоторые исследователи выделяли их и раньше в качестве самостоятельных комплексов (под названием кэршорский, лагортинский, погурейский и др.). В обеих формациях широко проявились пликативные деформации, но они имеют различный структурный план. В пределах дунит-гарцбургитового комплекса полосчатость гарцбургитов очерчивает воронко- и желобообразные структуры, несогласные с линейными структурами дунит-клинопироксенит-габбрового комплекса (Савельева, 1973; Савельев, 1974, см. также гл. 3). Детальное картирование полосы, примыкающей к дунит-гарцбургитовой формации с востока, по данным А. П. Казака, обнаружило сложное складчатое строение слагающих ее пород. Вырисовываются крутонаклоненные сильно сжатые изоклинальные складки различного порядка с амплитудой 150—300 м. Эти складки, в свою очередь, осложнены многочисленными тектоническими нарушениями. В зонах стыка субмеридиональных и поперечных разломов наблюдаются складки овальной формы, напоминающие микрокупола (р. Мал. Лагорта, руч. Кэршор и др.). В западной части полосы развития пликативных структур преобладает преимущественно субширотная их ориентировка, которая почти перпендикулярна к общему суб-

меридиональному простираанию офиолитового пояса. Эти своеобразные структурные деформации, сопровождаемые явлениями перекристаллизации, метаморфизма и пластического течения, являются одной из отличительных черт пород дунит-клинопироксенит-габбровой формации. Пока нет четкого представления о природе этих своеобразных складчатых структур. Вполне возможно, что они проявились в условиях преобладающего смещения масс с востока на запад, вызванного воздействием субширотного сжатия в пределах геосинклинали. С другой стороны, это могли быть структуры течения, образовавшиеся на глубине одновременно с перекристаллизацией и метаморфизмом.

Отмеченная последовательность в распределении дунит-гарцбургитовой и дунит-клинопироксенит-габбровой формаций устойчиво сохраняется вдоль Войкарского синклинория на расстоянии около 300 км (см. рис. 1). По направлению к югу ширина полосы выходов нижнего дунит-гарцбургитового комплекса постепенно уменьшается, и он полностью выклинивается. Еще южнее выклинивается и дунит-пироксенитовая часть полосчатого комплекса. Это выклинивание определяется тем, что офиолиты слагают пакет из трех крупных и сложно построенных покровов (Хулгинский, Пайерский, Лагортинский). Нижний (и западный) Хулгинский покров сложен в основном гранатовыми и цоизитовыми амфиболитами, содержит в подошве глаукофановые сланцы, происхождение которых дискуссионно (см. гл. 3 и 4). В составе Пайерского покрова прослеживается наиболее полный разрез нижней части офиолитов — дунит-гарцбургитовый комплекс, породы полосчатой серии, а также толща (дайковая серия) диабазов и габбро-диабазов.

В юго-восточной части Войкаро-Сыньинского массива, в составе Лагортинского покрова получили развитие метабазиты амфиболитовой и отчасти эпидот-амфиболитовой фации. Среди них широко распространены плагиоклазовые амфиболиты шлирово-полосчатого сложения и реже — разности, сохранившие реликты структур гипабиссальных и вулканогенных (?) пород (диабазовых, порфировых и габброофитовых). Иногда ортоамфиболиты обнаруживают эруптивные соотношения с габброидами дунит-клинопироксенит-габбрового комплекса.

Непосредственно юго-восточнее (и структурно выше) охарактеризованного габбро-амфиболитового комплекса в западной и центральной частях Войкарского синклинория прослеживается широкая полоса диорит-тоналит-плагиогранитовой ассоциации. Они выделены в собский комплекс (Сергиевский, Молдаванцев, 1968), который тесно ассоциирует с габбро и диоритами более молодого конгорского комплекса. Гранитоиды этого комплекса часто включают различные по величине перемещенные отторженцы (скиалиты) в разной степени переработанных метабазитов, слагающих часть разреза, залегающую ниже. Подобные особенности строения комплекса могут свидетельствовать о его параавтохтонной природе. На отдельных участках можно наблюдать эруптивные соотношения лейкогранитов с метабазитами.

Строение, подобное Войкаро-Сыньинскому массиву, имеют массив Рай-Из и часть Хадатинского пояса в обрамлении Щучьинского синклинория (массив Харче-Рузь, восточная часть массива Сыум-Кеу). Во всех этих районах дунит-гарцбургитовая и дунит-пироксенит-габбровая (полосчатая) ассоциации слагают нижний структурный этаж офиолитовой ассоциации. Верхний структурный этаж сложен стратифицированными вулканогенными и вулканогенно-осадочными сериями, возраст которых соответствует ордовика или чаще силуру — нижнему девону, а также интрузивными образованиями, в число которых входят: диорит-тоналит-плагиогранитовая ассоциация (собский комплекс); габбро-гранодиорит-диоритовая (лиганопейский и конгорский комплексы соответственно в пределах Щучьинского и Войкарского синклинориев); комплекс небольших интрузий среднего и основного состава (войкарский комплекс Вой-

карского синклинория); габбро-долеритовый эреншорский комплекс в южной части Войкарского синклинория и др. Габбро и амфиболиты нижнего этажа обнажаются иногда в ядрах частных внутренних антиклиналей среди вулканитов и тоналитов и, судя по гравиметрическим данным, подстилают их.

В пределах Щучьинского синклинория тоналиты и плагиограниты собского комплекса получили подчиненное развитие и не обнаруживают столь четкой приуроченности к верхней части разреза фундамента эвгеосинклинали, которая устанавливается в Войкарском синклинории. Они распространены на незначительных по площади участках, лишь северо-восточнее горы Масло прослеживается тело плагиоклазовых гранитоидов размером $8 \times 1,5$ км. Возможно, формирование огромного батолитоидного параавтохтонного тоналит-плагиогранитового комплекса в пределах Войкарского синклинория соответствует глубокому погружению фундамента эвгеосинклинали уралид, где на фоне метаморфизма амфиболитовой фации, по мнению Ю. Е. Молдаванцева, происходила начальная стадия формирования «гранитного слоя».

Возраст собского комплекса (наиболее древнего из интрузивных) — ордовикский, как и древнейших вулканогенно-осадочных толщ зеленокаменных синклинориев. Это подтверждается определениями возраста тоналитов Войкарского синклинория по биотиту (430—440 млн. лет) и находкой их галек, как и галек гипербазитов, габбро и амфиболитов в отложениях эйфеля и живета (Волков, 1960; Лупанова, Маркин, 1964). В южнее расположенных районах Урала продукты разрушений гипербазитов, габбро и амфиболитов известны в силурийских и ордовикских отложениях, а наложенные преобразования датируются, как и в Хадатинском поясе, цифрами 440 млн. лет и более. Предположительно возраст нижнего структурного этажа разреза офиолитов можно считать доордовикским, при этом не исключено, что возраст хотя бы части гипербазитов и габбро (в западном контакте Войкаро-Сыньинского массива и в массиве Сыум-Кеу) докембрийский.

Это подтверждается сложным строением указанных частей офиолитового пояса, наличием метагаббро и эклогитоподобных пород, отличающихся по составу от «восточных» габбро Войкаро-Сыньинского массива, древними цифрами абсолютного возраста метагаббро малыкского комплекса в массиве Сыум-Кеу и широким развитием метаморфических пород дискуссионного возраста (включая эклогиты и глаукофановые сланцы) вдоль западных контактов Войкаро-Сыньинского и Сыум-Кеуского массивов. В западном обрамлении Войкаро-Сыньинского массива метаморфизованные габбро и метаморфические сланцы входят в состав западного Хулгинского покрова, а также Молдшорской параавтохтонной пластины, подстилающей Хулгинский покров, но возраст этих метаморфических пород дискуссионный (см. гл. 3 и 4).

Более определенно древний возраст метагаббро и метаморфических пород устанавливается в Хадатинском поясе и западнее его. В этом поясе, обрамляющем Щучьинский синклинорий, выделяется малыкский комплекс габбро-гнейсов и гнейсовидных габбро-поритов, который еще Н. П. Херасковым был отнесен к докембрийским образованиям. Определения К-Аг методом подтверждают это предположение (табл. 1).

Судя по геологическим и геофизическим данным, малыкский комплекс гнейсо-габбро-поритов представляет собой часть фундамента Щучьинского синклинория, а гипербазиты Сыум-Кеу, возможно, надвинуты на этот габбровый «фундамент». Следовательно, гипербазиты Сыум-Кеу и гнейсо-габбро-пориты малыкского комплекса могут оказаться разновозрастными образованиями. Площадь Малыкского массива, по данным геофизики (Молдаванцев, Берлянд, Казак, 1976), около 2000 км², в то время как обнаженная его часть составляет только 800 км². Возраст малыкского комплекса до настоящего времени является дискуссионным; так как вза-

Абсолютный возраст офиолитов и ассоциирующихся с ними пород Полярного Урала

Образец	Минерал	Место взятия образца	Содержание, К%	Ag ¹⁰⁰ , мг/год	Ag ¹⁰⁰ /K ¹⁰⁰	Возраст, млн. лет	Лаборатория; № анализа; литературный источник
530A/1	Роговая обманка из биотит-гиперстен-роговообманкового кварцевого диорита	Правый берег р. Хулга	0,79	1,11	—	345	РИ АН СССР; 1944
530A/2	Биотит из биотит-роговообманкового кварцевого диорита	То же	1,19	1,92	—	380	РИ АН СССР; 1944
2056	Биотит из биотит-роговообманкового тоналита	Р. Собь, ст. Подгорная	6,14	—	0,0275	436	УФ АН СССР; А485
149-Б	Биотит из биотитового тоналита	Р. Колоколын, вблизи устья	4,91	9,46	—	440	РИ АН СССР; 1946
47/73	Гранатовый амфиболит из западной зоны Войкаро-Сымынского массива	Р. Мокрая Сыя	0,24	8,63	0,0295	467±15	ВСЕГЕИ Министрства геологии СССР

Войкаро-Сымынский массив и соборный комплекс

Гипербазитовый массив Рай-Из

К-2Щ	Рубинсодержащий метасоматит среди дунитов	Массив Рай-Из, р. Макар-Ручь	0,91	22,2	0,0201	330±7	То же
6194	Гранитный пегматит среди габброидов	Южнее массива Рай-Из	3,92	106	0,0228	370±10	ВСЕГЕИ
6178	Амфиболовое габбро, секущее энстагиты	Массив Рай-Из, зона наложенного метаморфизма	0,37	13,0	0,0288	457±8	»

Марунгеуский эклогит-гнейсо-мigmatитовый комплекс

157/53	Мусковит из кварц-мусковитовой жилы в эклогитах	Марун-Кей	7,42±005	275±42	82—85	500±25	Башкирский ФАН СССР; Гарисс, 1964 г.
471/414	Биотит из мигматизированного гранодиорита	Верховье р. Ингар-Нео-Шор	8,0±006	328±5	—	525±20	То же

280	Карнитин из эклогитов	Слюдяная горка	0,47±0,04	23,4±0,05	—	615±60	»
65/11	»	Гора Рыжая	0,63±00,5	32,4±0,60	—	635±60	»
400/151	Мигматит (порода)	Р. Нягар-Нео-Шор	2,04(2)	0,0841	—	814	»
287/105	»	Слюдяная горка	6,86	0,2195	—	671	»
206/73	Перидотит (порода)	Гора Рыжая	0,12	8,0±0,3	—	800	Афанасьев, 1966 г.
351/136	Оливиновое габбро (порода)	Слюдяная горка	0,11	5,9±0,5	—	600	»
327/123	Клиновидный эклогит	Гора Рыжая	0,25	11,0±0,4	—	550	»

Малинский гнейсо-габбро-норитовый комплекс

133/73	Гранатовый амфиболит (порода)	Р. Малико	0,10	3,61	0,0295	468±24	ВСЕГЕИ Министрства геологии СССР
256/73	Амфиболитизированный гнейсо-габбро-норит	Правый берег р. Малико	0,82	6,88	0,0688	951±27	То же
257/73	Цонгитизированный гнейсо-габбро-норит	Р. Малико	0,82	7,67	0,0766	1035±80	»
259/73	Именованный габбро-норит	»	—	1,36	0,112	1350	»

Примечание. Образцы 530A/1, 530A/2 — данные Г. Н. Савельевой, 2056 — Ю. Е. Молдавцева, 149-Б — И. Б. Грановича, 47/73, 133/73, 256/73, 257/73, 259/73 — А. П. Казана, К-2Щ, 6194, 6178 — С. В. Щербаковой, 157/53, 471/414, 280 65/11, 400/151, 287/105, 206/73, 351/136, 327/123 — Н. Г. Удовинной.
Константы распада: $\lambda_K = 5,57 \cdot 10^{-10}$ лет, $\lambda_D = 4,72 \cdot 10^{-10}$ лет.

и соотношения с окружающими его на севере осадочно-вулканогенными образованиями сядайской свиты не вполне отчетливы. В пределах малыкского комплекса по петрографическим данным достаточно определенно устанавливается многоэтапность и длительная история позднейшей метаморфической эволюции исходных гнейсо-габбро-норитов, выразившейся в глубинном их диафторезе (регрессивной последовательности) в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации.

Непосредственно западнее Хадатинского (Сыум-Кеусского) гипербазитового пояса относительно более широко (по сравнению с обрамлением Войкаро-Сыньинского массива) распространены и метаморфические образования альбит-эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой и эклогитовой фаций (фациальные серии умеренных и высоких давлений), слагающие здесь сложно построенную блоково-чешуйчатую структуру хр. Марун-Кеу и соответствующие эклогит-гнейсо-мigmatитовой формации. Возраст субстрата метаморфитов, по мнению ряда исследователей, доордовикский (позднепротерозойский). По последним данным, возраст пород марункеуского метаморфического комплекса дорифейский (нижнепротерозойский) по аналогии с другими метаморфическими комплексами Урала и Балтийского щита. Возраст эклогитов, по данным Н. Г. Удовкиной (1966, 1971), 650—850 млн. лет, и в последнее время получена цифра 1500 млн. лет. Возраст амфиболитованных габбро-гнейсов малыкского комплекса 1035—1350 млн. лет (см. табл. 1). Стратиграфически выше гнейсо-мigmatитовой толщи хр. Марун-Кеу, так же как и южнее — в пределах харбейского метаморфического комплекса, залегают гнейсо-амфиболитовая (или ханмейхойская свита) и высокоглиноземистая толщи (париквасьшорская свита), метаморфизованные соответственно в условиях амфиболитовой и дистен-мусковитовой фаций. Общая схема сопоставления метаморфизованных толщ приведена в табл. 2. Возраст многих из этих толщ дискуссионен, однако, по нашему мнению, имеются бесспорные палеонтологические доказательства среднего дорифейского возраста немурюганской и щекурьинской свит, сопоставимых с саткинской свитой бурзянской серии Южного Урала (Салоп, 1973). В обеих свитах найдены руководящие формы *Miron-davia magna* Vol. Кроме того, в парапородах и мигматитах в марункеуском комплексе выполнены многочисленные определения абсолютного возраста, показывающие рифейский возраст одного из этапов регионального метаморфизма.

На западе дорифейские метаморфические образования обычно тектонически контактируют с рифейскими вулканогенно-осадочными толщами няровейской и немурюганской свит, испытавшими метаморфизм от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фации. В северной части антиклинальной структуры хр. Марун-Кеу появляются альбит-эпидот-глаукофановые сланцы с пачками кварцитовых сланцев (Добрецов, 1974а). В пределах рассматриваемого метаморфического пояса (западнее гипербазитов Хадатинского пояса) широко проявлены более поздние наложенные процессы гранитизации (Молдаванцев, 1971).

Таким образом, строение метаморфического пояса, вмещающего гипербазитовые массивы, оказывается достаточно сложным и, по-видимому, полиметаморфическим. Практически все метаморфизованные породы являются доордовикскими. В частности, галька наиболее специфических пород — сланцев с голубым амфиболом (по данным О. А. Кондияйн и А. Г. Кондияйн) — найдена в базальных конгломератах нижнего ордовика в районе горы Саурея к северо-западу от Марун-Кеу. Имеются древние цифры абсолютного возраста, но большинство K — Ar определений соответствует силуре.

Аналогичные метаморфические ассоциации распространены к западу от Войкаро-Сыньинского офиолитового пояса, где они слагают отдельные чешуи или нижние периферические части крупных пластин. Кроме того, они развиты среди автохтонных образований многоэпиклинали, в ча-

Таблица 2

Метаморфические образования Полярного и Приполярного Урала

Возраст	Осадочные и метаморфические образования	Полярный Урал (свита)	Приполярный Урал (свита)	Габброидная формация офиолитовой ассоциации
Палеозой (ордовик)		Молодишорская, грубенская, погурейская, машинярская	Тельюсская	Дунит-верлит-клино-пироксенит-габбровая
Венд — кембрий		Байдартская	Саблегорская	
Рифей	Вулканогенная (с кислыми метавулканитами)	Бетамельская, енгипайская	Саблегорская, морошинская, хобейнская	Дунит-небстерит-метаббро-норитовая и метаофиолитовая формации
	Сланцевая	Хуутинская (орангская)	Пуйвинская	
	Терригенно-карбонатная	Немурюганская	Щекурьинская	
	Терригенно-сланцевая, вулканогенная	Пирюейская	Маньхобейнская	
	Дистен-сланцевая	Париквасьшорская	Нюртауская	
Дорифей	Гнейсо-амфиболитовая	Ханмейхойская харбейского антиклинория	Пинколайшорская	
		Верхний марункеуский комплекс		
	Гнейсо-мigmatитовая эклогитовая	Нижний марункеуский комплекс		

стности, между массивами Рай-Из и Войкаро-Сыньинским и между Рай-Изом и Хадатинским поясом в ядре Харбейского антиклинория.

Метаморфиты в обрамлении офиолитовых поясов представлены различными порфиритоидами основного состава, кристаллическими и глаукофановыми сланцами, амфиболитами, гнейсами, эклогитоподобными породами и эклогитами (Молдаванцев, Перфильев, 1962; Добрецов, Пономарева, 1965; Молдаванцев, 1969, 1972, 1973).

В пределах офиолитовых поясов Севера Урала устанавливается многоэтапность и интенсивность в проявлении регионального метаморфизма. Вырисовывается метаморфическая зональность, которая в пространстве совпадает с определенными структурами и формациями офиолитовой ассоциации, однако трактовка взаимоотношения разных зон (комплексов) остается дискуссионной (Кельман и др., 1973; Добрецов, 1974б).

В самой западной части Войкаро-Сыньинского офиолитового пояса фиксируются породы метаморфических фаций высоких давлений (гранатовые амфиболиты, эклогитоподобные породы, эклогиты, жадеититы и др.). В непосредственной близости к гипербазитам и вмещающим породам (эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций) отмечаются участки синкинематической плаггиомigmatизации (реки Мокрая Сыня, Мал. Лагорта).

Исходным субстратом для рассматриваемых метаморфитов явились осадочные и изверженные горные породы (спилиты, диабазы, базальтовые порфириты, их туфы, габбро-диабазы и габбро-пориты) ордовикского и (или) докембрийского возраста. Однако в отличие от обрамления Хадатинского пояса бесспорные доказательства докембрийского возраста метаморфитов отсутствуют. Абсолютный возраст одного из этапов метаморфизма по слюдам 430—446 млн. лет. Характерные особенности горных пород, выразившиеся в линейной и планпараллельной ориентировке метаморфических минералов, спиралевидном расположении включений в порфиробластах, тонкопослойном (полосчатом) метаморфогенном перераспределении минеральных компонентов, разномасштабном тектоническом разлиновании и в развитии сжатых изоклинальных складок, указывают на интенсивные стрессовые напряжения, синкинематическую кристаллизацию и повышение степени пластичности.

В Харбейском антиклинории структурные соотношения и возраст метаморфических пород трактуются различно (Молдаванцев, Перфильев, 1962; Молдаванцев, 1971; Кейльман и др., 1973). По последним данным подтверждается наиболее ранняя точка зрения Н. П. Хераскова и других о докембрийском возрасте амфиболитов и гнейсов ханмейхойской и кристаллических сланцев париквасьшорской (харбейской) свиты, при этом ханмейхойская свита предполагается более древней, доверхнепротерозойской (Кейльман и др., 1973), как и марункеуский комплекс к западу от Хадатинского пояса.

Подробнее вопросы происхождения метаморфического пояса и возможность выделения разновозрастных офиолитов на Полярном Урале обсуждены в заключительной части главы 4. Здесь мы можем констатировать, что офиолиты Полярного Урала принимают участие в двух типах структурных и петрогенетических ассоциаций. Большая часть офиолитов Войкаро-Сыньинского и Хадатинского поясов образует относительно хорошо стратифицированную последовательность и подстилает зеленокаменные ордовик-нижнедевонские зеленокаменные прогибы Войкарского и Щучьинского синклинориев. Другая (западная) часть офиолитов находится в сложных структурных соотношениях, отличается по составу и ассоциирует с метаморфическими толщами, которые хотя бы частично (марункеуский и харбейский комплексы) представляют фундамент палеозойской микгеосинклинали западного склона Урала. Именно здесь прослеживается эклогит-глаукофан-сланцевая ассоциация (пояс), происхождение которой дискуссионно (см. гл. 4).

Глава 2

ХАДАТИНСКИЙ ОФИОЛИТОВЫЙ ПОЯС

Хадатинский гипербазитовый пояс — самый северный пояс на Полярном Урале. По направлению с юга на север могут быть названы массивы: Харче-Рузь, Сыум-Кеу, Пусь-Ерка и Няро-Пэ, а также группа относительно небольших массивов в районе оз. Байто (бассейн р. Большая Щучья). Общая протяженность Хадатинского пояса гипербазитов около 75 км. Ниже рассмотрены особенности геологического строения габбро-гипербазитовых массивов Сыум-Кеу и Харче-Рузь.

МАССИВ СЫУМ-КЕУ

Массив Сыум-Кеу имеет в плане неправильно, трапецеидальные очертания и вытянут в меридиональном направлении почти на 25 км при ширине около 10—12 км (рис. 2).

Характерной чертой орографии массива Сыум-Кеу, как и ряда других гипербазитовых массивов Полярного Урала, является его хорошо выраженная платообразная форма. Наибольшие высоты массива (абс. отм. 1017; 932,0 м и др.) расположены в западной его части. К востоку массив постепенно понижается и незаметно переходит в увалистую зону предгорий правобережья р. Большая Щучья. Непосредственно к западу от гипербазитового массива Сыум-Кеу развиты рифейские метаморфические образования, относимые к няровейской свите*. В их составе преобладают альбитовые, цонзитовые и гранатсодержащие амфиболиты с характерными округлыми порфиробластами альбита и граната (часто нацело хлоритизированного). Среди альбитовых амфиболитов встречаются пачки (до 10—12 м) слюдяно-графитоидно-кварцевых сланцев, а также ассоциирующих с ними кварцитовидных биотит-альбитовых гнейсов с гранатом.

В более северной части массива Сыум-Кеу (в бассейне р. Большая Щучья) среди метаморфических пород преобладают глаукофановые сланцы, «очковые» альбитовые амфиболиты и эклогиты.

Вся толща перечисленных горных пород интенсивно смята в асимметричные складки, осложненные микроскладчатостью. Общее простирание складок северо-западное (340—350°), близкое к меридиональному, углы падения 45—50° и более.

Непосредственно южнее гипербазитового массива Сыум-Кеу развиты полосчатые эпидот-цонзитовые амфиболиты (няровейской свиты), узкая полоса которых (до 2,5 км) отделяет массив от выступающего южнее массива Харче-Рузь.

* Во многих предыдущих работах (Г. В. Шмакова и др.; Ю. Е. Молдаванцев, 1969—1972 гг., см.: Добрецов, 1974а, с. 209, 210) метаморфические породы объединялись в зональный марункеуский комплекс, а няровейской свитой назывались слабо метаморфизованные сланцы, относимые теперь к хуутинской свите, см. табл. 2. (Прим. ред.).

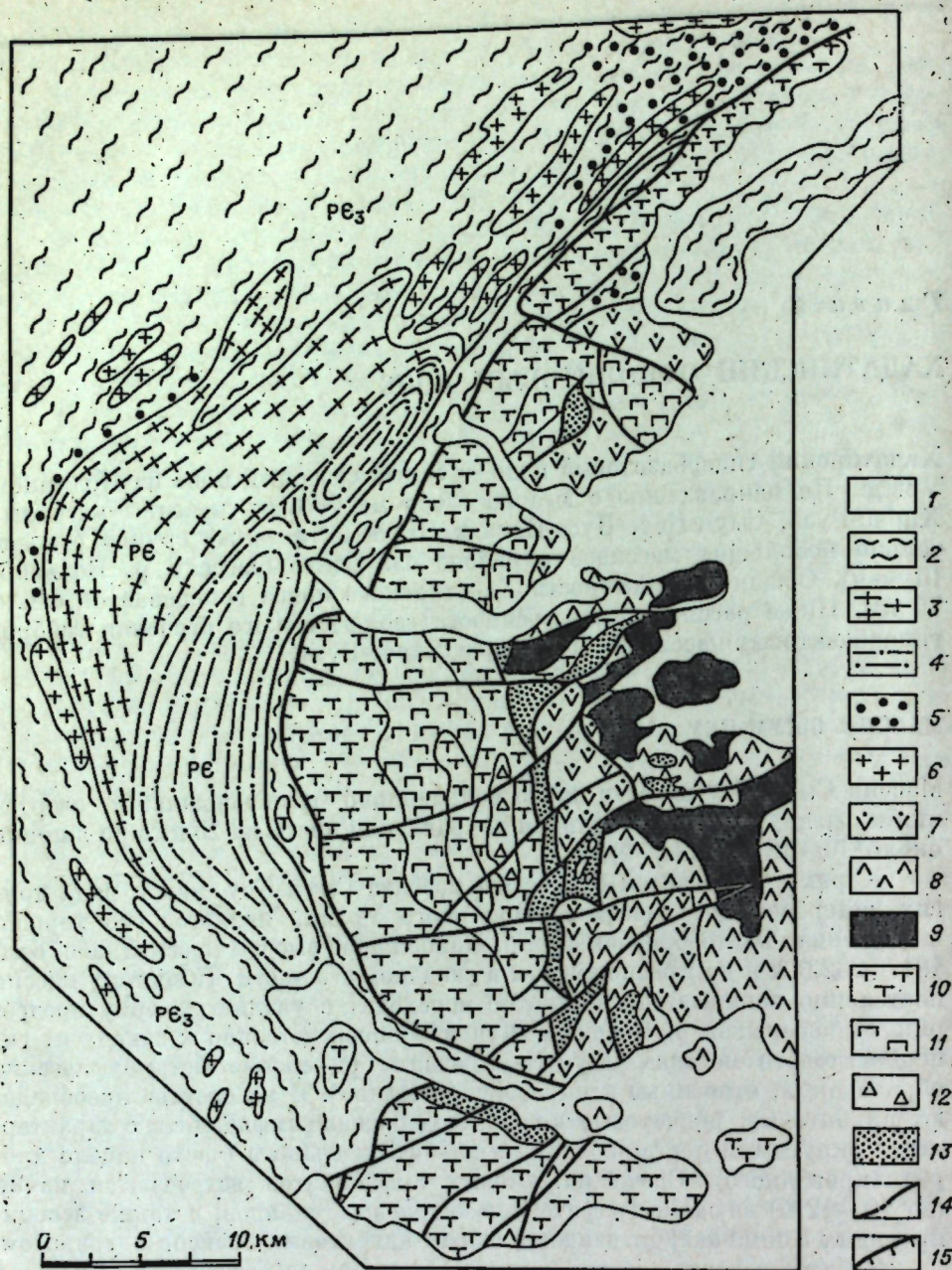


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Сыумкеуского гипербазитового массива. 1 — четвертичные отложения; 2 — пироевская серия; аповулканогенные зеленые сланцы, графитоидно-кварцевые сланцы, порфиритонды, альбит-эпидот-глаукофановые сланцы, 3 — амфиболиты, переслаивающиеся со слюдяными гнейсами; 4 — эклогиты среди биотитовых парagneйсов; 5 — область максимального распространения глаукофановых сланцев; 6 — гранитоидные породы; 7 — гранат-диопсидовые амфиболиты (апогаббро-норитовые); 8 — диопсид-амфиболовые (апогаббро-норитовые) породы; 9 — двупроксеновые гнейсовидные габбро-нориты; 10 — гарцбургиты, частично антигоритизированные, включающие жилкообразные тела дунитов; 11 — мелкозернистые гарцбургиты и дуниты; 12 — дуниты; 13 — клинопироксениты и перлиты с телами шпинельсодержащих вебстеритов; 14 — разрывные нарушения; 15 — линия надвига.

На востоке гипербазиты массива Сыум-Кеу контактируют с образованиями малыкского комплекса, представленного габбро-норитами и продуктами их метаморфического преобразования — гранат-диопсид-амфиболовыми и диопсид-амфиболовыми породами (амфиболитами).

Характер контакта и его очертания здесь намного сложнее, чем на западе.

Характер контактов массива с вмещающими породами

Западный контакт гипербазитового массива Сыум-Кеу с вмещающими породами изучался в ряде участков западного склона его от оз. Байто на севере до юго-западной оконечности по правобережью руч. Харче-Рузь. Геологическое строение южного участка западного контакта гипербазитов с вмещающими толщами изображено на рис. 3. Непосредственно к западу от массива Сыум-Кеу развиты метаморфические породы пироевской свиты верхнего протерозоя, образующие узкую полосу, вытянутую в субмеридиональном направлении почти на 50 км. Здесь породы пироевской свиты по характеру и степени метаморфизма могут быть подразделены на две подзоны, границей между которыми является крупный разлом или крутой надвиг. В зоне разлома к северу от оз. Инги-Лор развиты тела разгнейсованных метасоматических гранитов и микроклинизированных мусковит-альбитовых сланцев, где мощность прослоев гранитоидов составляет от нескольких метров до 10—12 м.

К югу от оз. Инги-Лор среди альбитовых амфиболитов обнажается линзовидное тело антигоритизированных гарцбургитов, прослеженное в меридиональном направлении на 800 м. Ширина его в плане 350 м. Энстатит, обычно куммингтонизированный, находится в сближенных субпараллельных плоскостях и обуславливает гнейсовидное сложение породы. Кроме того, наблюдается чередование полос гарцбургита и дунита. Ширина последних 30—40 см (реже 60 см и более). Простирание гнейсовидности и полосчатости выдержанное северо-западное (340°), падение юго-западное под углами $50-60^\circ$ и более. В крайних западных и юго-западных выходах обнажаются интенсивно рассланцованные и антигоритизированные гипербазиты. Простирание сланцеватости в них СЗ $320-340^\circ$, падение крутое на СВ до вертикального. Контакты гипербазитов с амфиболитами скрыты от наблюдения.

К югу от охарактеризованного тела гипербазитов среди сильно перемятых диопсидовых амфиболитов и графитоидно-кварцевых сланцев встречены различные по величине линзовидные тела (будины?) амфиболитизированных эклогитов, неотличимых от тех же пород, развитых западнее в составе эклогит-амфиболит-гнейсового марункеуского метаморфического комплекса. Такие же тела (блоки, будины) эклогитов распространены повсеместно в подошве гипербазитового массива Сыум-Кеу (реки Красный Урал, Герд-Из, Большая Хадата, руч. Инги-Лор и др.).

Небольшие тела серпентинизированных гипербазитов, а также интенсивно тектонически переработанные метаморфические образования, прослеживающиеся также севернее и северо-восточнее оз. Инги-Лор, трассируют таким образом крупное тектоническое нарушение в обрамлении гипербазитового массива Сыум-Кеу. Сильно переработанное тело гипербазитов, превращенное в листоватые серпентиниты (серпентинитовые сланцы), обнажается в обрыве правого борта руч. Инги-Лор к югу от одноименного озера. Здесь встречен блок (50×300 м) эклогитов среди сильно дислоцированных графитоидных сланцев.

Породы пироевской свиты, развитые в западной зоне, представлены диопсидовыми, эпидот-диопсидовыми, гранатовыми амфиболитами с прослоями графитоидных, мусковит-биотит-гранатовых кристаллических сланцев и кварцитов (с гранатом). Все породы смяты в довольно крупные изоклиналильные складки (амплитудой 15—20 м) с погружением оси шарниров на юго-восток. Среди гранатовых амфиболитов вблизи разлома встречаются эклогитовые породы, сложенные гранатом, омфацитом, керсутитом, баррунзитом и рутилом. Породы западной пироевской свиты имеют тектонический контакт с марункеуским гнейсо-метаморфическим комплексом, четко выраженный полосой бластомпланитов. Углы падения пород пироевской свиты $60-65^\circ$ на запад-юго-запад под гнейсы Марун-Кеу.

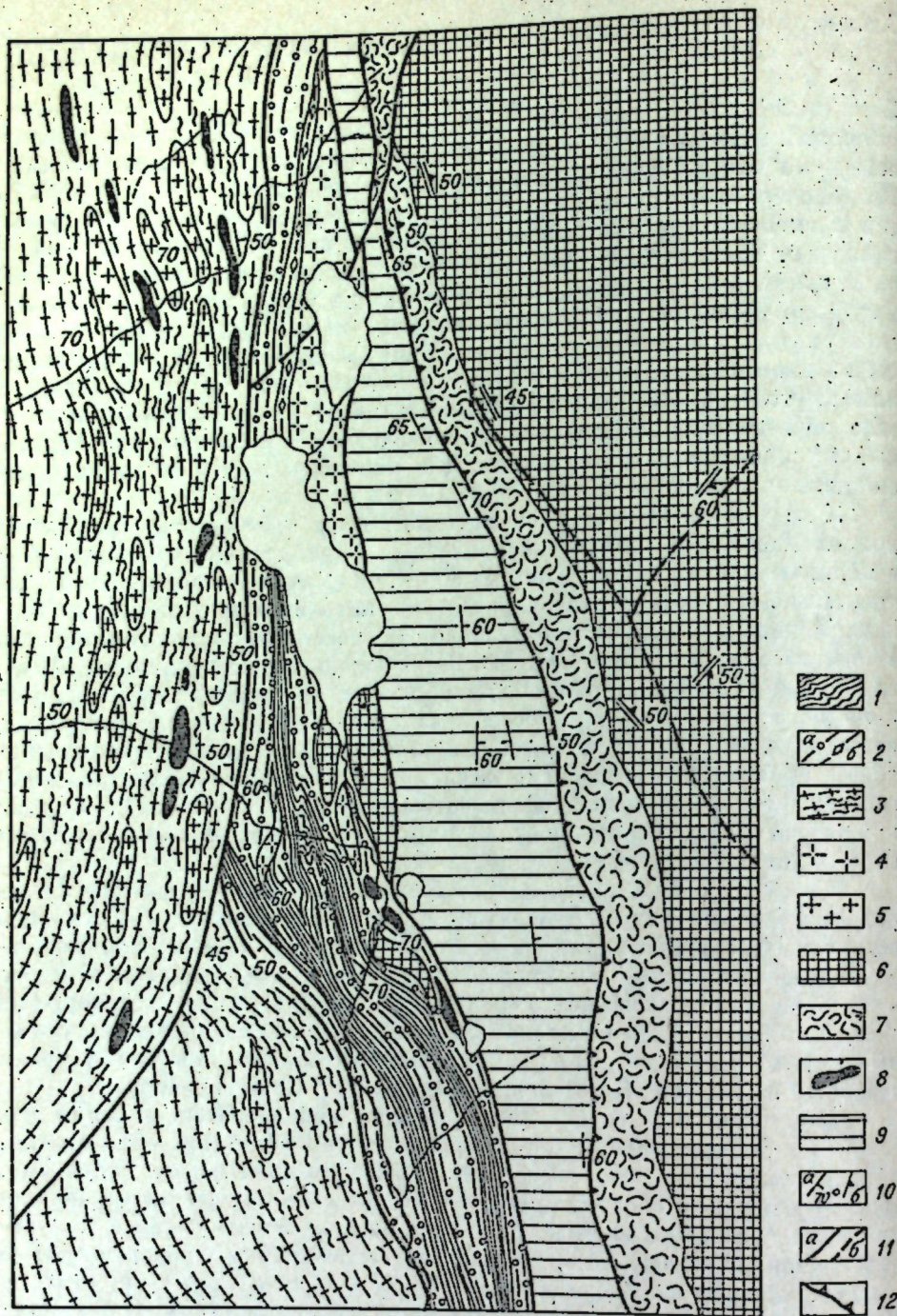


Рис. 3. Схематическая геологическая карта юго-западной части гипербазитового массива Сым-Кеу на широте оз. Инги-Лор.

1 — кварцево-графитистые сланцы; 2 — амфиболиты (а — гранатовые, б — цолиновые); 3 — биотитовые гнейсы, частично мигматизированные; 4 — микроклиновые граниты; 5 — плагиоклазовые граниты; 6 — антигортитизированные гарцбургиты; 7 — серпентиниты; 8 — эглогиты; 9 — альбит-хлоритовые сланцы (диафториты); 10 — элементы залегания (а — сланцеватости, б — гнейсовидности и полосчатости гипербазитов); 11 — разрывные нарушения (а — установленные, б — предполагаемые); 12 — линия надвига.

Для восточной подзоны, примыкающей к гипербазитовому массиву, характерно широкое развитие диафторитов, представленных альбитовыми амфиболитами, амфиболитовыми сланцами с характерными округлыми порфиروбластами альбита и реже хлоритизированного (реликтового) граната и глаукофана. В этой зоне среди альбитовых амфиболитов также

встречаются пачки (до 10—12 м) слюдяно-графитоидно-кварцевых сланцев, а также ассоциирующих с ними кварцитовидных биотит-альбитовых гнейсов. Непосредственные взаимоотношения гипербазитов с образованиями ияровейской свиты можно наблюдать к востоку и юго-востоку от оз. Инги-Лор в бортах многочисленных временных протоков западного склона массива.

В нижней части склона здесь преобладают сильно рассланцованные, хлоритизированные и карбонатизированные альбитовые амфиболиты. В контакте с гипербазитами они превращены в светло-зеленые с шелковистым оттенком альбит-хлоритовые сланцы, содержащие переменные количества амфибола, карбоната и минералов группы эпидот-допзита. Диафториты по альбитовым амфиболитам прослеживаются почти непрерывно вдоль западного края массива в виде полосы шириной в 1,5—2 км.

Среди альбит-хлоритовых сланцев в нижней части склона встречаются пачки графитоидно-слюдяно-кварцитовидных сланцев и кварцево-слюдяно-альбитовых гнейсов мощностью 50—100 м. Простираание пород несколько изменчиво в пределах СЗ 330—360°, падение на СВ 55—70°. Порода пронизаны согласными обычно маломощными прожилками и жилами кварца иногда с карбонатом и эпидотом. Встречаются и крупные жилы (до 2,5—3 м), сложенные гранатом (гроссулар-андрадитового состава), эпидотом и магнетитом.

Выше по склону пачки графитоидно-слюдяно-кварцитовидных сланцев, уменьшаясь в мощности, постепенно выклиниваются. Коренные выходы вмещающих пород заканчиваются сильно смятыми и сплюснутыми альбит-хлоритовыми сланцами без каких-либо контактовых воздействий. На контакте с гипербазитами можно наблюдать изоклинальные стоячие (с амплитудой между крыльями до 2,5 м) и реже лежащие складки (с амплитудой 1,2—1,5 м). Здесь же встречаются многочисленные складки волочения, свидетельствующие об интенсивных тектонических перемещениях вышележащих гипербазитов.

От выступающих выше по склону коренных выходов озмеевкованных гипербазитов амфиболовые сланцы обычно отделены полосой серпентинитов шириной от 20 до 100 м. В глыбовых развалах среди них встречаются шпильеры густовкрапленного хромита мощностью до 10—15 см и протяженностью до 1,2 м. В непосредственной близости от контакта с альбит-хлоритовыми сланцами имеются выходы брекчиевидных и интенсивно разлинзованных антигортитовых серпентинитов с многочисленными зеркалами и бороздами скольжения. Ориентировка глыб серпентинитов совпадает главным образом с общим субмеридиональным простираанием контакта гипербазитов. Они также сильно смяты в сложные асимметричные складки, разлинзованы в субмеридиональном направлении и круто падают на восток. В контакте по амфиболиту участками развивается хлорит-актинолитовая порода. По трещинкам отдельности озмеевкованных гипербазитов обнаружены жилки зеленовато-серой крупночешуйчатой породы существенно хлоритового состава. Такие образования повсеместны вдоль контакта с гипербазитами. Липзовидное включение хлоритизированного амфиболита (50—70 м) встречено среди серпентинизированных гипербазитов краевой части массива к востоку от оз. Инги-Лор. Вероятно, глыбы амфиболовых сланцев среди разлинзованных серпентинитов свидетельствуют о наличии слабо выраженного меланжа.

Несколько в стороне от контакта (200—300 м) гипербазиты представлены в основном в различной степени антигортитизированными разностями гарцбургитов, содержащими псевдоморфозы куммингтонита (?) по энстатиту, а также оливин-антигортитовыми (апогарцбургитовыми) породами сланцеватого сложения типа войкаритов, описанных ниже в Войкаро-Сыныинском массиве. Для них характерна зеленовато-серая, оранжево-бурая и иногда белесая корка выветривания. С различной степенью совершенства выражена планпараллельная ориентировка антигортита

(гнейсовидность), обуславливающая господствующую отдельность пород, переходящую в сланцеватость. Падение гнейсовидности преимущественно в восточных румбах под углами от 10—20 до 40—60°, реже более крутое. Изменчивость элементов залегания в пределах одного обнажения или ряда сближенных выходов позволяет говорить о своего рода пликативной дислоцированности антигоритизированных гипербазитов.

Западный контакт массива Сыум-Кеу заметно выражен в рельефе перегибом профиля склона, более крутого в верхней части, сложенной гипербазитами, и пологого в нижней, где обнажаются хлоритизированные гипербазитами, и пологого в нижней, где обнажаются хлоритизированные гипербазитами, а также графитово-кварц-и рассланцованные альбитовые амфиболиты, а также графитово-кварц-и рассланцованные альбитовые амфиболиты. При этом линия контакта плавно огibaет массив, при-мерно следуя в плане горизонталям рельефа и тем самым подчеркивая от-носительно пологий характер поверхности контакта или подошвы гипер-базитового массива. Этот вывод подтверждается геофизическими данными (Молдаванцев, Берлянд, Казак, 1976).

Выводы, которые можно сделать из приведенных выше сведений, относящихся к западному ограничению массива, сводятся к следующему. Западный контакт гипербазитов с метаморфическими образованиями няровейской свиты тектонический надвигового характера. Поверхность контакта, исходя из соотношения ее с рельефом и геофизических данных, полого (40—45°) погружается в восточном направлении. Тектонические нарушения типа надвигов, фиксируемые мелкими телами гипербазитов, участками разлинования и будинажа метаморфических горных пород, прослеживаются и в пределах западного обрамления массива.

Соотношения гипербазитов с вмещающими образованиями в южной оконечности массива можно наблюдать по правобережью руч. Харче-Ружь. Здесь в нижней части склона массива обнажаются рассланцованные мелкозернистые плагиоклазовые амфиболиты, обильно инъецированные по сланцеватости гранитовым материалом. Выше по склону мелкозерни-стые амфиболиты сменяются среднезернистыми массивными и рассланцо-ванными цоизитовыми амфиболитами. Простираение сланцеватости и господствующей отдельности в амфиболитах ЮВ 100°, падение крутое на север-северо-восток до вертикального. Вслед за цоизитовыми амфиболи-тами в россыпи появляются озмеевикованные гарцбургиты. Для них очень характерна поздреватая и шероховатая с поверхности красновато-бурая корочка выветривания. Господствующая отдельность в гарцбургитах совпадает со сланцеватостью вмещающих амфиболитов. В полосе контак-та в россыпи наблюдаются скопления глыб среднезернистого амфиболитиз-рованного клинопироксена.

К юго-востоку от описываемых выходов непосредственный контакт гипербазитов массива с вмещающими породами (цоизитовыми амфиболи-тами) скрыт от наблюдения. Однако он хорошо прослеживается по смене цвета россыпей даже на расстоянии. Оранжево-бурые гипербазиты сме-няются в основании склона темными амфиболитами. Простираение контак-та ЮВ 110°.

Южный склон массива Сыум-Кеу орографически расчленен значи-тельно лучше западного. В верхнюю его часть врезаны небольшие карео-образные ниши, из которых берут начало ручьи, впадающие в группу озер Харче-Лор. В скалистых ущельях ручьев можно наблюдать особенности строения этой части массива.

Основная масса гипербазитов южного склона массива представлена серпентинизированными гарцбургитами линзовидно (шпирово)-полос-чатого и иногда тонкослоистого или очкового сложения. Планпараллель-ная текстура обусловлена чередованием участков (полос) относительно слабо серпентинизированных пород с участками (полосами) той же поро-ды, но в большей степени серпентинизированной. Серпентин, представ-ленный чешуйчатой разновидностью антигорита, образует ту характер-ную поздреватую и шероховатую с поверхности корочку выветривания,

которая отмечена выше. Полосы антигоритизированных гарцбургитов шириной, как правило, не более 10—15 см нередко плохо выдержаны и часто выклиниваются. По облику рассматриваемые породы неотличимы от бластомилонитов линзовидного, слоистого и отчасти очкового сложения. Иногда отдельные полосы содержат шпирь хромита мощностью до 3—4 см. Главная система трещин отдельности в породе совпадает с раз-витой в ней полосчатостью.

По элементам залегания планпараллельных текстур гипербазитов в юго-западной части массива вырисовывается как бы антиклиналь-ный перегиб (антиформа) юго-восточного, близкого к широтному, прос-тирания.

К юго-востоку от охарактеризованного разреза полосчатость анти-горитизированных гарцбургитов сохраняет выдержанное юго-восточное (ЮВ 100°) простираение и падает на северо-восток под углами 35—60° (иногда 15—20°). Вблизи юго-восточной оконечности массива она еще более уклоняется к северо-востоку под углами 55—60° и иногда обнару-живает юго-восточное падение под углом около 40°.

Системе трещин, совпадающей с полосчатостью, следуют многочис-ленные жилки клинопироксена мощностью от нескольких миллиметров до 4—5 см. Жилки сложены среднезернистым клинопироксеном, но иногда размеры зерен достигают в них 1—2 см в поперечнике. Около бо-лее мощных жилок часто можно наблюдать сеть мелких и мельчайших. Последние по простираению иногда переходят в цепочки отдельных зерен клинопироксена.

Другая система трещин отдельности перпендикулярна к полосчатос-ти и к первой (господствующей) системе. Она простирается в меридиональ-ном, а также в близком к нему северо-восточном направлении (СВ 10—30°) и круто падает на запад-северо-запад до вертикального. Этой системе трещин следуют жилки клинопироксена, достигающие иногда мощности 60—70 см. В дунитах развиты также и другие многочисленные, но менее выдержанные системы трещин. Вдоль них обычно следуют более поздние тонкие жилки змеевика, налеты белого эмалевидного магнезита. Система трещин отдельности часто разбивает гипербазиты на глыбы правильной параллелепипедальной формы.

Очевидно, охарактеризованный тип вторичной полосчатости связан с проявлением интенсивных сквозных дифференцированных тектониче-ских деформаций, захвативших значительные по объему массы гипер-базитов. Исходя из минерального состава и структурно-текстурных осо-бенностей образовавшихся при этом горных пород, можно допустить, что эти синкинематические деформации, происходившие в термодинами-ческих условиях зеленосланцевой ступени метаморфизма, вызвали ре-грессивную бластомилонитизацию гипербазитов (главным образом гарц-бургитов). Они привели к образованию своего рода апогипербазитовых кристаллических сланцев в основном оливин-антигоритового состава.

Интересные соотношения гипербазитов с вмещающими породами, трактуемые как интрузивные, зафиксированы по данным В. Н. Охотнико-ва и др., 1970 г., И. Е. Кузнецова и др., 1971 г., в северной части рас-считываемого пояса в районе горы Няро-Пэ. Здесь, на северо-восточном склоне массива Няро-Пэ, как среди серпентинитов приконтактной его части, так и в некотором удалении от них в гарцбургитах встречены блоки или «ксенолиты» (Охотников, 1975) полосчатых эпидот-цоизитовых, а так-же плагиоклазовых амфиболитов, иногда тонко инъецированных плагио-аплитами. Размеры включений в плане 7—10×15—20 м. По составу они идентичны метабазитам, развитым непосредственно к северу от гиперба-зитов, где, кроме того, встречены также гранатсодержащие разности ам-фиболитов.

Важно отметить соответствие элементов залегания полосчатости ам-фиболитов (аз. простираения 140° < 70—80°) как в обрамлении гипербази-

тового массива, так и в «ксенолитах» (блоках), трактуемое как доказательство перемещенного характера последних. В. Н. Охотников и др., 1970 г., наряду с приконтактной серпентинизацией наблюдали развитие на отдельных участках оторочки актинолитов, содержащих хлорит и тальк, а также брекчирование и милопитизацию, сопровождающиеся развитием глины трения. Деформации, отчетливые проявления которых зафиксированы в специально пройденной канаве, захватили и гипербазиты с продуктами их преобразования, и вмещающие амфиболиты. Видимая мощность вскрытой зоны тектонитов не менее 1 м.

На основании изложенного, нам кажется, есть все основания рассматривать охарактеризованный контакт гипербазитов с вмещающими амфиболитами как тектонический. Вероятно, как и в юго-западной части массива (исходя из соотношений с рельефом), на рассматриваемом участке мы имеем дело с относительно полого залегающей поверхностью контакта, что подтверждается геофизическими данными. Можно думать, что меланжирование подошвы гипербазитового тела и появление своего рода тектонических включений подстилающих его пород — результат горизонтальных перемещений. Предположение о наличии последних не лишено оснований, поскольку юго-западнее горы Няро-Пэ, по данным В. Н. Охотникова и др., 1970 г., в расслаиваемых антигритовых серпентинитах краевой части массива гипербазитов (в его подошве?) встречены округлой формы (до 50—70 см в поперечнике) включения массивных серпентинитов, а также линзовидные (0,7 до 1—2 м) «ксенолиты» метаэффузивов, сходные, судя по описанию, с образованиями из зоны серпентинитового меланжа, прослеживающейся в северной части массива Рай-Из (см. ниже). Это предположение подтвердилось новыми исследованиями, проведенными в северной части массива Сум-Кей, где были обнаружены аналогичные эпидот-цоизитовые, плагиоклазовые и гранатовые амфиболиты няровейской свиты.

Небольшие тела гипербазитов, расположенные севернее горы Няро-Пэ, как с востока, так и с запада окаймляются теми же метаморфическими образованиями няровейской свиты. Выходы метаморфических пород в виде тектонических включений среди гипербазитов свидетельствуют лишь о малой мощности гипербазитов в северной части массива Сум-Кей.

Малыкский комплекс гнейсо-габбро-норитов

Малыкский комплекс — самый крупный выход гнейсо-габброидного фундамента на Полярном Урале. Обнаженная его площадь 800 км², а под чехлом четвертичных отложений, по геофизическим данным, — более 2000 км².

На востоке гипербазиты массива Сум-Кей контактируют с гнейсо-габбро-амфиболитами малыкского комплекса, представляющими собой продукты преобразования габбро-норитов. Гипербазиты краевой части массива представлены здесь образованиями полосчатого дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса (см. табл. 3). Прежде всего обращают внимание гораздо более сложные (по сравнению с западным) очертания в плане восточного контакта, обусловленные наличием клинообразных выступов гипербазитов (см. рис. 2). Породы полосчатого дунит-клинопироксенит-габброидного комплекса в краевой части массива повсеместно обнаруживают отчетливые признаки пластических деформаций и синкинематических преобразований, выразившиеся в разлиновании и будинаже полос клинопироксенитов и габброидов, а также в развитии по ним и продуктам их метаморфизма бластомилонитов.

В обрамлении гипербазитового массива на востоке широкой (до 3,5—4,5 км) полосой прослеживаются гранатовые и эпидот-гранат-цоизитовые амфиболиты гнейсовидного и реже полосчатого облика. В их со-

ставе преобладают цоизит, эпидот и амфибол; среди них выделяются округлые, иногда четко ограниченные порфиробласты розовато-бурого граната (альмандина). Распределение граната в породе неравномерное, наблюдается общая тенденция повышения его содержания в непосредственной близости к контакту с гипербазитами, где одновременно увеличивается и его размерность. Встречаются разности, где порфиробласты граната достигают в диаметре 10—15 см. Такие крупнопорфиробластические амфиболиты имеются в верховьях правого притока р. Малык в ущелье вблизи контакта с клинопироксенитами и в других местах. Иногда можно наблюдать, как гранат в своем распределении подчинен отчетливо выраженной гнейсовидности и отчасти секущей последнюю систему трещиноватости. Встречаются прожилковидные скопления граната, секущие гнейсовидную полосчатость. Размеры этих прожилков колеблются от нескольких миллиметров до 15—25 см; местами они образуют мономинеральные гранатиты. Полосчатость гранат-цоизитовых амфиболитов обусловлена чередованием меланократовых, состоящих почти нацело из амфибола, и мезократовых, сложенных цоизитом. Ширина полос часто выдержана и достигает 4—8 см.

По мере передвижения к востоку от контакта с гипербазитами гранатовые амфиболиты сменяются цоизитовыми, цоизит-эпидотовыми и цоизитизированными габбро-амфиболитами.

Метаморфизм этих пород проявился при частичной перестройке исходной габбровой структуры, однако еще во многих участках сохраняются первичные минералы габброидов. Здесь плагиоклаз почти целиком замещен агрегатом мелкозернистого цоизита с характерным для него чернильно-синим аномальным интерференционным цветом. Местами наблюдаются реликты уцелевшего плагиоклаза. Роговая обманка выделяется в виде крупных идиобластов размером 2,5—3,0 мм в поперечнике. По ее краям обычно отмечаются мелкие скопления магнетита (рис. 4).

Образования, не испытавшие последующего метаморфизма в составе рассматриваемого комплекса, представлены довольно однообразными дунит-пироксен-плагиоклазовыми породами — габбро-норитами или габбро-гнейсами, в которых отчетливо выражены гнейсовидность и полосчатость обнаруживают сложную пликативную дислоцированность. В них картируются складки разной амплитуды. Среди габбро-норитов встречены будинированные жилы состава роговообманкового габбро. Сосуществующие пироксены разгнейсованных габбро-норитов по химизму близки к таковым гранулитовой фации (Добрецов, Пономарева, 1964). Плагиоклазы по составу изменяются от битовнит-анортита до андезина. При этом более кислые их разности тяготеют к восточной части «малыкского блока», как бы намечая его внутреннюю зональность.

Внутренняя структура габбро-гнейсов исключительно сложная. Исходная структура габбро-гнейсов обладает главным образом субширотным (не уральским) простиранием и пологими углами падения (35—55°), в то время как у амфиболитизированных разностей преобладают субмеридиональные направления и более крутые углы падения (35—70°). Как впервые было отмечено Н. П. Херасковым (Херасков, Перфильев, 1963), наличие в габбро-гнейсах субширотных первичных структур, резко отличных от субмеридиональных простираний амфиболитов, свидетельствует, возможно, о значительно более древнем их возрасте, чем наложенного метаморфизма амфиболитов. По нашему мнению, габбро-гнейсы представляют собой «уцелевшие» блоки докембрийских пород мафического фундамента доуралид. Геофизические расчеты (Молдаванцев, Берлинг, Казак, 1976) показывают, что «базальтовый» слой и на Полярном Урале максимально приподнят именно в пределах малыкского комплекса габбро-гнейсов и залегает на глубине 2—3 км. По существу, мы можем говорить о выходе этого «слоя» на поверхность. О его древнем возрасте также свидетельствуют и некоторые геохронологические определения амфиболи-



Рис. 4. Цонзитизированный габбро-норит (зарисовка шлифа). В основной массе (мелкозернистый агрегат цонзита) погружены реликты ромбического и моноклинического пироксена, а также плагиоклаза, обрастаемые роговой обманкой. Черное — срастание магнетита и ильменита. Среднее течение р. Малыко.

зированных габбро-гнейсов, полученные калий-аргоновым методом. Возраст амфиболитизированных габбро-норитов правобережья р. Малыко (5 проб) 1035—1350 млн. лет. Возраст метаморфизма гранатовых амфиболитов 468 млн. лет. В зонах контакта с вмещающими зелеными сланцами и гипербазитами массива Сум-Кеу, а также во внутренних частях блоков габбро-нориты испытали неоднократное наложение метаморфизма. Неизмененные габбро-нориты представлены массивными розоватыми, розовато-серыми, темно-серыми до почти черного цвета породами иногда с отчетливым гнейсовидным строением. Они содержат в среднем плагиоклаза 50—65%, гиперстена 25—35, клинопироксена 15—30 и буровато-зеленой роговой обманки 5—10%. Плагиоклаз относится к битовиниту

(№ 80). Он полисинтетически сдвойникован по периклиновому или альбитовому закону с характерными для них «висячими» двойниками. Часто плагиоклаз содержит тончайшие игольчатые включения рутила и других трудно определяемых минералов. Соотношения между ортопироксеном и клинопироксеном варьируют. В некоторых разностях наблюдается преобладание моноклинического пироксена над ортопироксеном, в других — наоборот. Ортопироксен образует изометричные неправильной формы зерна размером 0,2—0,5 мм, с ярко выраженным плеохроизмом в розоватых тонах. Повсеместно наблюдается замещение ортопироксена диопсидом. При переходе от габбро-норитов к амфиболитизированным разностям вокруг пироксена развивается реакционная кайма, состоящая из буровато-зеленой роговой обманки. Нередко она присутствует в виде самостоятельных зерен в основной массе. Структура породы переходная от габбровой к габбро-келифитовой. В связи с преобразованием габбро-норитов меняется и минеральный состав породы. Основность плагиоклазов при этом резко снижается от битовинита до лабрадора или андезина (№ 30—50). Буровато-зеленая (богатая титаном) роговая обманка замещается сине-зеленой, более магнезиальной, но бедной титаном разностью (рис. 5).

Свежие габбро-нориты обычно обогащены титаномагнетитом — от 1,5 до 7,0% основной массы. Рудные минералы распределены в породе неравномерно, в виде неправильных зерен, иногда обуславливая участки сидеронитовой структуры.

В габбро-гнейсах правобережья р. Малыко часто присутствует голубоватый кварц, разъедающий плагиоклаз и пироксен. Такие кварцсодержащие гиперстеновые гнейсы встречаются в виде узких полос субширотного простирания. Структура этих пород полосчатая, гнейсовидная, иногда гранулитоподобная. Гнейсовидность пород обусловлена линейным расположением грубозернистого опаловидного («голубоватого») высокотемпературного кварца и буровато-розового гиперстена. Голубоватый кварц содержит обычно многочисленные игольчатые, волосовидные включения рутила и весьма сходен с пластинчатым («струйчатым») кварцем со структурой распада (с выделением рутила) в гранулитах основного состава Кольского полуострова (Казак, 1974). Более поздний (низкотемпературный) кварц, как правило, лишен рутила и обладает светло-серым цветом. Наряду с голубоватым кварцем, в гранулитоподобных «габбро-гнейсах» отмечается плагиоклаз с тонкими кристаллами рутила. Наличие опаловидного кварца в гнейсовидных «габбро-норитах» свидетельствует о высокой температуре образования этих пород. По мнению В. С. Соболева (1968), голубоватый кварц устойчив при температуре выше 800°C. Сосуществующие пироксены, наличие граната (альмандин-пиропового ряда) в гиперстеновых породах отвечают гранулитам. Вероятно, гранулитоподобные породы образуются в условиях, близких гранулитовой фации.

В целом для габбро-гнейсов малыкского комплекса выделяются четыре стадии (этапа) метаморфического преобразования. Первая наиболее высокотемпературная соответствует гранулитовой фации (двупироксеновые габбро-гнейсы, гиперстеновые и альмандин-гиперстеновые гнейсы с голубоватым кварцем; характерно сохранение (или новообразование?) магматогенных габбровых структур).

Вторая стадия метаморфизма характеризуется частичной перестройкой исходной габбровой структуры, однако еще во многих участках сохраняются первичные минералы. На данном этапе проявлена либо локальная амфиболитизация и цонзитизация, либо плагиоклаз почти полностью замещен агрегатом мелкозернистого цонзита.

Третья стадия метаморфизма характеризуется образованием нового парагенезиса минералов: сине-зеленой роговой обманки, эпидота, цонзита и рутила. Концентрация последнего обуславливает наличие рутиловых гранатовых амфиболитов, в которых содержание рутила составляет



Рис. 5. Частично амфиболизированный габбро-норит. Зеленая роговая обманка (Рог) развивается вокруг ромбического пироксена (более высокий рельеф) за счет реакции с основной тканью, сложенной плагиоклазом (лабордор-битовинит), клинопироксеном (частая тонкая штриховка, Мп) и рудным минералом. Правый берег р. Малыко. Шл. 259.

2,5—3,5%. Вероятно, к третьему этапу следует отнести и образование пегматитовых жил и жил альпийского типа (размером до 3,5 м), сложенных крупнокристаллической роговой обманкой (от 10 до 30 см), цонзитом, эпидотом, крупнокристаллическим рутилом и шпиром магнетита и пльменита.

К последней, четвертой, стадии метаморфизма относятся диафторические превращения амфиболитов, которые выразились в появлении вторичного (низкотемпературного) кварца, вторичного эпидота, альбита, актинолита, мусковита, хлорита и других минералов. При этом рутил и пльменит замещаются или обрастают мелкозернистым агрегатом («рубашкой») сфена. В результате диафтореза породы осветляются и приобретают четко выраженную сланцеватость.

Среди амфиболизированных габбро-норитов можно наблюдать многочисленные тела гипербазитов мощностью от нескольких десятков до пер-

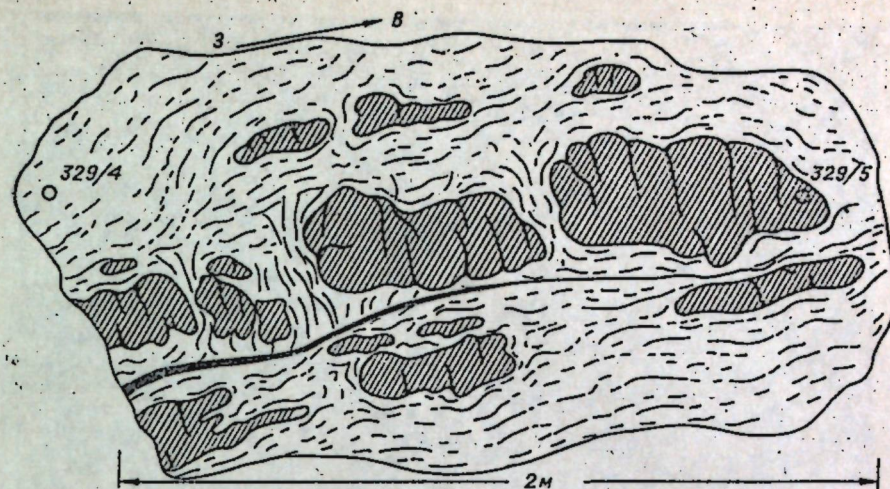


Рис. 6. Разлинование (будниая) жил клинопироксенитов среди расслапцованных дунитов. Восточная окраина гипербазитового массива Сыум-Кеу. Левый берег р. Малыко (обр. 329). Зарисовка с фотографии.

вых сотен метров, иногда группирующиеся в цепочки, вытянутые на несколько километров. Эти тела сложены дунитами, верлитами, лерполитами, оливковыми клинопироксенитами и вебстеритами, частью амфиболизированными и цонзитизированными. Нередки шпинель- и гранатсодержащие вебстериты (часто с оливином). Вместе с гранатовыми метагаббро они образуют дунит-пироксенит-метагабброидный комплекс, аналогичный западному в Войкаро-Сынышском массиве (см. гл. 3,4).

Наиболее часто встречаются пироксениты, залегающие среди гранатовых амфиболитов в виде пластообразных тел. При более интенсивном метаморфизме наблюдаются разлинование и буднирование прослоев пироксенитов (рис. 6). Вероятно, в результате пластических деформаций в некоторых местах будины пироксенитов ориентированы в разные стороны или смещены относительно друг друга на значительные расстояния.

В периферической части массива наряду с оливковыми клинопироксенитами развиты оливковые вебстериты, нередко шпинельсодержащие (рис. 7). Вместе с жилкообразными телами габброидов, согласными с полосчатостью дунит-клинопироксенитового комплекса, пироксениты частью нацело амфиболизированы, цонзитизированы, гранатизированы (рис. 8) и превращены в пироповые амфиболиты, гранатсодержащие горнблендиты и лейкократовые цонзит-роговообманковые породы. Эти породы иногда обладают гнейсовидностью и образуют частое чередование с меланократовыми пироксенитами. Мощность лейкократовых цонзит-роговообманковых пород варьирует от 10—15 см до 1—1,5 м. Наиболее широко проявлены они в верховьях правого притока р. Малыко. В левом борту рек обнажаются цонзит-роговообманковые породы, образующие зону шириной до нескольких сот метров. Здесь же встречены своеобразные брекчиевидные породы, сложенные «обломками» серовато-зеленых пироксенитов, заключенных в массу, состоящей из светлого агрегата цонзита.

Следует отметить, что шпинельсодержащие вебстериты, слагающие участки в периферической части массива, вместе с их амфиболизированными разностями всегда отделены от основной полосы образований восточного дунит-пироксенитового комплекса массива Сыум-Кеу разрывными нарушениями. Амфиболиты и пироксениты разделены здесь линзовидным телом лейкогаббро-плагиоклазита мощностью до 3—3,5 м в раздуже, превращенным местами в хлоритизированную амфибол-цонзитовую породу. По гранат-цонзитовым амфиболитам, шпинель- и гранатсодер-



Рис. 7. Шпинелевый вебстерит. Порода насыщена неправильными зернами зеленой шпинели. В основной массе клинопироксен (тонкая штриховка) и ромбический пироксен (более высокий рельеф). Между зернами пироксенов выделяется светло-зеленый амфибол (серое). Верховья р. Малыко. Шл. 212.

жащим вебстеритам (см. рис. 8), частью амфиболизированным и хлоритизированным, развиты бластомилониты очкового и линзовидно-полосчатого сложения. Мощность зоны бластомилонитов около 20—30 м. Простирание полосчатости бластомилонитов, подчеркнутой отдельностью, переходящей в сланцеватость, здесь субмеридиональное, падение на запад под углами 40—50°.

Вслед за бластомилонитами клинопироксенитов и верлитов, содержащими линзовидные участки антигортитовых серпентинитов, выступают чередующиеся между собой полосами массивные пироксениты, верлиты и дуниты. Простирание их полосчатости также субмеридиональное. Падение к западу несколько более крутое, вплоть до вертикального. Среди клинопироксенитов встречаются маломощные прослои соссюритизированных диопсидовых габбро. Реликты дунитов, уцелевшие при замещении, попадаются в виде выдержанных полос, линз, будин или пластообразных тел.



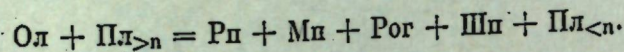
Рис. 8. Гранат-шпинелевый вебстерит. Видны неправильные прожилковидные выделения граната (крупные точки) и скопления червеобразной зеленой шпинели (мелкие) преимущественно в роговой обманке. Верховья р. Малыко. Шл. 213.

На основании вышесказанного можно отметить, что шпинель- и гранатсодержащие оливковые вебстериты (реже лерцолиты) отдельных участков восточной периферии гипербазитового массива Сыум-Кей идентичны по составу различным по величине линзовидным телам гипербазитов, получивших распространение в пределах непосредственного восточного обрамления массива среди гранат-диопсидовых амфиболитов. Кроме того, в зоне непосредственного контакта элементы залегания амфиболитов соответствуют элементам залегания вторичной полосчатости, развитой в бластомилонитах по гипербазитам, и, очевидно, фиксируют положение контактовой поверхности.

В стороне от зоны контакта полосчатость габбро-норитов малыкского комплекса и полосчатость образований дунит-пироксенитового комплекса восточной части гипербазитового массива обнаруживают несогласные соотношения.

В восточной, противоположной части габбро-норитового комплекса части плагиоклазсодержащие гипербазиты (перидотиты). Они образуют

Порода темно-зеленого, почти черного цвета, со выделениями плагиоклаза. Наряду с плагиоклазом (лабрадор-анортитом) отмечаются оливин, пироксен, амфибол, доизит, антитрит и зеленая шпинель. В результате метаморфических преобразований между минералами возникли сложные взаимоотношения, что отразилось на их структуре. Различные формы структур обусловлены реакционным взаимоотношением оливина, пироксена, амфибола и плагиоклаза. Характерная особенность этих пород — наличие келифитовых каемок (корон) вокруг оливина, которые обладают зональным строением. Обычно наблюдается обрастание оливина каемкой из ромбического пироксена (гиперстена), который, в свою очередь, окаймляется клинопироксеном и светло-зеленой роговой обманкой. На границе между роговой обманкой и плагиоклазом обычно развивается агрегат зеленой шпинели. Таким образом, реакция имеет вид



Плагноклазсодержащие эглогитоподобные гипербазиты отличаются обильным содержанием зеленой щинцели (местами от 2 до 3% основной массы).

Форма выделения плагиоклаза в гипербазитах весьма различна. Наблюдаются таблитчатые полисинтетически сдвойникованные зерна, по составу отвечающие лабрадору или битовниту. Нередко они образуют мелкозернистый агрегат или участки с четкой офитовой структурой.

Местами плагиоклазсодержащие гипербазиты по составу приближаются к троктолитам, где обычно на «реликтах» зерен оливина нарастают агрегаты зерен гиперстена и клиноспироксена. Образующаяся корона окаймляется амфиболом с включениями шпинели и плагиоклаза.

Внутреннее строение массива Сьум-Кеу

В пределах массива Сьум-Кеу среди антигортитизированных гарцбургитов в относительно подчиненных количествах развиты дуниты и лерцолиты. Морфология тел дунитов и характер их залегания наиболее достоверно устанавливаются в пределах площадей распространения гарцбургитов с сохранившимся экстацитом. В зависимости от количества дунитов и лерцолитов выделяются лерцолит- и дунит-гарцбургитовый комплексы (табл. 3).

Гарцбургиты развиты на относительно небольшой площади в верховьях руч. Езенги-Шор. В северном направлении к р. Малая Хадата их распространение несколько расширяется. С окружающими антигоритизированными разностями гарцбургиты связаны постепенными переходами. Кроме того, первые слагают среди вторых отчетливо наложенные зоны и участки, иногда ветвящиеся; мощность их от нескольких десятков и сотен метров до 1—2 км. В таких участках и зонах вторичная гнейсовидность, как правило, обнаруживает крутые до субвертикальных падения на запад и юго-запад. Макроскопически обычные гарцбургиты отличаются прежде всего более светлой буровато-желтой с зеленоватым оттенком коркой выветривания. Гарцбургиты среднезернистые как массивного, так и полосчатого сложения. Последнее обусловлено разрежениями и сгущениями зерен эпистатита по однообразно ориентированным плоскостям. Участки породы, обогащенные пироксеном, образуют вытянутые скопления, цепочки, шлиры и иногда полосы. С окружающей породой они связаны постепенными переходами на коротком расстоянии. Изредка имеют резкие ограничения.

В районе южнее горы Сэр-Гай наиболее выдержанная полосчатость гарцбургитов простирается в направлении СЗ 340° и падает на северо-

Таблица 3

Химические анализы гипербазитов массива Сыум-Кеу

Оксиды	Гардбургит-перлолитовый комплекс					Дунит-гардбургитовый комплекс					Дунит-верлит-пироксенитовый комплекс								
	T-3324a	D-57a	T-3324	V-334	T-3007	3310	3313	6/п	V-331b	V-331c	V-340	V-510	T-3326b	V-34	15	1035	1037	318	19
SiO ₂	35,51	37,42	37,79	40,05	40,15	41,49	41,65	40,78	35,40	35,89	39,20	41,13	42,76	34,61	37,42	34,57	36,05	40,18	49,52
TiO ₂	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	0,04	0,03	0,06	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	0,06	0,05	0,05	0,50	0,11
Al ₂ O ₃	0,48	0,55	0,82	2,48	1,32	2,62	1,81	3,12	0,41	1,24	1,10	0,96	0,90	1,24	1,13	0,67	0,31	14,85	2,89
Fe ₂ O ₃	5,04	3,38	3,98	3,82	4,96	2,97	2,82	1,80	5,44	4,68	4,14	2,87	1,76	5,38	2,46	7,72	6,47	8,06	1,46
FeO	4,35	6,01	3,84	3,98	1,88	5,61	5,78	6,33	2,53	5,21	4,03	5,57	6,70	4,92	10,83	6,30	8,11	10,94	3,93
MnO	0,15	0,15	0,11	0,11	0,06	0,13	0,13	0,08	0,11	0,14	0,13	0,11	0,13	0,15	0,24	0,16	0,17	0,19	0,15
MgO	41,65	44,86	40,41	38,35	37,57	39,61	40,37	41,18	44,51	41,47	40,72	42,01	43,00	41,45	43,30	40,21	41,52	10,20	20,80
CaO	0,42	0,56	2,25	2,24	0,42	2,10	1,68	2,49	0,56	0,56	1,12	1,12	1,40	0,42	1,08	0,65	0,41	10,92	19,40
Na ₂ O	0,09	0,05	0,11	0,11	0,03	0,25	0,21	0,15	0,04	0,07	0,07	0,08	0,11	0,06	Сл.	0,12	0,11	0,92	Сл.
K ₂ O	0,11	0,02	0,11	0,02	0,11	0,02	0,02	0,07	0,02	0,11	0,11	0,02	0,02	0,11	»	0,04	0,03	0,05	»
Cr ₂ O ₃	0,92	0,62	0,30	0,47	0,34	0,40	0,30	0,35	0,65	0,80	0,50	0,40	0,32	0,91	0,05	0,64	0,19	0,25	0,33
NiO	0,33	0,35	0,30	0,29	0,30	0,30	0,30	Сл.	0,29	0,30	0,31	0,34	0,35	0,32	0,14	0,07	0,23	0,04	0,03
CoO	0,014	0,013	0,013	0,011	0,010	0,011	0,011	—	0,013	0,014	0,011	0,014	0,011	0,014	—	0,01	0,016	0,007	—
П.п.п.	10,80	5,67	9,93	8,02	12,32	4,44	4,65	4,15	10,21	9,26	8,67	5,21	2,26	10,24	3,13	9,00	6,91	3,00	13,13
Сумма	99,81	99,65	99,92	99,95	99,87	99,99	99,75	100,56	100,18	99,74	100,11	99,83	99,72	99,82	99,24	100,21	100,57	100,10	99,80

Числовые характеристики по П. Д. Соболеву

S	33.3	33.4	35.1	36.7	38.8	36.6	36.8	32.4	33.2	36.1	36.3	36.5	32.5	32.3	32.6	40.3
2c	0.9	0.8	1.0	2.9	1.6	2.8	2.0	0.7	1.7	1.4	1.3	1.1	1.7	0.8	0.3	17.5
b	65.6	66.1	63.9	60.3	59.5	60.5	61.1	66.9	65.1	62.5	62.5	61.9	65.8	66.9	67.1	42.1
b	34.4	20.2	32.1	30.0	53.6	19.6	17.3	46.7	28.7	31.7	17.9	10.5	33.3	35.4	26.1	24.7
M/F	8.2	8.6	9.3	9.3	10.6	8.2	8.3	10.4	7.7	9.1	9.0	9.0	7.4	5.3	5.2	1.0
Z	98.8	98.4	91.0	78.7	70.3	79.2	79.8	98.4	98.3	84.7	80.7	82.6	98.8	90.6	99.9	9.7
X	4.2	1.6	6.9	7.3	1.4	6.6	5.2	1.6	1.7	3.5	3.4	4.1	1.2	4.0	0.1	55.2
Y	—	—	2.1	14.0	28.8	14.2	15.0	—	—	11.8	15.9	13.3	—	5.4	—	35.1
Cr/Al	37.5	26.7	11.1	5.6	7.2	5.7	5.3	33.3	16.6	12.0	13.6	14.3	19.3	—	—	0.7

восток под углами 40—45°. В верховьях руч. Езенги-Шор и р. Малая Хадата сохраняются субмеридиональные и северо-западные простирания, в то время как преобладающие падения становятся юго-западными с углами от 20—30 до 40—60° и более.

Дуниты, встречающиеся среди гарцбургитов, помимо того, что в них отсутствует пироксен, отличаются от последних несколько более светлой окраской корочки выветривания. На поверхности отделения и отдельные иногда рельефно выделяются шпирообразные скопления и отдельные зерна буроватого хромшпинелида.

Дуниты встречаются среди полосчатых гарцбургитов обычно в виде обособлений и полос (мощностью от нескольких до десятков сантиметров), чаще всего вытянутых совершенно согласно с полосчатостью гарцбургитов. Реже наблюдаются секущие полосчатость жилки и иногда неправильной формы жилкообразные тела дунитов. Последние достигают в мощности нескольких метров.

В истоках р. Малая Хадата в глыбовых развалах и отдельных коренных выходах среди гарцбургитов и лерцолитов отчетливо прослеживается неправильной формы тело дунитов, вытянутое в направлении СЗ 350°. Его размеры 200—250×50—75 м. В участке контакта дунитового тела с перидотитами среди последних часты многочисленные согласные и иногда секущие жилки и жилы дунита. Тела дунитов, подобные охарактеризованному, встречаются в бортах р. Малая Хадата и руч. Езенги-Шор и ниже по течению. Их размеры чаще всего порядка нескольких десятков и реже первых сотен метров по удлинению.

Переходы от дунитов к гарцбургитам обычно постепенные, редко более или менее резкие. В контакте явлений закалки и других изменений не отмечается. Все отличие состоит в том, что в дунитах отсутствует ромбический пироксен и появляется небольшое количество хромита иногда в виде шпир.

Перидотиты и дуниты не отличаются по характеру соотношений от тех, что подробно описаны в массивах Рай-Из и Войкаро-Сыньинском. Можно отметить все же меньшие масштабы проявления дунитов среди гарцбургитов массива Сыум-Кеу и наличие значительного количества лерцолитов по сравнению с массивами, названными выше. Кроме того, в дунитах здесь повышенная вкрапленность и шпир хромшпинелида наблюдаются реже. Лишь в единичных случаях были встречены грубозернистые разности дунитов.

С полосчатостью гарцбургитов обычно совпадает и господствующая система трещин отдельности, которой иногда следуют жилки вебстерита и клинопироксенита. Мощность их чаще всего от нескольких миллиметров до 10—15 см. Редко они достигают 0,5—1 м.

Жилки и жилы пироксенита характеризуются теми же особенностями, которые отмечены для них при описании южного склона массива. Помимо согласных жил, нами встречены жилы, секущие полосчатость гипербазитов. В верховьях р. Малая Хадата одна из жил мощностью около 1 м протягивается в направлении СЗ 290° и круто падает на СВ.

Среди гипербазитов к югу от горы Сэр-Гай, на западном склоне вершины с абс. отм. 1010,0 м и в других местах встречены участки (зоны) смятия и расщепления, сложенные преимущественно антигортитовыми серпентинитами. Они имеют северо-восточное (СВ 30—45°) и близкое к меридиональному простирание. Падение на юго-восток под углами 50—65° и более крутое. Видимая мощность таких участков, сложенных расщепленными змеевиками, до 10—20 м, по простиранию они прослежены до 100 м и более. На аэрофотоснимках дополнительно дешифрируются линейные зоны разломов в гипербазитах, ориентированные в субширотном и северо-западном направлении. Вероятно, их природа аналогична только что описанным. Характер обнаженности массива не всегда позволяет проследить их на местности.

Ближе к восточной окраине гипербазитового массива Сыум-Кеу (в 6,5—7 км восточнее вершины с абс. отм. 1010,0 м) обнаруживается широкая (до 2—3 км), вытянутая в субмеридиональном направлении полоса, сложенная мелко- и среднезернистыми гарцбургитами с размерами зерен 0,2—0,3 мм. Внешне они неотличимы от дунитов, и лишь в некоторых разностях можно наблюдать мелкие удлиненные зерна энстатита (розовые или белесые на поверхности выветривания и бледно-зеленые в свежем сколе). Впервые особенности состава и строения рассматриваемых гарцбургитов и дунитов отметили сотрудники петрографической экспедиции МГУ И. Е. Кузнецов, Г. Л. Кашинцев и В. И. Ваганов в 1970—1973 гг. Они выделили их в восточный дунит-гарцбургитовый комплекс. Породы этого комплекса как бы разделяют широкую (до 9—10 км в плане) зону преобладающего развития антигортитизированных и обычных гарцбургитов (частью лерцолитов) на западе от узкой (1—2 км редко более) зоны, составляющей восточную периферическую часть массива и сложную образованийми полосчатого дунит-пироксенитового комплекса.

В дунитах, образующих жилкообразные тела среди рассматриваемых мелко- и среднезернистых гарцбургитов, иногда встречаются маломощные (до 4—5 см) шпир вкрапленного хромита. Они обычно следуют господствующей отдельности в дунитах, которая совпадает с полосчатостью гарцбургитов, не всегда отчетливо выраженной. В разрезах по рекам Малая Хадата и Езенги-Шор последняя в западной части характеризуемой полосы имеет близкое к меридиональному (СЗ 350°) простирание и круто падает к юго-западу. Восточнее полосчатость и господствующая отдельность, сохраняя субмеридиональное простирание, нередко изменяют падение на крутое северо-восточное, до почти вертикального. Из многих других систем трещин отдельности по р. Малая Хадата хорошо выражена система с аз. пад. 325—330° < 65°.

Среди образований рассматриваемого восточного комплекса мелко-, среднезернистых дунит-гарцбургитов прослеживаются зоны и участки антигортитизации мощностью до нескольких сотен метров, имеющие субмеридиональное простирание и круто падающие на запад. Одна из таких зон (шириной до 1 км) разграничивает полосу образований восточного дунит-гарцбургитового комплекса и лерцолит-гарцбургиты, составляющие большую часть площади массива на западе, что затрудняет выяснение характера их соотношений.

В 1,5—2,5 км от восточной окраины массива среди гарцбургитов и дунитов охарактеризованного комплекса появляются многочисленные шпир, жилки и жилы клинопироксенита (без шпинели) мощностью от долей сантиметра до нескольких десятков сантиметров. Дуниты вблизи пироксенитовых жилкок приобретают в свежем изломе почти черный цвет, что, очевидно, связано с серпентинизацией породы. Развитие клинопироксенитовых жилкок на отдельных участках следует близко расположенным субпараллельным плоскостям, что придает породе полосчатый облик. Участки таких полосчатых пород имеют мощность около 10—15 м. Восточнее появляются более мощные и шпирообразные тела клинопироксенитов. Они чередуются с согласными телами дунитового (перидотитового) состава такой же мощности. Характер контакта обычный для пироксенитов, встреченных в других местах массива. Иногда в пироксенитовых телах появляются шпирообразные и неправильные участки, где зерна клинопироксена достигают в поперечнике нескольких сантиметров. Часто тела пироксенитов и дунитов связаны между собой переходами через охарактеризованные выше полосчатые породы перидотитового состава.

Почти меридиональное простирание полосчатости дунит-клинопироксенитового комплекса в разрезе руч. Езенги-Шор и непосредственно к северу от него в долине р. Малая Хадата постепенно сменяется северо-восточным (20—40°), сохраняя, однако, везде крутое, близкое к вертикальному, падение.

Несколько отлична по составу группа небольших массивов, расположенных к северу от горы Няро-По, в бассейне р. Большая Щучья. Здесь отсутствует столь резко выраженная зональность, как в массиве Сьум-Кеу. Массивы сложены главным образом однородными массивными гарцбургитами с маломощными (1—2 м) жилами дунитов. Крайний северный массив в районе оз. Байто включает, помимо гарцбургитов, также маломощные тела мелкозернистых дунитов. В целом массивы разбиты сетью взаимопересекающихся тектонических трещин, что исключительно осложняет их внутреннюю структуру. В отличие от основного массива Сьум-Кеу здесь отсутствуют антигоровые разности гарцбургитов и более широко развиты серпентиниты, которые развиваются обычно по тектоническим трещинам или по краям массива. Об относительно малой мощности гипербазитовых тел свидетельствуют геологические и геофизические данные. По Н. Г. Берлянд, они вообще не отражаются в геофизических полях.

С юго-востока к гипербазитам массива Харче-Рузь непосредственно примыкают гнейсовидные и тонкополосчатые (нередко мелкозернистые) амфиболиты рованные и соскюритизированные (передко мелкозернистые) представляющие, по существу, бластомилониты амфиболитовой фации по габбро. По полосчатость последних, следующая очертаниям поверхности контакта с гипербазитами, имеет субширотное простирание и круто падает к югу. Взаимоотношения габбро и гипербазитов очень напоминают таковые на отдельных участках южной окраины массива Рай-Из (см. ниже). Среди измененных габбро (габбро-амфиболитов) юго-восточной оконечности массива Харче-Рузь встречены линзовидные включения сильно

Таким образом, восточная периферическая часть охарактеризованного гипербазитового пояса в полосе шириной до 2,5 км на значительном отрезке сложена образованиями полосчатого дунит-клинопироксенитового комплекса, в пределах которого подчиненное развитие имеют согласные и секущие жиллообразные тела габбро- и габбро-норитов, обычно превращенных в цоизит (соссюрит)-амфиболовые, нередко гранатсодержащие метагаббро. От гарцбургитов и их антигоритизированных разностей, слагающих западную большую часть площади пояса (массива Сьум-Кеу, горы Пусь-Ерка), образования дунит-пироксенитового комплекса отделены полосой мелко-, среднезернистых гарцбургитов и дунитов, составляющих восточный дунит-гарцбургитовый комплекс.

Глава 3

ВОЙКАРО-СЫНЬИНСКИЙ ОФИОЛИТОВЫЙ ПОЯС

Войкаро-Сыньинский пояс офиолитов — самый крупный на Полярном Урале. Его общая протяженность почти 400 км. Орографически массивы этого пояса на значительном отрезке слагают наиболее возвышенную часть горного хребта в южной части Полярного Урала, частью составляя его водораздел. С севера на юг в составе пояса могут быть названы массивы: горы Няравеча, Герд-Из, Рай-Из, Войкаро-Сыньинский и Хулгинский. Наиболее крупные имеют следующие площади: Рай-Из — 380 км², Войкаро-Сыньинский — 2050 км² и Хулгинский — 121 км².

Ниже рассматриваются особенности геологического строения и структурной позиции гипербазитовых массивов Рай-Из и Войкаро-Сыньинского.

МАССИВ РАЙ-ИЗ

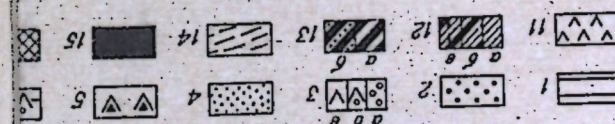
Гипербазитовый массив Рай-Из расположен на Полярном Урале севернее Полярного круга и непосредственно восточнее линии водораздела (район верхнего течения рек Сось и Макару-Ружь). В плане массив имеет характерное серповидное очертание, а его площадь составляет около 380 км². Особенности геологического строения массива Рай-Из достаточно полно освещены в известной монографии А. Н. Заварицкого (1932).

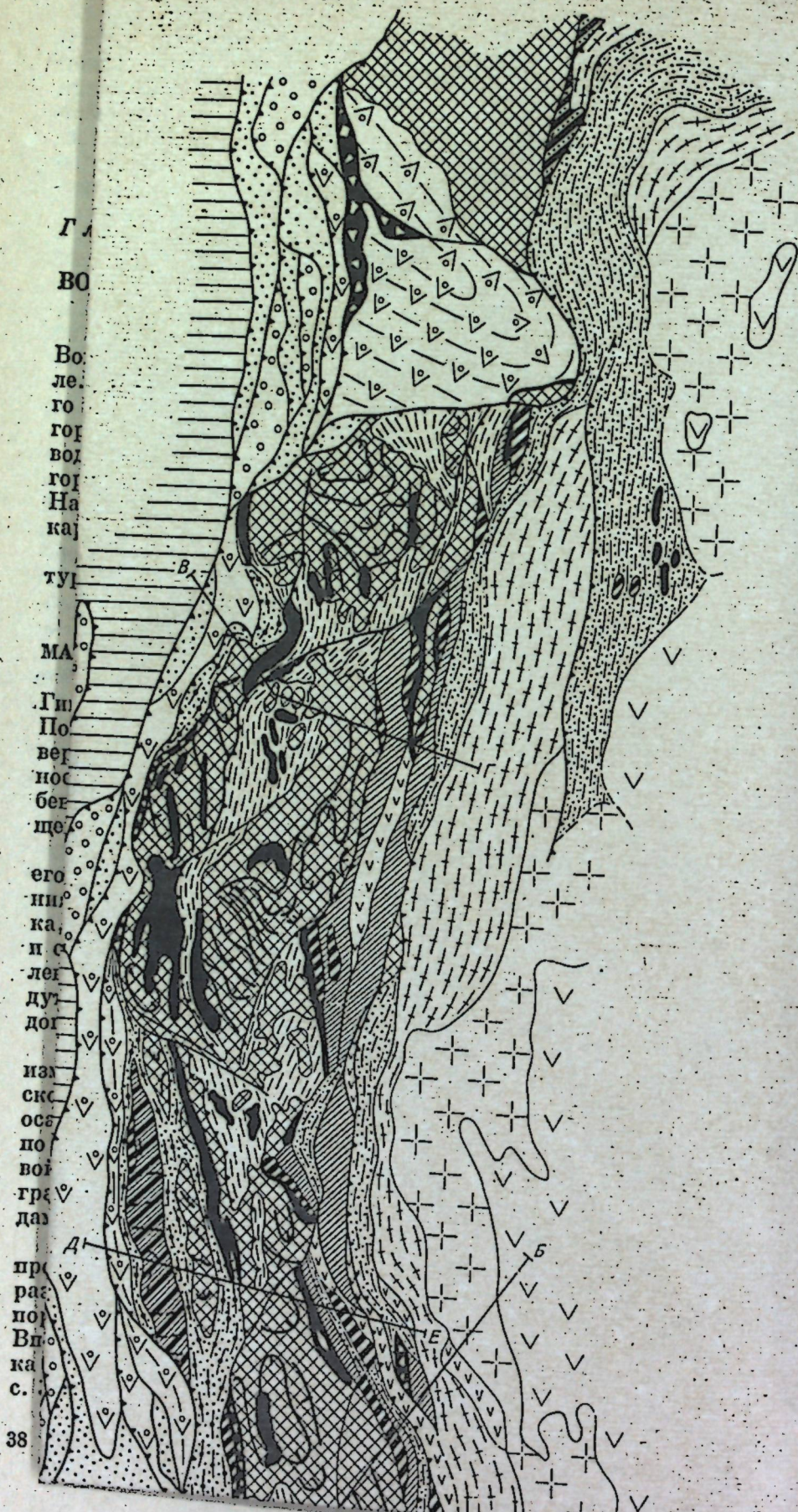
Позднее изучением гипербазитового массива Рай-Из и окружающих его толщ занимались многие исследователи. Следует отметить исследования сотрудников МГУ Г. Л. Капшинева, И. Е. Кузнецова и Г. Б. Рудника, которые выявили главные особенности внутреннего строения массива и сложную историю его формирования, а также открыли ряд рудопроявлений хромитов (Рудник, Капшинева, Кузнецов, 1971). Поэтому ниже будут кратко изложены основные особенности его геологии и петрографии, дополненные нашими новыми данными.

Непосредственно к северу от массива развиты относительно слабоизмененные, но сланцеватые осадочные горные породы среднепалеозойского возраста. Западнее и восточнее распространены метаморфизованные осадочные и вулканогенные образования няровейской свиты, отвечающие по степени метаморфизма зеленосланцевой и альбит-эпидот-амфиболитовой фациям, а южнее — горным породам собского диорит-тоналит-плагногранитового комплекса. Контакты гипербазитов с окружающими породами, как будет показано ниже, всюду тектонические (рис. 9).

Вдоль северной окраины массива Рай-Из почти на всем протяжении прослеживаются своеобразные брекчиевидные образования, в которых породы сцементированы расланцованными и перематыми серпентинитами. Впервые их наблюдал А. Н. Заварицкий, отмечавший «... в массе змеевика огромные глыбы, имеющие вид включений посторонних пород» (1932, с. 35). Данные исследований последних лет состава, строения и структур-

1 — позднекаменноугольные — нижнепермские отложения не
2 — нижние, среднекаменноугольные отложения не
3 — известняки, известняки, известняки, известняки
4 — известняки, известняки, известняки, известняки
5 — известняки, известняки, известняки, известняки
6 — известняки, известняки, известняки, известняки
7 — известняки, известняки, известняки, известняки
8 — известняки, известняки, известняки, известняки
9 — известняки, известняки, известняки, известняки
10 — известняки, известняки, известняки, известняки
11 — известняки, известняки, известняки, известняки
12 — известняки, известняки, известняки, известняки
13 — известняки, известняки, известняки, известняки
14 — известняки, известняки, известняки, известняки
15 — известняки, известняки, известняки, известняки
16 — известняки, известняки, известняки, известняки
17 — известняки, известняки, известняки, известняки
18 — известняки, известняки, известняки, известняки
19 — известняки, известняки, известняки, известняки
20 — известняки, известняки, известняки, известняки





ого положения этих образований позволили высказать соображения об их меланжевой природе, а также по-новому оценить тектоническую позицию гипербазитового массива (Дергунов, Казак, Молдаванцев, 1975).

Брекчиевидные образования, состоящие из округлых блоков и глыб гипербазитов, диабазов и базальтовых порфиритов, сцементированных развальцованными серпентинитами, идентичные встреченным в северной периферической части массива Рай-Из; прослежены также на запад от него. Они приурочены здесь к протяженной зоне разлома и рассматривались как эруптивные брекчии — продукты неоднократного внедрения базитов и гипербазитов в эту зону (Шляхова, 1965; Волович, Дембовский, 1972).

Характер контактов гипербазитов массива с вмещающими породами

Наибольший интерес представляет строение северной окраины массива Рай-Из, где нацело серпентинизированные гипербазиты контактируют с толщей, сложенной кремнисто-глинистыми, углисто-глинистыми и фидлитовидными сланцами, алевролитами и песчаниками с редкими линзами известняков. В разных горизонтах этой толщи отмечены находки каменно-угольных фораминифер (Войновский-Кригер, 1933) и конодонт верхнего девона (Пучков, 1973). При этом по одному из первых притоков р. Собь последние встречены в 300 м от контакта с гипербазитами. Осадочные горные породы очень слабо метаморфизованы (не выше метатенеза или фации аспидных сланцев), а вблизи гипербазитов иногда лишь слабо хлоритизированы. Обычно они смяты в крутые, нередко опрокинутые на северо-запад изоклинальные складки восток-северо-восточного простирания, поэтому преобладающее направление падения слоистости юго-восточное под углами $40-60^\circ$.

По мере приближения к гипербазитовому массиву заметно увеличивается степень рассланцевания горных пород, появляется мелкая плоччатость. Так, в основании левой цокольной террасы руч. Нырдовомен-Шор углисто-кремнистые и углисто-глинистые сланцы с прослоями песчаников интенсивно сплюснуты и раскливажированы, причем осевые плоскости складок волочения и плоскости кливажа почти параллельны и падают на восток-юго-восток под углами $70-80^\circ$. Можно предположить, что они образовались при субгоризонтальном движении гипербазитов с юго-востока на северо-запад по поверхности сланцев. Более массивные пласты кремнистых пород сплюснуты и сохраняют крутое и иногда относительно пологое ($45-50^\circ$) падение на юг под гипербазиты.

Северная периферическая часть массива Рай-Из доступна для изучения в ущельях ручьев Нырдовомен-Шор и Хребет-Шор и их притоков, текущих с юга на север, а также в промоинах на склонах гор Шлем и Нырдовомен-Из (рис. 10). Здесь установлено сложное пластинчато-чешуйчатое строение окраины массива, причем плоскости разломов, разделяющих пластины (чешуи), обычно круто ($40-60^\circ$) падают на юг под гипербазиты. В контакте с толщей осадочных образований прослеживается зона полимиктового серпентинитового меланжа, выше располагается пластина существенно амфиболовых (часто глаукофансодержащих) сланцев, далее на юг и выше по склону идут рассланцованные, местами раздробленные серпентиниты, которые постепенно сменяются сначала массивными и отчасти разлинзованными серпентинитами, а потом слабо серпентинизированными гипербазитами.

Следует отметить, что в большинстве случаев пластина существенно амфиболовых сланцев залегает согласно со структурами осадочных толщ обрамления массива, но местами ограничивающие ее поверхности срезают эти структуры. Очертания линии контакта в плане осложнены поперечными разломами.



Рис. 10. Общий вид северного склона гипербазитового массива Рай-Из. В основании — кремнисто-терригенные сланцы палеозой, выше — зона серпентинитового меланжа и пластина существовавших амфиболовых сланцев, в восточной части — глаукофиновые сланцы и тела жадеитов, вверху — гипербазиты основной части массива. (Зарисовка с натуры).

Зона полимиктового серпентинитового меланжа прослеживается почти без перерыва вдоль северной окраины массива от горы Шлем на западе до долины р. Собь на востоке. Мощность ее изменчива и составляет от 15—20 до 300—350 м (например, в ущелье руч. Нырдово-Шор). В полимиктовом меланже, развитом в северной периферической части массива, цементом является сильно рассланцованный и перемятый существенно антигортитовый серпентинит. В нем заключены как бы «плавающие» различные по величине и форме, но чаще округлые глыбы и валуны горных пород разного состава. Их размеры варьируют от нескольких сантиметров и дециметров до нескольких метров. Залегание включений хаотическое. Признаков сортировки не отмечено (рис. 11).

Рассматриваемые глыбы и валуны представлены массивными, иногда полностью серпентинизированными гарцбургитами и дунитами, изредка хромитовыми рудами. Встречены также зеленокаменно измененные базальты, их туфы, диабазы, существенно амфиболовые сланцы, кремнистые породы, углесто-кремнистые сланцы, кварциты, клинопироксениты, жадеититы, хлорит-амфибол-клинопироксеновые,grossуляр-пироксеновые и оливин-пироксеновые породы. Гроссуляр-клинопироксеновые породы близки к родингитам, были описаны еще А. Н. Заварицким. Следует отметить, что на долю гипербазитов приходится не менее 80% общего чис-

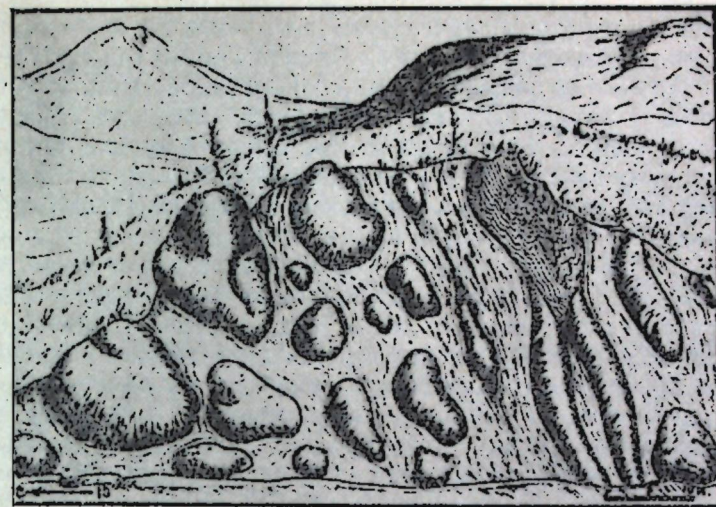


Рис. 11. Выход полимиктового серпентинитового меланжа на правом берегу руч. Нырдово-Шор. Крупные глыбы серпентинизированных гарцбургитов, жадеитов, родингитов и кристаллических сланцев, «плавающие» в серпентинитовом цементе.

ла включений. Преобладающие среди включений гарцбургиты, дуниты и их серпентинизированные разновидности аналогичны горным породам гипербазитового массива.

Петрографическое изучение других характерных разновидностей горных пород, слагающих глыбы и валуны, показало следующее. В различной степени зеленокаменно измененные базальты, их субщелочные (?) разновидности и туфы, а также диабазы и диабазовые порфириты встречаются в виде эллипсоидальных, округлых и иногда узловатых с округленными поверхностями валунов и «окатышей» размерами в поперечнике обычно не менее 5—10 см. Они нередко заключены в тонкую серпентинитовую рубашку, на отполированной поверхности которой видны многочисленные разнонаправленные борозды скольжения. Все это свидетельствует о перемещении названных включений и их истирании в движущейся массе меланжа.

По внешнему облику диабазы и базальты представляют собой темно-серые с буроватым и зеленоватым оттенком тонкозернистые породы обычно афирового сложения. Под микроскопом в редких порфировых выделениях встречены клинопироксен и оливин; основная масса обнаруживает микропиклитовое строение и состоит в основном из лейстовидного альбита, хлорита и лейкоксена.

Горные породы гроссуляр-пироксенового (родингиты) и оливин-пироксенового состава встречаются в зоне меланжа в виде крупных эллипсоидальных и шарообразных валунов в поперечнике до 2 м. Внешне родингиты — мелкозернистые светло-серые с зеленоватым и розоватым оттенком породы, осветленные с поверхности и нередко также одетые в серпентинитовую рубашку. Главными породообразующими минералами этих пород обычно являются клинопироксен и гроссуляр. Структура гранобластовая неравномернотекстурированная. Интерстиции между зернами гроссуляра и клинопироксена выполнены агрегатом хлорита. Отдельные несколько меньшие по размерам валуны целиком состоят из клинопироксена, представленного таблитчатыми или призматическими зернами, участками образующими спутанно-волокнистый агрегат. Часто наблюдается замещение названных выше минералов карбонатом и хлоритом. Особый интерес представляют пироповые пироксениты из глыб в меланже.

Повсеместно в составе серпентинитового меланжа в виде крупных угловатых глыб, а также линзовидных блоков мощностью до 10—15 м (гора Нырдовомен-Из) встречаются метаморфические сланцы и кварциты. Ориентировка уплощенных глыб почти всегда совпадает с общим субширотным простиранием зоны меланжа. Метаморфические сланцы зачастую плотные, неровно-сланцеватого сложения. В своем составе, помимо кварца и альбита, они содержат омфакит, кроссит, гранат (альмандин) и крупночешуйчатый мусковит; сланцы нередко интенсивно окварцованы и пиритизированы. Кварциты имеют массивную текстуру и часто интенсивно трещиноваты. Они содержат идиобластовые выделения и скопидовидные сростки кроссита, а также скопления мелких зерен граната. В зоне меланжа, в непосредственной близости от примыкающей к ней с юга и перекрывающей ее пластины существенно амфиболовых сланцев, встречаются крупные линзо- и каплевидные тела жадеитов, везувияцитов, родинитов, диопсидитов и нефритов (Казак, Добрецов, Молдаванцев, 1976).

Пластина существенно амфиболовых сланцев, иногда выклиниваясь и достигая в раздувах мощности 1000—1500 м, прослеживается вдоль всего северного края гипербазитового массива Рай-Из (см. рис. 9, 10). Почти всюду она подстилается зоной серпентинитового меланжа. В западной части пластины преобладают актинолитовые, эпидот-актинолитовые, альбит-кварц-актинолитовые и альбит-эпидот-цоизитовые актинолитосодержащие сланцы. В восточной части появляются альбит-эпидот-глаукофановые, альбит-эпидот-хлорит-глаукофановые, эпидот-глаукофановые (часто стильномелансодержащие) сланцы с участками почти мономинеральных глаукофановых пород. В кровле пластины вблизи контакта ее с гипербазитами местами прослеживается зона светло-зеленых клинопироксенсодержащих пород мощностью до 15—20 м, обнаруживающих на коротком расстоянии переходы к глаукофансодержащим сланцам. Эти клинопироксенсодержащие породы слагают, например, большую часть горы Нырдовомен-Из. В них развиты отдельные порфиробласты (размером 0,1—0,5 мм), сростки и линзовидные обособления клинопироксена (хлоромеланита), реакционно развивающегося за счет основной ткани породы. Изредка встречаются маломощные прослои, состоящие из спутанно-волокнистых агрегатов того же клинопироксена (диопсид-жадеита).

Пластины амфиболовых сланцев перекрывают рассланцованные, местами перемятые серпентиниты (мощность около 200 м), содержащие включения брусита, граната и прожилки клинопироксена. Они, по существу, составляют единое целое с основным телом гипербазитов, которое они подстилают. В нижней части на контакте с амфиболовыми сланцами в серпентинитах наблюдаются участки оталькования и карбонатизации. Выше преобладают крупные угловатые, часто линзовидные блоки серпентинизированных дунитов и гарцбургитов размером до 5—10 м и более. Ориентировка этих блоков соответствует общему юго-восточному падению поверхности контакта, причем нередко они плотно притерты друг к другу (соприкасаются по идеально отполированным зеркалам скольжения). Местами глыбы разделены и окаймлены сильно рассланцованным, листоватым и милонитизированным антигоритовым серпентинитом. Южнее, вверх по разрезу и в глубь массива, количество цементирующего серпентинита уменьшается, происходит постепенный переход от гипербазитов, испытавших интенсивную тектоническую переработку, к массивным гипербазитам внутренней части массива Рай-Из.

В верхнем течении руч. Нырдовомен-Шор строение краевой части массива гипербазитов несколько более сложно. Здесь вблизи абс. отм. 380,0 (в месте слияния трех составляющих ручья) непосредственно южнее и выше пластины существенно амфиболовых сланцев в виде тектонического блока мощностью около 250—300 м выступают сильно переработанные серпентиниты, возможно, представляющие ответвление от главной зоны меланжа, развитой севернее. В этой зоне раздробленные серпентиниты цементируют

крупные округлых очертаний блоки и валуны, состоящие преимущественно из массивных габбро-диабазов, метадиабазов, диабазовых порфиритов и их туфов. По левому притоку руч. Нырдовомен-Шор встречаются крупные глыбы нефритов, нефритоподобных пород и мраморовидных белых жадеитов (Казак, Добрецов, Молдаванцев, 1976).

Далее на юг после перерыва в обнажениях (~250 м) на расстоянии около 500—600 м в глыбовых развалах и коренных выходах прослеживаются аповулканогенные зеленые сланцы с линзовидными участками метавулканитов и глаукофансодержащих сланцев. Сланцеватость этих образований простирается в субширотном направлении и падает на юг под углами 40—50°.

Рассланцованные метавулканиты через зону разлинзованных и брекчированных серпентинитов (около 30—40 м) контактируют с породами дунит-гарцбургитового комплекса, слагающими северную часть массива Рай-Из. Вероятно, в рассматриваемом разрезе в верховьях руч. Нырдовомен-Шор вместо единой пластины существенно амфиболовых (аповулканогенных) сланцев мы имеем дело с пакетом, состоящим, по крайней мере, из двух пластин (чешуй), разделенных зоной серпентинитового меланжа.

Таким образом, тектонические (надвигового характера) соотношения гипербазитов с толщами осадочных и осадочно-вулканогенных горных пород в пределах северного контакта массива Рай-Из можно считать достаточно очевидными. Наличие глубинных метаморфических пород (пироповых, эклогитовых, жадеитовых и др.), отсутствующих в теле массива Рай-Из, свидетельствует, вероятно, о значительной амплитуде надвиговых перемещений.

Тектонический характер западного контакта массива Рай-Из впервые был отмечен А. И. Заварицким и позднее подтвержден многими исследователями. Так, Е. В. Воловичем и В. И. Дембовским (1972) к западу от массива Рай-Из в районе хараматалоуской депрессии был откартирован крупный разлом, который является не чем иным, как продолжением северной зоны меланжа. Здесь зона меланжа прослежена более чем на 50 км (при ширине от 250 до 2—4 км) от горы Шлем на севере до северной окраины гипербазитового массива Пай-Ер на юге. В меланже присутствуют глыбы различных пород, размеры которых в поперечнике варьируют от 0,2—0,3 до 300—400 м. Отмечаются остроугольные глыбы плагиоклазовых и плагиоклаз-пироксеновых порфиритов, диабазов и различных туфов основного состава, «плавающие» в серпентинитовом цементе. В зоне меланжа в различных местах встречены глыбы гипербазитов (гарцбургитов, крупнозернистых дунитов с шиллами хромитов). Одна из наиболее крупных глыб в зоне меланжа представляет гипербазитовый «массив» Степ-Рузь (4,5 × 1,5 км), сложенный крупнозернистыми дунитами (Щербакова, 1975). Здесь же в составе меланжа отмечаются породы, близкие к эклогитам. Наиболее хорошо вскрыта зона меланжа в руч. Лек-Вож на широте горы Шлем. Здесь среди сильно рассланцованных и листоватых серпентинитов выступают глыбы совершенно округлой и шаровидной формы, сложенные, по данным К. Л. Шмелевой, диабазами, габбро-диабазами, базальтовыми порфиритами и их туфами, реже родинитами и пироксенитами (жадеитами?). Изредка в составе брекчии встречены кристаллические сланцы и кислые эффузивы (кварцевые порфиры и альбитофиры). Как и для северной части массива Рай-Из, в нижней пластине встречены глаукофановые сланцы (часто с турмалином). На западе и востоке гипербазиты граничат с метаморфическими образованиями относительно более высоких (по сравнению с породами северного обрамления) ступеней метаморфизма, отвечающими зеленосланцевой и альбит-эпидот-амфиболитовой фациям. Обычно это разнообразные пара- и ортосланцы, а также альбититовые амфиболиты и мусковит-альбитовые гнейсы с эпидотом и иногда гранатом (см. рис. 9).

Субмеридиональный разлом, ограничивающий гипербазитовый массив с запада, характеризуется почти вертикальной или крутопадающей на восток под гипербазиты плоскостью сместителя. Его строение осложнено поперечными разрывными нарушениями с амплитудой от первых сотен метров до 1 км. Ширина полосы нацело серпентинизированных гипербазитов вблизи разлома не превышает 20—30 м. Фиксируется относительно слабая тектоническая переработка (разлизование, расщепление) как гипербазитов, так и вмещающих метаморфических горных пород. Последние иногда включают мелкие линзы амфиболитовых клинопироксенитов. Можно предполагать, что в результате движений по рассматриваемому вертикальному разлому гипербазиты были подняты относительно метаморфических сланцев и сдвинуты в направлении с юга на север.

Восточный контакт массива скрыт под аллювиальными отложениями долины р. Собь и делювиальными развалами склона гипербазитового массива. На его тектонический характер указывает наличие крутых уступов в рельефе, отделяющих гипербазиты от вмещающих метаморфических сланцев. При этом вмещающие горные породы круто падают на запад под гипербазиты.

К югу от гипербазитов массива Рай-Из широкой неровной полосой прослеживаются гнейсовидные роговообманковые габбро и габбро-нориты, частью окварцованные и биотитсодержащие, а также биотит-роговообманковые тоналиты, плагиограниты и кварцевые диориты собского комплекса (Молдаванцев, 1973). В непосредственной близости от гипербазитов прослеживается неровная относительно узкая (от первых сотен метров до 1,5—2 км) полоса бластомилолитов и бластокатаклазитов амфиболитовой и частью эпидот-амфиболитовой фации. Весьма характерно отчетливое гнейсовидное, шпирово-полосчатое, очковое и иногда брекчиевидное сложение горных пород.

Бластомилолитизация в пределах рассматриваемой полосы в основном подверглись разнообразным габбро и габбро-диориты. В результате силикатизационных преобразований они превращены в амфиболиты, текстурно весьма неоднородные. В амфиболитах в виде различных по величине линз и будин заключены как относительно слабо переработанные роговообманковые габбро-диориты и биотит-роговообманковые тоналиты собского комплекса, так и породы верлит-клинопироксенит-габброидной ассоциации, развитые в южной периферической части массива Рай-Из. Последние представлены амфиболитовыми аортитовыми габбро, клинопироксенитами и верлитами, а также горблендитами, нередко шпильсодержащими.

Гипербазиты в контакте с бластомилолитами там, где это удается наблюдать, обычно серпентинизированы, разлизованы и нередко превращены в серпентинитовые сланцы. Поверхность контакта срезает полосчатость бластомилолитов под острыми углами.

Таким образом, гипербазиты массива Рай-Из повсеместно обнаруживают тектонические соотношения с окружающими породами. Наблюдаются как приповерхностный тектогенез в разломах (зоны и участки расщепления) и надвигах (развитие серпентинитового полимиктового меланжа), так и следы, возможно, неоднократных глубинных деформаций, выраженных зонами метаморфитов с глаукофаном и жадеитом (фациальные серии высоких давлений), а также бластомилолитов амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации, возникших в условиях умеренных и низких давлений.

В целом приведенные данные о характере соотношения гипербазитов массива Рай-Из с вмещающими образованиями достаточно определенно указывают на аллохтонную его природу. Можно предположить, что преобладающие в составе массива породы дунит-гарцбургитовой ассоциации вместе с тесно связанными с ними образованиями верлит-клинопироксе-

нит-габброидного состава были в виде мощного пластинкообразного тела выведены из глубинных зон эвгеосинклинали варисид и выдвинуты (шарьированы) в верхние горизонты земной коры на миеосинклинальные образования западного склона.

В подошве выдвигающейся аллохтонной гипербазитовой пластины и в подстилающих ее аллохтонных образованиях могли сформироваться метаморфические минеральные ассоциации с глаукофаном и жадеитом, указывающие на повышенные давления и относительно низкие температуры. Вероятно, в иных условиях на гипербазиты были выдвинуты габбро-диориты и тоналиты, в результате чего в зоне сопряжения сформировались охарактеризованные выше бластомилолиты, составы которых отвечают высоким температурам и низким давлениям.

Протяженные зоны полимиктового серпентинитового меланжа, прослеживающиеся вдоль северной окраины массива Рай-Из, могут свидетельствовать о существенных горизонтальных перемещениях. Эти перемещения и сопровождающие их деформации носили, очевидно, уже приповерхностный характер. Они происходили после формирования жадеит- и глаукофансодержащих ассоциаций метаморфических пород, поскольку последние вместе с гипербазитами встречаются в виде включений в составе меланжа.

Особенности внутреннего строения гипербазитового массива Рай-Из

В пределах массива Рай-Из можно выделить следующие главные ассоциации горных пород (или комплексы), слагающие различные по величине площади: существенно гарцбургитовую, ассоциацию сетчато-полосчатого дунит-гарцбургитового комплекса и тесно с ним связанных неравномерно- и грубозернистых (вплоть до пегматоидных) дунитов, шпирово-полосчатую дунит-клинопироксенит-габброидную идиобластовых (вторичных) гарцбургитов, включающую жилькообразные тела энстатитов и сагвандитов, а также антигоритизированных гарцбургитов (иногда с куммингтонитом) и оливин-антигоритовых пород («войкаритов»). Названия ассоциаций перечислены в последовательности их проявления (от наиболее ранних к поздним).

Дизъюнктивные нарушения, фиксируемые линейно-вытянутыми участками и зонами озмеевикованных, расщепленных и брекчированных гипербазитов обусловили современное блоковое или чешуйчато-блоковое строение массива (см. рис. 9).

В северо-западной части гипербазитового массива, охватывающей верховья р. Собь и частью ее правобережье в верхнем течении, обособляется блок, сложенный преимущественно гарцбургитами. Последние нередко обнаруживают достаточно четко выраженное планпараллельное сложение, напоминающее гнейсовидность, обусловленное тем, что распределение энстатита в породе подчинено, как правило, одному директивному направлению.

Участками среди равномернозернистых гарцбургитов прослеживаются жилькообразные (согласные и нередко секущие) тела также однородных среднезернистых дунитов с характерной песочно-желтой коркой выветривания, составившие полосчатый дунит-гарцбургитовый комплекс.

Особенности соотношений дунитов и гарцбургитов в таких комплексах неоднократно и подробно описаны (Заварицкий, 1932; и др.). Мощность жилькообразных дунитовых тел нередко достаточно выдержана по простиранию и обычно составляет 10—30 см. В участках сгущения сети дунитовых жилькообразных тел мощность последних увеличивается до нескольких метров. Образуются довольно значительные поля преобладающего развития песочно-желтых дунитов. Иногда отмечаются грубозер-

нистые разности дунитов и вместе с тем широко развитые маломощные шпирообразные тела и жилы энстатитов, нередко крупнозернистых. Характерно повышенное содержание акцессорного хромшпинелида в дунитах, часто группирующегося в шпире.

Широкое развитие гарцбургитов, как и участки их полосчатого чередования с дунитами, отмечено также в восточной части массива Рай-Из. Здесь, наряду с генеральным планпараллельным распределением энстатита в породе, в отдельных выходах отмечена его приуроченность к двум или трем пересекающимся плоскостям. Здесь же И. Е. Кузнецову и Г. Л. Кашицеву удалось выявить по элементам залегания гнейсовидности и полосчатости гарцбургитов дугообразные более или менее концентрические поверхности большого радиуса, как бы намечающие открытое на восток воронкообразное или более сложное строение этой части массива. Подобные структуры выявлены А. А. Савельевым и Г. Н. Савельевой в пределах южнее расположенного Войкаро-Сыснинского гипербазитового массива (см. ниже).

Гигантозернистые дуниты образуют жиллообразные и неправильные по форме тела мощностью от нескольких до первых сотен метров. Среди грубозернистых и пегматондных дунитов сохранились различные по величине и форме неперемещенные участки (скиалиты) образований относительно более раннего полосчатого дунит-гарцбургитового комплекса. При этом если для планпараллельных текстур последнего характерно преобладающее юго-восточное падение под углами от 50—60 до 70—80°, то для жиллообразных тел неравномерно- и гигантозернистых дунитов, сохраняющих северо-восточное простирание, в большинстве случаев — крутое падение к северо-западу (рис. 12).

С полосой максимального развития гигантозернистых дунитов в пределах массива Рай-Из связано подавляющее большинство выявленных к настоящему времени хромитовых рудных тел.

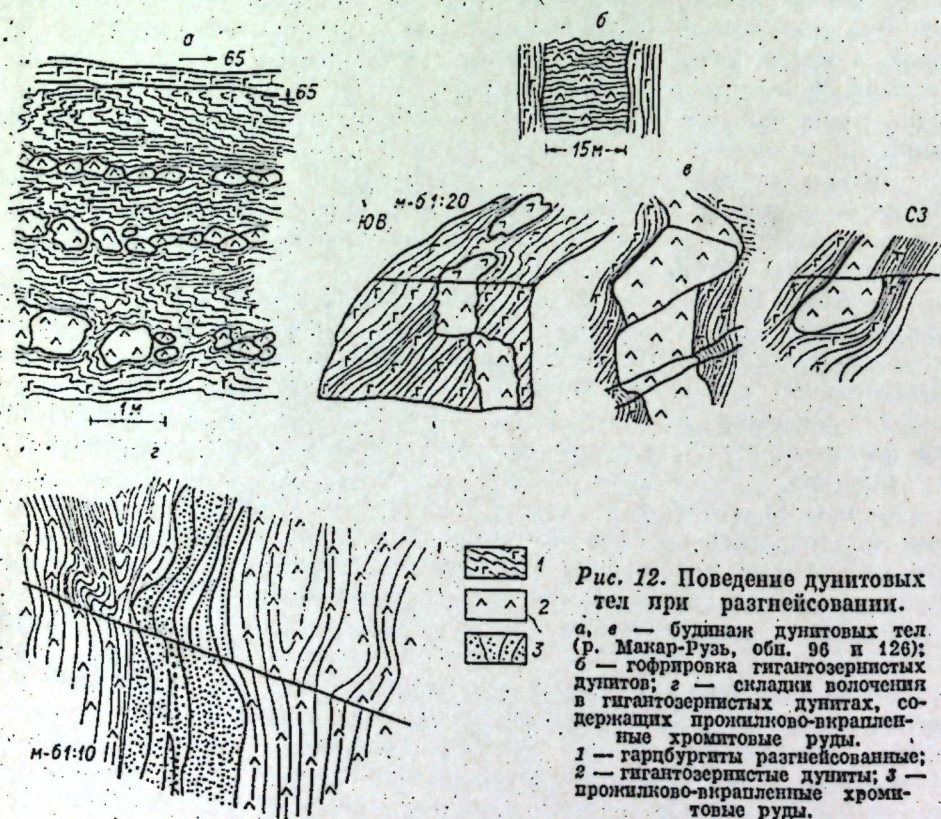


Рис. 12. Поведение дунитовых тел при разгнейсовании. а, б — будинаж дунитовых тел (р. Макар-Ружь, общ. 96 и 126); в — гофрировка гигантозернистых дунитов; 2 — складки волочения в гигантозернистых дунитах, содержащих прожилково-вкрапленные хромитовые руды. 1 — гарцбургиты разгнейсованные; 2 — гигантозернистые дуниты; 3 — прожилково-вкрапленные хромитовые руды.

Таблица 4

Химические анализы гипербазитов массива Рай-Из *

Окисел	Первичные породы						Вторичные породы					
	1*		2		3	4	5		6	7	8	9
	г	с	г	с	г	г	г	с	г	г	г	г
SiO ₂	38,0	—	40,90	1,10	41,05	51,17	39,57	39,53	36,48	0,32	42,49	37,62
TiO ₂	0,03	0,01	0,03	0,02	0,05	0,12	0,04	0,03	Сл.	—	0,01	0,06
Al ₂ O ₃	1,17	0,80	1,06	0,31	1,46	2,42	0,96	0,95	0,62	0,06	1,16	0,94
Fe ₂ O ₃	3,89	0,63	3,70	1,04	3,60	1,57	2,05	2,64	4,37	0,15	1,95	5,75
FeO	4,32	1,01	5,14	0,60	4,48	3,29	5,35	4,85	3,93	0,33	6,14	2,48
MnO	0,15	0,01	0,14	0,01	0,15	0,11	0,14	0,10	0,13	0,01	0,12	0,18
MgO	43,45	1,03	42,32	1,03	39,55	20,35	42,82	45,65	43,97	0,51	44,23	38,95
CaO	0,35	0,10	0,71	0,20	1,55	19,00	0,55	0,42	0,36	0,04	0,65	0,21
Na ₂ O	0,05	0,01	0,08	0,02	0,17	0,17	0,05	0,03	0,03	—	0,05	0,10
K ₂ O	0,02	0,01	0,02	0,01	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02	—	0,02	0,02
Cr ₂ O ₃	0,69	0,09	0,46	0,10	0,47	0,42	0,38	0,35	1,79	0,35	0,44	0,55
NiO	0,31	0,03	0,31	0,02	0,29	0,06	0,38	0,46	0,34	0,02	0,31	0,29
CoO	0,015	0,002	0,013	0,002	0,013	0,008	0,012	0,022	0,014	—	0,015	0,011
P ₂ O ₅	0,02	—	0,02	—	0,02	—	0,02	—	—	—	—	—
П. п. п.	7,85	1,50	6,68	1,45	7,26	1,25	7,55	4,67	8,21	0,30	2,21	13,27
Сумма	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100,43
Число анализов	8	23	3	2	3	4	2	3	4	3	1	1

* 1 — обычные дуниты; 2 — гинидоморфно-зернистые гарцбургиты; 3 — зернистые; 4 — верлиты; 5 — дуниты со спайным оланном; 6 — дуниты гигантозернистые; 7 — дуниты околорудные; 8 — гарцбургиты пидобластовые (вторичные); 9 — серпентинит. Данные И. Е. Кузнецова, В. В. Боровского, Г. Л. Кашицева.

Особенности состава «первичных» пород гарцбургитового и сетчатого-полосчатого дунит-гарцбургитового комплекса охарактеризованы в табл. 4. Дуниты со спайным оливином, трактуемые Е. И. Кузнецовым и другими исследователями как первичные породы, очень сходны по составу с гигантозернистыми дунитами (в частности, в отношении пониженного содержания Cr_2O_3) и отнесены к продуктам метаморфизма, т. е. к вторичным породам (см. ниже).

Шлирово-полосчатый дунит-клинопироксенит-габбронный комплекс

В южной части массива Рай-Из северо-западнее горы Черной в виде полос протяженностью 6—7 км и шириной до 1,5—2 км развит шлирово-полосчатый дунит-клинопироксенит-габбронный комплекс пород. Он представлен многократно чередующимися верлитами, клинопироксенитами и диопсид-анортитовыми габбро, связанными между собой постепенными переходами и в различной степени амфиболитизированными и отчасти цонзитизированными. Реже здесь встречаются тылаиты, оливин-диопсидовые габбро, форелленштейны и анортозиты.

Дуниты обычно обнаруживаются в виде вытянутых полос, линз или будин, расположенных линейно, согласных с полосчатостью клинопироксенитов. Нередко наблюдается частое чередование дунит-клинопироксенитов с габбро-амфиболитами. Ширина полос варьирует от 20—30 см до 3—5 м. Постепенные переходы между дунитами, верлитами и клинопироксенитами обуславливают проявления своего рода зональности. Так, в крутом обрыве к северо-западу от горы Черной можно проследить все взаимопереходы. Во внешней зоне появления клинопироксена дуниты интенсивно тектонизированы и обнаруживают бластомилонитовую структуру. Далее они переходят в верлиты (см. табл. 4), состоящие из переменного количества оливина, клинопироксена и амфибола. Верлиты, в свою очередь, сменяются мономинеральными клинопироксенитами. В результате этих преобразований среди клинопироксенитов обнаруживаются «реликты» дунитов в виде шлирообразных участков или линз неправильной формы. Такие тела или «останцы» нередко принимались за жилы дуниты. При микроскопическом изучении устанавливаются все стадии постепенного замещения оливина дунитов клинопироксеном. Пироксен возникает сначала в виде мелких агрегатов или неправильных отдельных зерен, которые характеризуются ксеноморфными лапчатыми очертаниями, уходящими от основного зерна по многочисленным трещинкам.

В верлитах клинопироксен обладает резко ксеноморфными очертаниями и образует зерна неправильной прихотливой формы между зернами оливина. В дальнейшем, в процессе перекристаллизации, клинопироксен приобретает тенденцию образовывать более крупные порфиробласты. При полном замещении и перекристаллизации исходные дуниты через верлиты переходят в клинопироксениты (рис. 13). В новообразованных клинопироксенитах устанавливаются две генерации пироксена. Пироксен первой генерации образует крупные зерна размерами в поперечнике 1,0—2,5 мм. Как правило, он обладает тонкой диагеновой отдельностью по второму пинакиду и спайностью (по 010). Пироксен первично был авгитом, так как содержит повышенное количество Al_2O_3 , включения или мелкую вкрапленность магнетита, расположенную вдоль, поперек или под углом к основной спайности пироксена. Пироксен второй генерации соответствует диопсиду, лишен включений магнетита, отличается прозрачностью и меньшими размерами зерен (от 0,02 до 0,3 мм). Обычно наблюдается развитие его по краям более раннего пироксена. По показателям преломления пироксены не отличаются между собой.

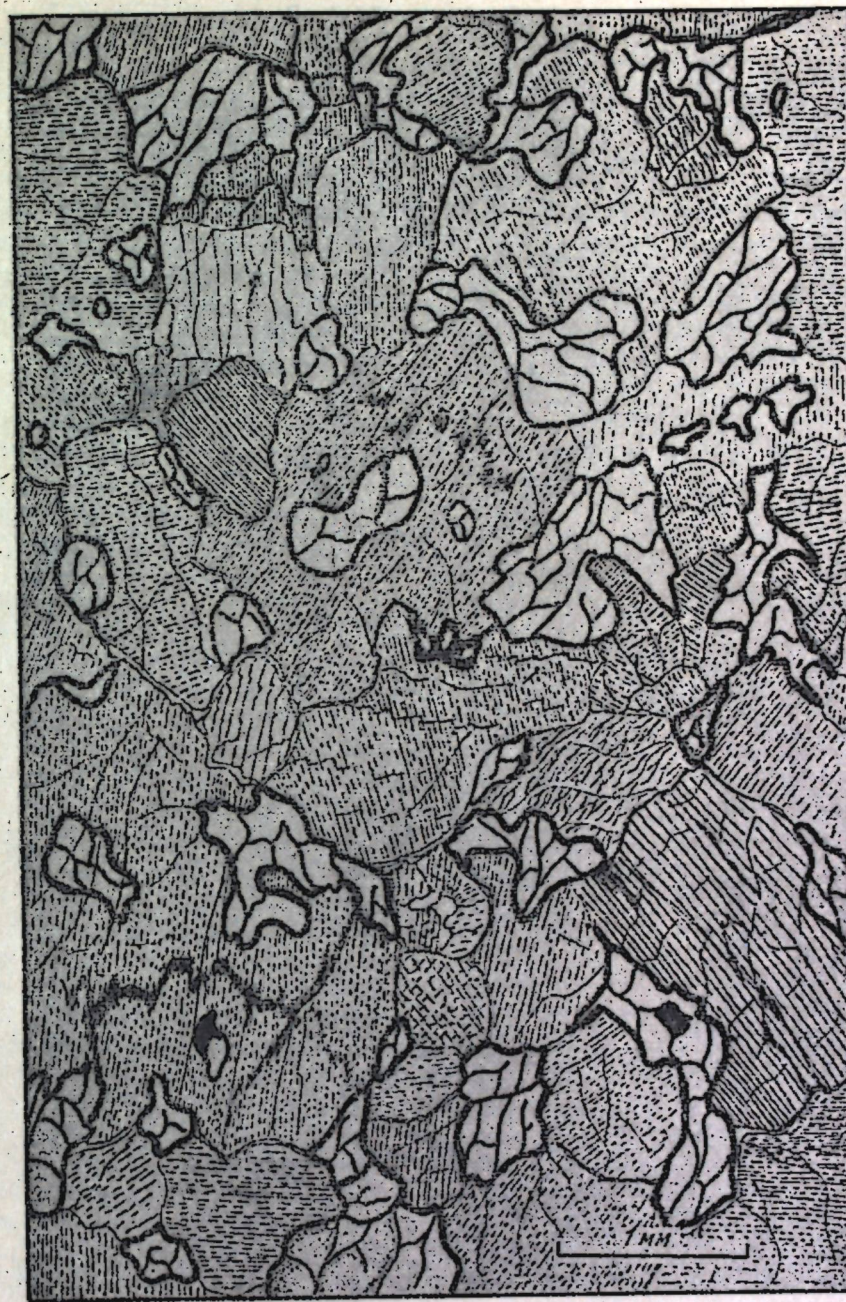


Рис. 13. Пироксенизированный дунит (верлит). Порода сложена таблитчатыми зернами клинопироксена (частая штриховка) и оливином. Южная часть массива Рай-Из. Шл. 145.

В отдельных участках этой зоны, вблизи контакта с габбро-амфиболитами, пироксениты испытали пластическую деформацию с образованием бластокластических структур (рис. 14). В краевых частях этих участков в виде узких линейных полос прослеживаются «порфиробластические» пироксениты с четкой «очковой» структурой, обусловленные крупными выделениями «обломков» клинопироксена или отдельных их порфиробласт. Крупные зерна пироксена, имеющие «обломочную» форму, цементируются мелкозернистой существенно пироксеновой основной массой, среди которой присутствуют и округлые изометричные зерна, возможно, новообразованного оливина. Такой совершенно прозрачный свежий оливин мог



Рис. 14. Бластомилонитизированный клинопироксенит. Две генерации клинопироксена. Крупные порфиробласты (частая штриховка) сложены клинопироксеном первой генерации, более мелкие зерна (точки) — клинопироксен второй генерации в основной амфиболовой массе. В нижнем правом углу — выделения зеленой шпинели. Южная часть массива Рай-Из. Шл. 146.

формироваться в результате метаморфической перекристаллизации. Наибольшей выразительности бластомилонитовые структуры достигают в амфиболитизированных разностях пироксенитов. В результате метаморфического преобразования габброидов образуются различные модификации габбро-амфиболитов, отличающихся между собой по составу и оптическим свойствам. В связи с этими превращениями выделяется несколько равновидностей роговых обманок, кумингтонита, актинолита и керсутита.

Роговая обманка обычно образует таблитчатые зерна или отдельные порфиробласты, чаще с каемками роста. Ее железистость, судя по Ng (1,678—1,680) и химанализу, около 40%.

Кумингтонит представлен длинными игольчатыми кристаллами, которые окаймляют зерна пироксена, а нередко слагают радиально-лучистые агрегаты в тесной ассоциации с магнетитом. В габброидной части комплекса наблюдаются все переходы от частично амфиболитизированных пироксенитов через амфиболиты до габброподобных пород, которые содержат минеральные плагиоклазовые породы — плагиоклазиты. Часто в амфиболитизированных и фельдшпатизированных пироксенитах наблюдаются линзовидные обособления, гломеробласты и сростки клинопироксенита, погруженные в основную массу амфибола. Плагиоклаз представлен в виде отдельных изометричных порфиробластов, линзовидных скоплений, располагающихся в виде полос и придающих породе гнейсо- или мигматитоподобную текстуру. В плагиоклазовых полосах иногда содержатся включения клинопироксена и реликтового оливина. Последний присутствует в виде вростков в пойкилобластиках плагиоклаза, отвечающего по составу олигоклаз-андезину. Пироксен обычно обрастается зеленоватой и синева-то-зеленой роговой обманкой. В шлифах отражены все последующие стадии замещения пироксена амфиболом. Иногда наблюдается роговая обманка с полным сохранением форм клинопироксена. В амфиболитизированных пироксенитах плагиоклаз деформирован и мелко раздроблен, обычно его деформация происходит на стыке зерен амфибола и пироксена. Плагиоклаз, как правило, полисинтетически двойникован по альбитовому закону. Характерно выклинивание двойниковых полос к центру зерна. Плагиоклаз содержит иногда реликтовые пойкилитовые включения оливина и пироксена. Наличие таких пойкилобластических включений, расположенных в центре зерна, характерно исключительно для метаморфических образований. Совместно с плагиоклазом в небольшом количестве присутствует цонзит (рис. 15).

В краевой части верлит-клинопироксенитового комплекса амфиболиты переходят в «габброподобные» породы. Эти породы сложены на 60—65% из обыкновенной роговой обманки и на 30—40% — из плагиоклаза. Плагиоклаз резко ксеноморфен по отношению к амфиболу и обычно присутствует в интерстициях между зернами. Следует отметить, что в габброподобных породах резко увеличиваются содержания магнетита, апатита и зеленой шпинели. Скопления шпинели обычно тяготеют к плагиоклазовым полосам.

Наличие мощных зон бластомилонитов и образование габброподобных амфиболитов в верлит-клинопироксенит-амфиболитовом комплексе следует рассматривать как результат пластического течения в условиях амфиболитовой фации, где метаморфические процессы сыграли исключительно важную роль.

В текстурном облике, строении и составе рассматриваемого шпирово-полосчатого комплекса гипербазитов и габброидов зафиксирован ряд проявлений с различной интенсивностью разновременных стадий тектонических деформаций и связанных с ними метасоматических и метаморфических превращений. В ряде мест картируются, например, крутонаклонные и стоячие сжатые складки различной амплитуды и интенсивный будилаж, свидетельствующие о достижении породами высокой степени пластичности.

Характер распределения скоплений клинопироксена и плагиоклаза в гипербазитах и в тесно связанных с ними габбро говорит в основном о синкинематических условиях проявления процессов перекристаллизации. Сопутствовавшие минералообразованию тектонические движения различались по интенсивности.

В морфологическом отношении многие разности пород в рассматриваемом комплексе весьма напоминают различные типы мигматитов,



Рис. 15. Амфиболитизированный клиношироксенит. Клиношироксен (частая штриховка) замещен светло-зеленой роговой обманкой. Наблюдаются скопления плагиоклаза. В правой части рисунка — мелкозернистый плагиоклаз и цонзит. Южная часть массива Рай-Из. Шл. 147.

получивших развитие в пределах глубинных сечений земной коры, например, в амфиболитовых и чарнокитовых сериях (линзовые ленточно-полосчатые, сетчатые, пластично-брекчиевидные, жильно-«порфиробластические» и др.). На отдельных участках фиксируются относительно более поздние бластокатаклазиты и бластомилониты (брекчиевидного, линзовидного, очкового и тонкослоистого сложения). Наложение процессов бластомилонитизации иногда затушевывает более ранние текстуры.

Образования дунит-клиношироксенит-габбронного комплекса отделены от дунитов и гарцбургитов остальной части массива Рай-Из зоной

относительно равномернозернистых дунитов, имеющих в плане ширину до 0,5 км. Характер распределения антигорита в антигоритизированных разностях дунитов подчеркивает их нередко интенсивную пликтивную дислоцированность.

Зона наложенного метаморфизма центральной части массива Рай-Из

В центральной части массива Рай-Из с юго-запада на северо-восток в виде неровной полосы шириной от 0,5—1 до 4—6 км прослеживается зона развития идиобластовых (вторичных) гарцбургитов. Переходы к вмещающим образованиям полосчатого дунит-гарцбургитового комплекса, в том числе и к грубозернистым дунитам, чаще всего постепенные, однако в северо-западной части полосы фиксируется резкий тектонический контакт (рис. 16).

Характерный внешний облик рассматриваемых гарцбургитов обусловлен прежде всего наличием крупных идиобласт энстатита длиной от 5—10 до 15—20 мм и их сростков, погруженных в мелкозернистый светло-зеленый агрегат оливиновых зерен, обнаруживающий под микроскопом своеобразное мозаично-гранобластовое строение (рис. 17). Энстатит обнаруживает планпараллельную и нередко линейную ориентированность. При этом по залеганию гнейсовидности фиксируется сложная пликтивная дислоцированность вторичных гарцбургитов (сжатые изоклинальные и иногда асимметричные, опрокинутые на северо-запад складки). В осевой части полосы распространения идиобластовых гарцбургитов располагается узкая зона, сложенная породами, резко выделяющимися по составу, структуре и степени метаморфизма от вмещающих гипербазитов. Породы осевой части представлены разнообразными амфиболитами с телами энстатитов и представляют древнюю зону разлома, что подтверждается геологическими и геофизическими наблюдениями. По данным геофизики (Молдаванцев, Берлянд, Казак, 1976), полоса наложенного метаморфизма совпадает с зоной глубинного разлома, разграничивающего область максимального поднятия «базальтов» от докембрийского фундамента.

В плане зона древнего разлома в теле гипербазитов образует узкий сильно вытянутый дугообразный пояс протяженностью более 20 км при ширине от первых десятков метров на юго-западе до 2,5—3 км на северо-востоке. Он начинается у западного контакта гипербазитов с метаморфическими осадочно-вулканогенными породами пярвейской свиты (см. рис. 16). Почти на протяжении 8—9 км пояс сохраняет устойчивое север-северо-восточное простирание, далее к северу поворачивает на восток, и в районе р. Левый Макал-Ружь простирание его сменяется на субширотное. К востоку метаморфический пояс выклинивается.

В целом, судя по элементам залегания и геофизическим подсчетам, отмечается юго-восточное падение зоны (под углами 45—35°). Возможно, что зона метаморфизма разделяет гипербазитовый массив на два крупных блока. При этом допущении юг-юго-западная часть массива (южный блок), включая его южное рудное поле с участками «Центральный» и «Западный», в пределах которых сконцентрирована главная масса выявленных тел хромитов; располагается как бы над зоной или висячем ее крыле (Молдаванцев, Берлянд, Казак, 1976). Подтверждением подобного предположения может служить появление в пределах названной площади полосы пегматоидных дунитов шириной около 3 км, включающих хромитовое оруденение. Полоса пегматоидных дунитов по мере передвижения к востоку также постепенно выклинивается.

Ориентировочно более древний возраст метаморфического пояса центральной части массива Рай-Из по сравнению с вмещающими породами пярвейской свиты устанавливается по геологическим наблюдениям и

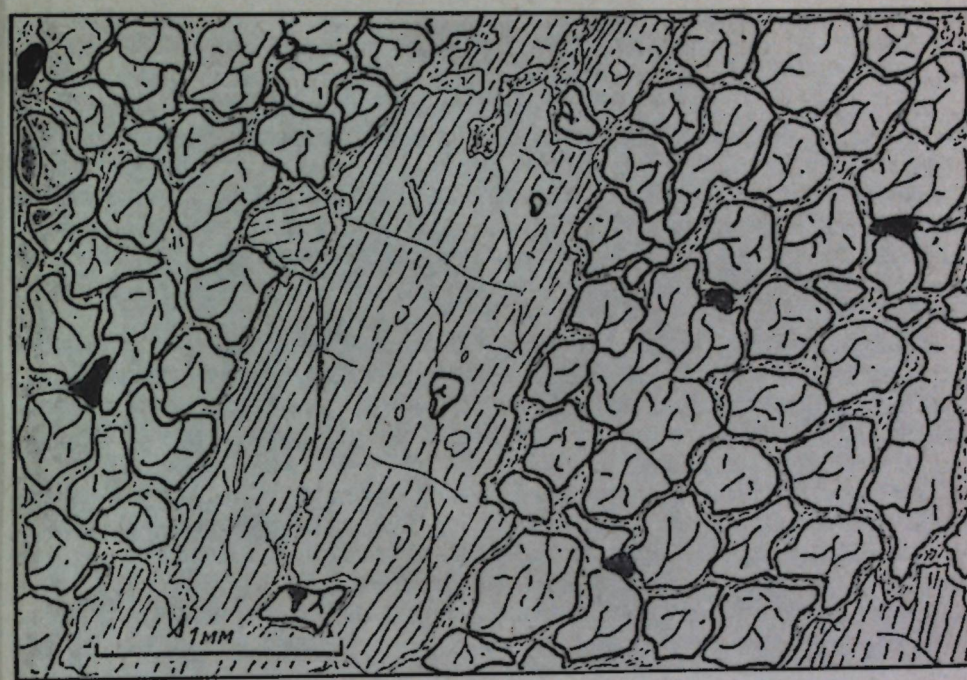
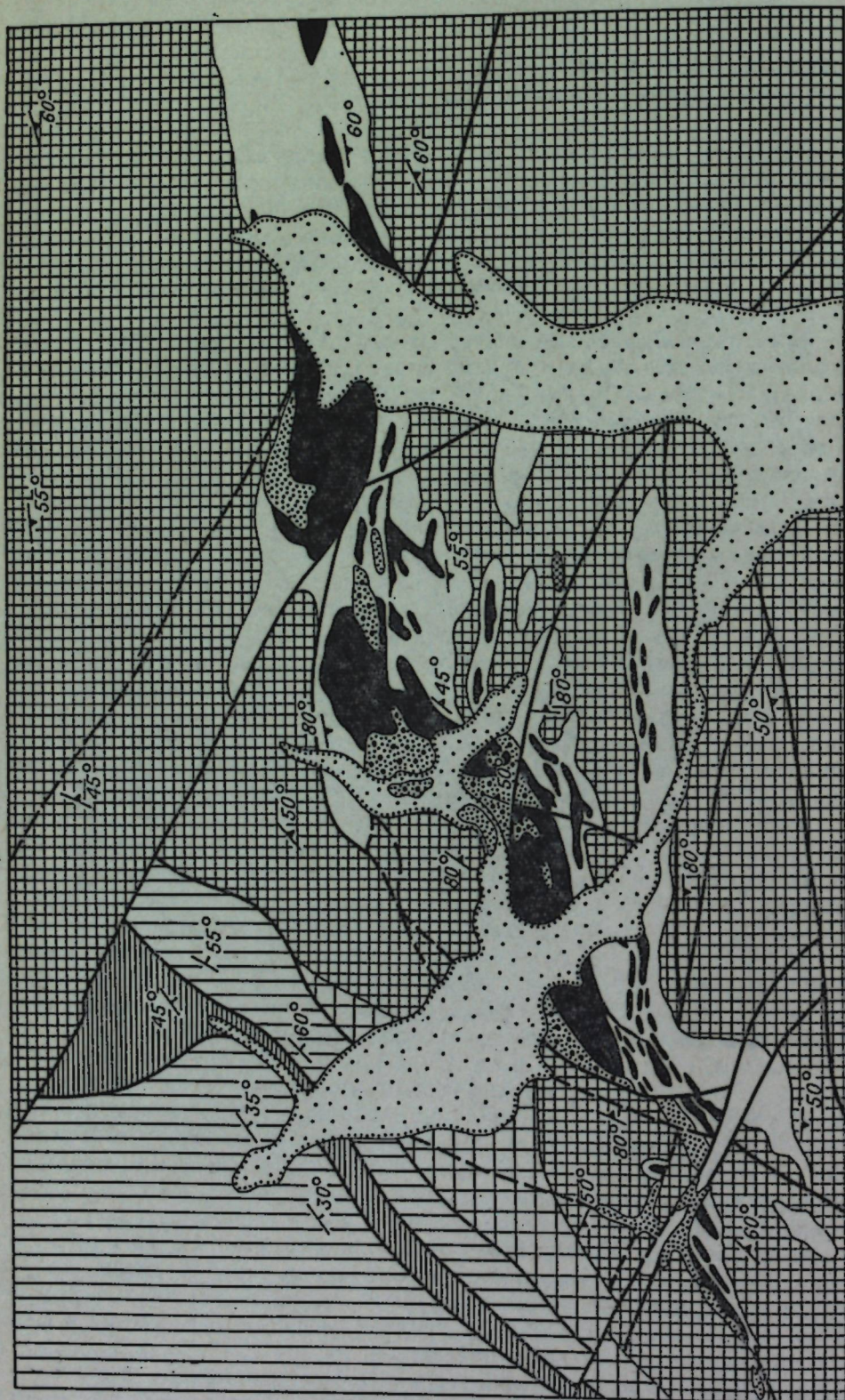
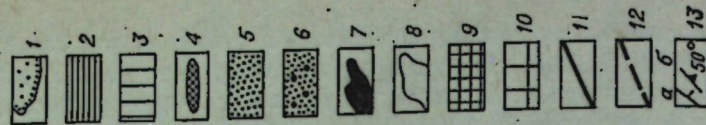


Рис. 17. Идиобластовый габрбургит (вторичный). Массив Рай-Из. Правый берег руч. Кузты-Вис. Шл. 29.

цифрам определения абсолютного возраста. В пределах пояса степень метаморфизма отвечает высокотемпературной части амфиболитовой фации, в то время как вмещающие их вулканогенно-осадочные породы — зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациям. По данным С. В. Щербаковой (1975), амфиболовые габбро из зоны наложенного метаморфизма, секущие энстатититы, имеют возраст 457—465 млн. лет (К-Аг метод), что соответствует времени последнего метаморфизма этих пород.

Ниже приводится краткая геолого-петрографическая характеристика осевой части зоны наложенного метаморфизма. Здесь метаморфические образования представлены серией сближенных кулисообразно расположенных линз энстатититов и сагваидитов среди вмещающих идиобластовых (вторичных) габрбургитов, а также габбро, габбро-амфиболитов, амфиболитов, горнблендитов и сопровождающих их редкие жилы габбро-пегматитов.

Тела энстатититов характеризуются различной протяженностью, в среднем прослеживаясь от 10 до 750 м при мощности от 10 до 400 м. Как правило, тела энстатититов залегают согласно с вмещающими их породами. Азимут падения их на протяжении всей зоны юго-восточный под углами 60—70°. Наиболее крупные тела энстатититов тяготеют к центральной части пояса, в то время как по периферии они более мелкие, интенсивно разлущиваны, будинированы, цепочками протягиваются на несколько десятков метров.

Рис. 16. Схематическая геологическая карта юго-западной части зоны наложенного метаморфизма гипербазитового массива Рай-Из (по данным С. В. Щербаковой).

1 — четвертичные отложения; 2 — кварц-графитистые сланцы; 3 — альбит-эпидот-хлоритовые и эпидот-цонант-амфиболовые сланцы; 4 — диабазы; 5 — цонзитовые и плагиоклаз-цонзитовые амфиболиты; 6 — гранатовые амфиболиты; 7 — энстатититы и сагваидиты; 8 — оливин-энстатитовые породы; 9 — идиобластовые габрбургиты (вторичные); 10 — серпентинизированные габрбургиты; 11, 12 — разрывные нарушения (11 — установленные, 12 — предполагаемые); 13 — элементы залегания: а — сланцеватости метаморфических пород, б — гнейсовидности и полосчатости габрбургитов.

Энстатитовые породы по составу подразделяются на существенно энстатитовые, оливин-энстатитовые, магнезит-энстатитовые (сагвандиты), куммингтонит-хлорит-энстатитовые разновидности. Существенно энстатитовые породы почти целиком сложены крупнокристаллическими радиально-лучистыми сростками ортопироксена, размеры которого достигают 15–20 см. Под микроскопом видно, что ортопироксен образует широкие расходящиеся лучистые таблицы, бесцветные или со слабым розоватым отливом. В прямоугольных призматических кристаллах хорошо развита спайность по призме (110) и пинаконду (100). Показатели преломления: $N_g = 1,677 - 1,682$; $N_p = 1,663 - 1,670$; $2V = +83^\circ$; $N_g - N_p = 0,012$.

В интерстициях между таблицами энстатита встречаются вторичные (?) хлорит (клинохлор), бесцветная слюда, куммингтонит и карбонат. Последний образует неправильной формы агрегаты, включающие призмы энстатита, и диагностируется как магнезит. Он также развивается по трещинкам спайности пироксена.

В мономинеральных энстатитах оливин сохраняется лишь в виде реликтов округлой формы или агрегатов неправильной конфигурации. Обычно наблюдаются крупные таблицы энстатита, включающие мелкие пойкилитовые вроски оливина (рис. 18). Более крупные реликты его часто раздроблены, сильно трещиноваты и по краям несут серпентиновую кайму.

В оливин-энстатитовых породах пироксен тесно ассоциирует с оливином, который отличается от оливина вмещающих гарцбургитов более высокой магнезиальностью (3,5–5%). Он иногда составляет значительную часть породы (30–50%) и образует таблитчатые бесцветные зерна. При замещении оливина энстатитом происходит обильное выделение магнетизированного хромита, разбросанного неравномерно по всему зерну.

Размещение энстатитов среди вторичных гарцбургитов, наличие реликтовых участков дунитов в энстатититах, замещение оливина энстатитом и обильное выделение хромита при процессах энстатитизации позволяют однозначно говорить об образовании этих пород за счет исходных гарцбургитов.

Как было отмечено, тела энстатитов тесно взаимосвязаны с габбро-амфиболитами, амфиболитами и горнблендитами. Среди них, исходя из характера залегания и соотношения с энстатититами, С. В. Щербакова выделяет три группы тел: жилы северо-восточного простирания с юго-восточным пологим падением (аз. пад. $30-40^\circ$) и протяженностью 75–500 м при мощности от 2 до 150 м, согласные по простиранию с телами энстатитов и размещающиеся со стороны их всякого бока; жилы тела субширотного простирания (аз. пад. $160-180^\circ < 35-40^\circ$) размером до 350 м и мощностью до 30 м, приуроченные к разломам соответствующего направления и секущие мелкие тела энстатитов. Габбро-амфиболиты, амфиболиты и горнблендиты этих двух групп пород фиксируются либо в виде отдельных выходов, либо образуют цепь «лестничных» жил. Наиболее хорошо вскрыты они на крутом склоне правого борта руч. Кузты-Вис; тела неправильной формы в плане с видимой мощностью до 250 м и протяженностью 300–400 м, обнаруживающие сложное строение, часто смятые в изоклинальные складки и куполовидные и веерообразные структуры. Падение пород пологое и составляет $25-45^\circ$.

По составу эти породы могут быть подразделены на следующие разновидности: габбро-амфиболиты, очковые, плагиоклазовые, эпидотовые, эпидот-клинодоцитовые, цонзитовые, эпидот-гранатовые и гранатовые амфиболиты и гранатиты.

В амфиболитизированных габбро, развитых в юго-западной части зоны, местами видны сохранившаяся габбровая структура и реликты первичного пироксена. Реликтовый пироксен образует изометричные аллотриоморфные разноориентированные таблицы слабо-зеленоватого цвета с еле заметным плеохроизмом и по оптическим свойствам относится к пикони-

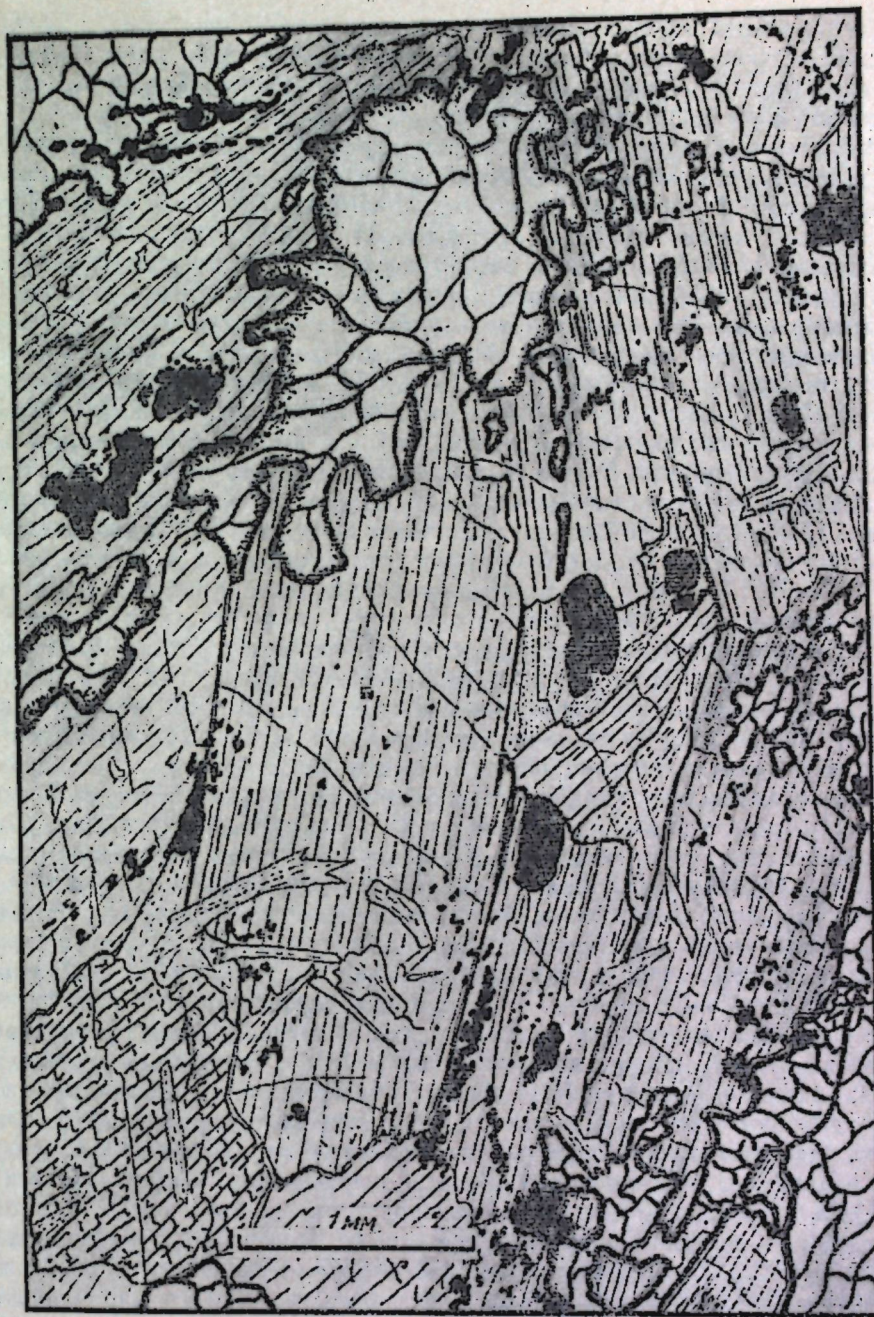


Рис. 18. Оливин-энстатитовая порода, состоящая из крупных призм энстатита с пойкилитовыми вросками оливина и магнетизированного хромита. Зона наложенного метаморфизма. Массив Рай-Иза. Руч. Кузты-Вис. Шл. 1121.

ту (Щербакова, 1975). Плагиоклаз сильно замутнен и сосюртитизирован, частично альбитизирован по краям, по составу отвечает битовниту и анортиту. Альбит также образует самостоятельные ксеноморфные зерна с зубчатыми ограничениями. В качестве второстепенных минералов отмечается цонзит, развивающийся в виде короткопризматических зерен в межзерновом пространстве вместе с альбитом и среди зерен роговой обманки. Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом, магнетитом. Сфен наблюдается в виде агрегатов веретенообразной формы, частично

лейкоксенизированных, развивающихся на стыке плагиноклаза с роговой обманкой. Его количество резко увеличивается в горблендитах и амфиболитах. Апатит образует овальные и округлые неправильной формы зерна либо мелкие призмь.

Остальные разновидности амфиболитов повсеместно распространены в пределах всей описываемой метаморфической полосы. Каких-либо закономерностей в их пространственном размещении не обнаруживается. Наблюдается частое чередование массивных амфиболитов с полосчатыми гранатовыми амфиболитами и эпидотовыми разностями, которые отличаются между собой лишь количественным соотношением породообразующих минералов. Так гранатовые амфиболиты сложены на 45—50% из обыкновенной роговой обманки, плагиноклаза и граната. Содержание последнего также резко варьирует: от 15 до 30% в гранатовых амфиболитах до 75—85% в гранатитах. Он чаще всего образует неправильные изометричные зерна, содержащие включения сфена, имеющие тенденцию концентрироваться субпараллельно кристаллизационной сланцеватости. Иногда гранат включен в роговой обманке. По составу относится к альмандину. Роговая обманка в амфиболитах отличается по окраске и оптическим свойствам. Преобладает буровато-зеленая с показателями преломления от 1,648 до 1,678. По виду это короткопризматические таблички размерами в поперечнике 0,2—2,0 мм.

Плагиноклаз присутствует в разных количествах: от 30% в плагиноклазовых до 10—12% в эпидотовых разностях. В некоторых амфиболитах плагиноклаз обнаруживает реакционные соотношения с роговой обманкой. Нередко можно наблюдать пойкилитовые включения различных минералов (в том числе и роговой обманки) в плагиноклазе.

Кроме описанных разностей амфиболитов, в более восточной части метаморфического пояса на побережье р. Левый Макар-Рузь обнажаются порфиробластические цоизитовые и эпидот-цоизитовые амфиболиты часто с гранатом и цоизитом. Гранат составляет 5—20% основной массы породы, образуя крупные порфиробласты с сечениями ромбической и ланчатой формы; размеры их в поперечнике от 0,1—0,5 см. В некоторых разностях амфиболитов его крупные порфиробласты обладают зональным строением, обусловленным развитием каймы клиноцоизита.

Кроме описанных выше минералов, в амфиболитах присутствуют в повышенных количествах сфен, рутил и ортит. Последний преобладает в эпидотовых разностях, где обычно окаймляется оторочкой эпидота. Высокое содержание рутила (до 2,5%) отмечается в гранатовых амфиболитах, развитых на левобережье руч. Кузты-Вис. Он представлен призматическими, короткопризматическими зорнами или неправильными агрегатами ярко-красного цвета. Часто рутил включен в роговой обманке или образует мелкие скопления вдоль микротрещин. В более крупных зорнах рутила наблюдается двойниковая отдельность. В амфиболах весьма часто встречается и магнетит в виде неправильных зорей с пластинчатыми простками ильменита. Имеет место и частичная его мартитизация.

Горблендиты тесно ассоциируют с амфиболитами и обычно тяготеют к периферии описываемого пояса, образуя линзы размерами 20×50 и 25×100 м, сложенные почти целиком светло- и темно-бурой роговой обманкой, единичными зорнами плагиноклаза и минералами группы эпидота. Нередко присутствуют мелкие зорна граната, в повышенных количествах — сфен, апатит, магнетит, рутил, ильменит и зеленая шпинель. Аксессуарных 3,5—4%.

Роговая обманка образует вытянутые длиннопризматические и таблитчатые зорна размерами 1,5—2,0 см, плотно сцементированные между собой.

По мнению С. В. Щербаковой (1975), наличие в энстатитах зон куммингтонизации, хлоритизации и флогонитизации следует связывать с широким проявлением наложенных метасоматических процессов, про-

исходивших вдоль ослабленных зон и носящих локальный характер. Обнаружение таких участков интенсивно переработанных энстатитов на Полярном Урале интересно с точки зрения выявления их рубиноносности. Эти метасоматиты резко выделяются крупнозернистостью и бластопорфировой структурой, обусловленной реликтовым энстатитом, окаймленным тальком. Наряду с тальком встречаются слабо-зеленый клинохлор и карбонат двух генераций: магнетит и калцит, разъедающие ромбический пироксен.

В слюдястых разностях метасоматитов отмечаются редкие шестигранные кристаллы корунда. Наличие этих пород свидетельствует о том, что в процессе реометаморфизма энстатитов приносилось некоторое количество Al, источником которого могли быть жильные габброиды, контактирующие с энстатитами. В результате частичной десицикации основных пород и образовались рубиносодержащие метасоматиты массива Рай-Из (Щербакова, 1975).

В пределах полосы распространения идиобластовых гарцбургитов столь обычные для остальной части массива жилы клинопироксенитов (диаллагитов) встречены не были. Это может указывать либо на разновозрастность метаморфических пород и клинопироксенитов, либо на разные условия их формирования.

Энстатиты, а также гранатосодержащие цоизитовые амфиболиты и горблендиты, получившие распространение в пределах зоны наложенного метаморфизма массива Рай-Из, характеризуют условия, отвечающие фации гранатовых амфиболитов. Во вмещающих гипербазиты породах (к западу от массива) эта зона не прослеживается. Здесь распространены образования зеленосланцевой фации. Вместе с наличием зоны полимиктового серпентинитового мелаиска вдоль северной окраины массива, а также повсеместным тектоническим характером его контактов это может служить дополнительным доводом в пользу аллохтонной породы гипербазитов.

Наиболее поздние преобразования охарактеризованных выше ассоциаций горных пород гипербазитового массива Рай-Из прежде всего выразились в их антигоритизации. Они захватили как образования дунит-гарцбургитового и дунит-клинопироксенитового комплексов, так и вторичные идиобластовые гарцбургиты. Антигоритизированные гарцбургиты (иногда с куммингтонитом), дуниты с антигоритом, как правило, состоящие из оливина с хорошо выраженной спайностью по одному или двум направлениям, и антигорит-оливиновые породы («войкариты») слагают в пределах массива круто- и иногда пологозалегающие, нередко ветвящиеся и протяженные участки, а также зоны мощностью от нескольких десятков до сотен метров (редко около 1—1,5 км, как например в северной восточной части массива). Эти участки и зоны как бы разграничивают отдельные части (блоки, пластины, линзы) внутри массива, сложенные породами, не испытавшими заметной антигоритизации.

Полосчатое и гнейсовидное (иногда сланцеватое) сложение рассматриваемых горных пород, обусловленное распределением антигорита и различием в относительном содержании оливина и антигорита в разных прослоях, позволяет наблюдать в них проявления тектонического разлинования (см. рис. 12) и сложной вклинивающей дислоцированности вплоть до сильно сжатых складок.

Антигоритизированные гарцбургиты и войкариты, очевидно, представляют своего рода тектониты (зеленосланцевой или эпидот-амфиболитовой фации), фиксирующие, как и при формировании вторичных идиобластовых гарцбургитов, зоны и участки проявления пластических деформаций внутри гипербазитов в процессе их выдавливания (надвига в твердопластичном состоянии) в верхние горизонты земной коры.

Резюмируя вышесказанное, приходим к следующим выводам.

1. Контакты гипербазитов массива Рай-Из, как и тесно с ними связанных габброидов (дунит-клинопироксенит-габброидный комплекс),

с вмещающими образованиями повсеместно тектонические. Вдоль северной окраины массива прослеживается мощная зона полимиктового серпентинитового меланжа, свидетельствующая в пользу его аллохтонного залегания.

2. Устанавливается следующая последовательно сформированная ассоциация горных пород в пределах массива: а) сетчато-полосчатый дунит-гардбургитовый комплекс; б) неравномерно- и грубозернистые (вплоть до пегматоидных) дуниты; в) идиобластовые (вторичные) гардбургиты и энстатититы; г) дунит-клинопироксенит-габброидный комплекс; д) антигортитизированные гардбургиты и оливин-антигортитовые породы (войкариты). Взаимоотношения групп в) и г) однозначно не установлены; возможно, они одновозрастные.

3. По сравнению с севернее расположенными гипербазитовыми массивами Хадатинского (Сыумкеуского) пояса в пределах массива существенно большее распространение в системе сетчато-полосчатого дунит-гардбургитового комплекса получили дуниты, в том числе также неравномерно- и грубозернистые (пегматоидные), с которыми ассоциируют наиболее интересные проявления хромитового оруденения.

4. Характерно повышенное содержание акцессорного хромшпиннелида в гранобластовых и пегматоидных дунитах массива Рай-Из.

5. Преобладающее развитие гардбургитов отмечается в северо-западной и восточной частях массива. Возможно, здесь имеются блоки или пласты, представляющие относительно выше залегающую зону общего разреза дунит-гардбургитовой формации Полярного Урала.

Антигортитизированные гардбургиты и оливин-антигортитовые породы («войкариты») в пределах массива Рай-Из распространены менее, чем в других гипербазитовых массивах Полярного Урала.

ВОЙКАРО-СЫНЬИНСКИЙ МАССИВ

В пределах Войкаро-Сыньинского массива на Полярном Урале область выходов офиолитов и обрамляющих толщ Уральского складчатого пояса палеозойская занимает территорию протяженностью около 200 км и шириной 50—80 км; наибольшая глубина эрозионного вскрытия достигает в хребтах массива 1 км.

Главные элементы региональной геологической позиции офиолитового пояса, которые отмечались в главе 1 и отражены на прилагаемой карте (рис. 19), заключаются в следующем. Область, расположенная к западу от офиолитов, относится к окраинной зоне палеозойской *. Принадлежность ее толщ к многоэпиклиналим формациям, надвинутым в виде покровов на палеозойский чехол окраины Восточно-Европейской платформы, показана в работах К. Г. Войновского-Кригера (1945, 1967 и др.), Н. П. Хераскова (1967), А. С. Перфильева (1968) и других исследователей. Развивая их представления, В. Н. Пучков (1975) высказал мнение о том, что на ранних стадиях формирования герцинид эта зона характеризовалась некомпенсированным осадконакоплением в глубоководной части шельфа и у подножия континентального склона перед вулканически активной областью океанической впадины.

Вертикальный формационный ряд разреза палеозоя западной части зоны начинается с терригенно-кремнисто-сланцевой формации (O_1-D_1). Ее низы составляет толща (300 м) псаммитовых полимиктовых известковистых осадков (O_1) с редкими пропластками метадиабазов, перекрываемая толщей (O_1-37) туфогенных алевросланцев (до 500 м). Завершается разрез формации маломощной толщей (до 200 м) пелагических известняков, фтанитов, яшмоидов и турбидитов с редкими пропластками вулканитов

(O_3-D_1). Выше располагается кремнисто-терригенная олигомиктовая формация (D_2) мощностью в первые сотни метров. Ее сменяет известняково-кремнисто-глинисто-сланцевая формация (D_2-C_2), в низах более глубоководная. Она имеет мощность до 500 м и скользящий возраст верхней границы с востока на запад за счет замещения ее с востока мощной (до 1500 м) граувакковой формацией (C_1-C_2). Завершается разрез толщей (более 1 км) терригенного флиша (C_3-P_1).

В восточной части зоны, прилегающей к офиолитам, по данным геологических съемок, проводившихся в 1966—1973 гг. А. А. и Г. Н. Савельевыми и другими геологами, разрез нижней формации существенно меняется: выше туфогенно-алевросланцевой толщи (O_1) располагаются андезит-базальтовые вулканиты (до 500 м) с пачками олигомиктовых известковистых песчаников, кремнисто-углистых, углистых алевросланцев, туфосланцев и вулканомиктовых конгломератов (O_1-D_2). Выше лежащая часть разреза, перекрываемого офиолитами, сложена толщей (до 600 м) олигомиктовых алевропесчаников, часто известковистых, с пропластками диабазовых и кератофировых вулканитов и окремненных туфитов. По положению в разрезе и составу толща увязывается с олигомиктовой формацией (D_2) западных разрезов зоны. По набору и последовательности формаций восточная часть зоны аналогична западным разрезам Тагильского синклиория Урала.

Весь этот разрез вскрывается в Лемвинской группе тектонических покровов, подошвы которых наклонены к юго-востоку (5—60°). Покровы деформированы в линейные складки северо-восточного простираения, часто опрокинутые к северо-западу. Нижний, самый западный, Пагинский покров сложен толщами осадков (O_1-C_2) западных фаций разреза зоны и надвинут на флишевые отложения (C_3-P_1). Следующий восточнее Грубеинский покров сложен толщами восточных фаций разреза ($O-D_2$). Он перекрывает почти повсеместно Пагинский покров и надвинут на флиш, а на южном фланге — на терригенно-олигомиктовые и карбонатные толщи платформенного нижнего — среднего палеозоя. Верхний, крайний восточный, покров Лемвинского пакета — Молюдшорский сложен терригенно-фтанит-спилитовыми толщами (O_1-D_2). Подстилая офиолиты, он перекрывает ниже лежащие западные покровы и местами надвинут на флиш или граувакки. В подошве покрова участками базальтоиды превращены в массивные или грубополосчатые сланцы с субшелочными амфиболами, стильпномеланом и эпидотом, а пелиты — в тонкополосчатые хлорит-серпичит-кварц-альбитовые сланцы. На южном фланге покрова, в его подошве располагаются Яротинское и Хосаятское тела серпентинитов, а на северном — Монтылорская зона меланжа *.

Офиолиты, строение которых рассмотрено ниже, в северной части массива перекрывают Лемвинские покровы. Восточнее офиолитов располагается разрез толщ, близкий по типу к Магнитогорской зоне Урала. В нем подушечные базальтоидные лавы, полосчатые окремненные туфиты с линзами яшмоидов, радиоляритов и известняков ($S-D_1$) перекрываются толщами андезито-базальтовых вулканитов с пачками алевропелитов и линзами рифовых известняков (D_2); среди верхних вулканитов встречаются линзы конгломератов с обломками офиолитов и пород досреднедевонских толщ (Волков, 1948; Лупанова, Маркин, 1964).

Таким образом, в отложениях раннегеосинклинального этапа палеозойского района отражено заложение и оформление на крае континента впадины с некомпенсированным накоплением пелагических толщ и вулканических активных областей, располагавшихся вдоль окраины океанической впадины. К среднедевонскому времени офиолиты уже слагали фундамент вулканических поднятий. Накопление отдаленной кремнистой формации

* В фундаменте этой зоны присутствует докембрий (см. гл. 1). (Прим. ред.).

* Метаморфические сланцы этого пакета, по мнению многих исследователей (см. гл. 1), относятся к докембрию. (Прим. ред.).

(D₂ — C₂) на предороженном этапе и граувакковых и флишевых толщ (C₂ — P) на орогенном, захоронившихся впадину с востока на запад, по видимому, было вызвано тектоническим сближением поднятий с краем континента. Скучивание тектонических фрагментов этих структур на орогенном этапе с перекрытием части флишевых толщ и развитием меланжа, вероятно, связано с гравитационным соскальзыванием пластин с фронтальной части орогенного поднятия. Сохранение пород офиолитовой ассоциации и формаций вулканического поднятия окраины океанической области, вероятно, свидетельствует об общности условий их формирования и эволюции.

Строение офиолитовых покровов

Гипербазиты, габбро, metabазиты и тоналиты, вскрывающиеся в приводораздельных хребтах массива и его восточных отрогах, рассматривались на ранних этапах их изучения (Алешков, 1929; Заварицкий, 1932; и др.) как разновозрастные интрузивные формации длительно существовавшей унаследованной глубинной зоны магматической активности на границе между мю- и эвгеосинклинально палеозонд Урала (Молдавцев, 1960). В. Ф. Морковкина (1967) считала верлиты, пироксениты, габбро и габбро-амфиболиты в этой группе пород продуктами сложных реакционных взаимодействий между протрузивным телом гипербазитов и более молодой интрузией гранитоидов. Петролого-тектонический анализ этой группы пород выявил ее принадлежность к офиолитовой ассоциации, слагающей наклоненный к востоку моноклиналный разрез коры океанического типа. В нем гардбургиты сменяются вверх породами дунит-верлит-килопироксенит-габбровой (полосчатой) серии и затем тоналитами (Савельева, 1973а, б; Буртман и др., 1974; Савельев, 1974; Пейве 1974). Толща metabазитов, подстилающих этот разрез, рассматривалась как продукт динамометаморфизма, образование которого сопровождало надвигание офиолитов на край континента. Н. Л. Добрецов (1974б) в составе ассоциации выделял три типа офиолитов, формировавшихся при разных давлениях: западные части разреза, испытавшие наибольший метаморфизм, — при высоких и средних, а восточная, менее метаморфизованная, — при низких.

В геологической структуре офиолитов массива выделяются три крупных и сложно построенных покрова (Войкарский пакет), отделенных четкими структурными границами и сложенных различными сериями пород. Нижний, самый западный, покров Хулгинский сложен в основном гранатовыми и цонзитовыми амфиболитами, средний — Пайерский — гипербазитами, габбро и диабазитами, а верхний — Лагортинский — амфиболитами и тоналитами, перекрытыми формациями вулканического поднятия окраины океанической области. Подошвы покровов наклонены на юго-восток (5—60°). Ниже приводятся их характеристика.

Хулгинский покров

Описываемый покров полно вскрывается в средней (хр. Хордьюсс) и южной (верховья р. Хулга) частях массива, где наибольшая его мощность достигает, по геофизическим данным, 3—4 км. Он подстилается эффузивными толщами Лемвинских покровов, превращенных в подошве в катаклазиты и хлорит-актинолит-альбитовые очковые сланцы. В кровле покрова на протяжении значительной части границы располагаются черные серпентиниты и серпентинитовые милониты, подстилающие вышележащий Пайерский покров.

В основании Хулгинского покрова имеется толща хлорит-лавсонитовых, глаукофановых и гранат-глаукофановых сланцев мощностью до 1200 м (Добрецов, 1974а; Савельева, 1974), которая сменяется вверх гранатовыми, цонзит-гранатовыми и цонзитовыми амфиболитами, участками

насыщенных пропластками плагиогнатитов, плагиогранит-гнейсов и жилами плагиогранитов (Савельева, Шляхова, 1970). Выходы толщ амфиболитов и границы метаморфических фаций повторяют в целом изгибы контакта гипербазитового тела и как будто пересекают реликтовую слоистость пара- и ортоамфиболитов*. Полосчатость амфиболитов, падающая к юго-востоку, имеет устойчивые северо-восточные простирания и вместе с тем очерчивает многопорядковые линейные складки течения, наклоненные или опрокинутые к северо-западу. Разрез нижней части Хулгинского покрова хорошо сохранился на севере массива (реки Средняя и Левая Кечпель), где устанавливается пологое (10—20 до 40°) погружение метаморфических пород под гипербазиты. По левому притоку р. Средняя Кечпель вкост простирания вскрывается снизу вверх (по реке) следующий разрез:

1. Сланцы филлитовидные темно-серые с подчиненными прослоями (30—80 см) зеленых, лиловых и черных углито-кремнистых. Породы смяты в изоклиналные складки, с падением слоистости на крыльях по азимуту 150—180° $\angle$ 70—80°. 350 м.

2. Алевролиты светло-зеленые (70 м), сменяющиеся сланцами углито-кремнистыми с подчиненными прослоями алевропесчаников серо-зеленых (60 м). Азимут падения слоистости 160—170° $\angle$ 70—80°. 130 м.

3. Пачка переслаивания темных углито-кремнистых, глинисто-кремнистых, тонколистоватых филлитовидных сланцев и серо-зеленых алевролитов. Мощность прослоев 0,8—20 м; преобладают углито- и глинисто-кремнистые сланцы. Породы смяты в изоклиналные складки с падением слоистости на крыльях по азимуту 130—160° $\angle$ 60°. 260 м.

4. Алевролиты, постепенно сменяющиеся алевропесчаниками и песчаниками серо-зелеными, с пропластками (1,5—2 м) миндалекаменных диабазовых порфиритов и порфиритоидов. Через пологие (до 30°) разрывные нарушения, выраженные зонами дробления и окварцевания с юго-восточным падением, эти породы сменяются чередованием лавсонит-хлоритовых и альбит-хлорит-актинолитовых сланцев. Среди них, в конце 40-метрового интервала, появляются пласты порфиритоидов (до 2 м), содержащих глаукофан. Азимут падения слоистости пород 160° $\angle$ 70°; часты зоны дробления и окварцевания. 50 м.

5. Альбит-эпидот-глаукофановые сланцы с реликтовыми структурами эффузивов — миндалинами, актинолитовыми псевдоморфозами по вкрапленникам, чередующиеся с тонкозернистыми (0,02 мм) микрополосчатыми кварц-эпидот-глаукофановыми породами, сохранившими реликты обломочной структуры. Падение полосчатости 160—170° $\angle$ 70°. 120 м.

6. Постепенно структура пород становится более кристаллической, появляются тонкокошачьи альбит-эпидот-глаукофановые сланцы синевато-серого цвета, переслаивающиеся с тонкозернистыми, очень плотными кварц-эпидот-глаукофановыми породами, содержащими тонкую вкрапленность бурого граната, и мусковит-эпидот-глаукофановыми сланцами с порфиробластами мусковита (анализы минералов см. в табл. 21, гл. 4). Крупность зерен в гракобластовом агрегате основной массы не превышает 0,05 мм. Мощность пачек различного состава колеблется от 3—5 до 10—20 м. Азимут падения слоистости меняется от 170° $\angle$ 30° в начале интервала до 210° $\angle$ 20—40° — в конце. В этой части разреза Н. Л. Добрецовым (1974а) были описаны липзовидные тела глаукофанизированных эклогитов (см. ниже табл. 21, обр. 344В). 340 м.

7. По разрыву (аз. пад. 170° $\angle$ 30°) их сменяют полосчатые среднезернистые кристаллические сланцы гранат-цонзит-роговообманкового, гранат-мусковит-роговообманкового, мусковит-цонзит-роговообманкового состава с прослоями (5—10 см) более светлых цонзит-кварц-альбитовых

* Происхождение и возраст метаморфической «зональности» — вопрос дискуссионный (см. гл. 4). (Прим. ред.).

гнейсовидных пород, также нередко с мусковитом и гранатом. Слюдистые амфиболиты резко преобладают в середине интервала, слагая пачку мощностью около 60 м. Азимут падения полосчатости этих пород $210^\circ \angle 30-40^\circ$. 430 м.

8. Массивные крупнозернистые цонзитовые амфиболиты с гранатом и альбитом (до 5%), слагающие 20-метровый прослой в лежащем боку пачки плагиогнейсов (около 100 м). Плагиогнейсы сложены в основном кварцем и альбитом с небольшой примесью цонзита, мусковита, граната и роговой обманки. В их висячем боку количество мусковита и роговой обманки увеличивается, и они переходят в мусковит-альбит-роговообманковые сланцы. Падение полосчатости $220^\circ \angle 150^\circ$. 200 м.

9. Массивные и полосчатые крупнозернистые цонзитовые амфиболиты часто с гранатом. Полосчатость обусловлена чередованием существенно цонзитовых или роговообманковых прослоев мощностью до 1,5 см. Роговая обманка плеохроитует в сине-зеленых тонах, $cNg = 19^\circ$; $Ng = 1,652$; $Np = 1,627$. Падение полосчатости пород $220^\circ \angle 20^\circ$.

10. Лейкократовые «плагиогнейсы» гранат-кварц-альбитового, мусковит-кварц-альбитового состава с небольшой примесью цонзита и роговой обманки. Среди них 1,0—1,5-метровые пачки меланократовых игольчатых амфиболитов, нередко окварцованных по сланцеватости. Пережатые и будинированные прожилки голубовато-серого кварца придают породе очковую текстуру. Амфиболиты и гнейсы смяты в пологие складки с падением полосчатости на крыльях по азимуту $210^\circ \angle 30-60^\circ$. 120 м.

11. Чередующиеся пачки лейкократорых «плагиогнейсов» и меланократовых цонзитовых амфиболитов. Мощность пачек 1,5—2 м, границы между ними в основном резкие; при постепенном переходе в меланократовых амфиболитах наблюдается увеличение количества альбита, появляется кварц. В конце интервала на контакте крупнозернистых гранат-кварц-альбитовых пород и цонзитовых амфиболитов видны отчетливые инъекции кварц-полевошпатового состава, косо секущие полосчатость амфиболитов. Далее мусковит-кварц-альбитовые, гранат-цонзит-кварц-альбитовые гнейсы приобретают мигматитоподобный характер, пропитывая меланократовые амфиболиты согласно с их полосчатостью или располагаясь косо к ней. Иногда среди пород кварц-полевошпатового состава можно наблюдать угловатые блоки — включения мелкозернистых меланократовых амфиболитов. Азимут падения полосчатости пород $210^\circ \angle 50^\circ$. 160 м.

12. Тонкополосчатые амфиболиты гранат-цонзит-роговообманкового состава. Меланократовые и лейкократорые разновидности образуют пачки мощностью от 1,5 до 5 м. В лейкократорых амфиболитах присутствуют кварц и альбит. Азимут падения полосчатости $200^\circ \angle 50^\circ$. 65 м.

13. Тонкополосчатые и брекчиевидные породы альбит-амфибол-цонзитового состава, катакlastической структуры. В конце интервала — выходы плотных зеленовато-серых милолитов альбит-цонзит-актинолитового состава. Все породы пронизаны тонкими (1—3 мм) прожилками кварца, согласными со сланцеватостью и полосчатостью, иногда — ветвящимися. Азимут падения сланцеватости и полосчатости $210-220^\circ \angle 50^\circ$. 18 м.

14. Через 1,5 м развал милолитов и катакlastитов — выходы серпентинитов рассланцованных хризотил-антигоритового состава, с волокнисто-листоватой структурой. Серпентиниты пересекают тонкие прожилки кальцита.

15. Через 1,5-метровую пачку тонко рассланцованных серпентин-хлоритовых пород серпентиниты сменяются вначале тонкополосчатыми амфиболитами, а через 2 м — крупнозернистыми цонзитовыми амфиболитами, насыщенными обманками, будинированными линзовидными телами серпентинизированных дунитов, апогарцбургитовых серпентинитов и адиагностических серпентинитов.

Амфиболиты имеют полосчатую, очково-гнейсовидную структуру, обусловленную тем, что скопления табличек белого и светло-серого цонзита обтекаются длинными призмами зеленого амфибола. Состав породы очень выдержан: цонзит — 30—40%, амфибол — 60—70%, иногда появляется лилово-розовый гранат. Под микроскопом цонзит бесцветен, образует широкопластинчатые кристаллы (1—2 мм) с тонким полисинтетическим двойникованием. Амфибол, развивающийся в широких призмах (1—3 мм), с ровными четкими гранями, также совершенно бесцветен. Оптические константы: $cNg 20^\circ$; $Ng 1,650$; $Np 1,627$; $2V = -80$. Он близок магнезиальной роговой обманке. Бледноокрашенный лилово-розовый гранат образует скопления (1,0—1,5 см) из мелких идиоморфных кристаллов или развивается в виде кайм на границе амфибола и цонзита. Судя по показателю преломления $N(1,748-1,750)$ и окраске, гранат относится к алмадин-пироповому ряду.

Линзы серпентинитов в амфиболитах имеют размеры от $0,8 \times 0,2$ до $5,0 \times 1,2$ м, причем мелкие, кулисообразно или четковидно расположенные представляют собой части будинированных крупных тел. Реже встречаются угловатые блоки серпентинитов, приуроченные к зонам интенсивного рассланцевания в амфиболитах. Амфиболиты в экзоконтакте приобретают тонкоигольчатую структуру, цонзит в них исчезает; серпентиниты рядом с ними тонко рассланцованы и в зоне шириной 3—5 см превращены в серпентин-хлоритовые и серпентин-амфиболовые сланцы. В серпентинитах часто сохраняется апогарцбургитовая структура: среди петельчатого лизардит-хризолитового агрегата, наследующего форму оливковых зерен, наблюдаются крупные таблички бастита; иногда в ядрах петель сохраняется оливин. Реже встречаются хризотил-антигоритовые, антигоритовые адиагностические серпентиниты или серпентинизированные дуниты. Во всех разновидностях серпентинитов развивается амфибол, образующий гломеропорфировые скопления призматических зерен, тяготеющих к границам тел. Иногда гломеробласты, порфиробласты амфибола настолько насыщают серпентиниты, что среди полосчатых, гнейсовидных амфиболитов возникают участки пегматоидных амфиболовых пород с небольшой примесью серпентинита. Залегание линз серпентинитов совпадает с полосчатостью и сланцеватостью амфиболитов. Азимут падения $210^\circ \angle 70^\circ$. 135 м.

16. Серпентиниты черные. У контакта с цонзитовыми амфиболитами рассланцованы и участками имеют скорлуповатую отдельность. В них сохранилась гарцбургитовая структура: на корке выветривания и в свежем сколе хорошо различимы коричневатые таблички бастита ($>20\%$). Вокруг крупных (2—4 мм) табличек бастита развиты скопления мелкопластинчатых псевдоморфов серпентина с реликтами бесцветного амфибола в центре некоторых из них. В 120 м от контакта с амфиболитами в апогарцбургитовых серпентинитах видна реликтовая полосчатость, обусловленная сгущениями баститовых агрегатов; азимут падения полосчатости $200-220^\circ \angle 10-20^\circ$. Согласно с ней прослеживаются прожилки амфибола (3—5 мм), иногда слабо ветвящиеся или круто секущие полосчатость. 150 м.

17. На интервале 150—160 м от контакта с амфиболитами апогарцбургитовые серпентиниты сменяются серпентинизированными гарцбургитами (до 50% хризотила). В этом интервале среди гарцбургитов постоянно встречаются участки черных серпентинитов (метры — десятки метров). Граница между этими породами извилистая, нерезкая — смена окраски на корке выветривания происходит в зоне 3—5 см мощностью, через сильно серпентинизированные гарцбургиты. Одновременно можно наблюдать, как при переходе прожилков амфибола из серпентинита в гарцбургит его окраска меняется с красно-бурой на ярко-зеленую. При изучении шлифов устанавливается, что в серпентинитах бесцветный амфибол псевдоморфно замещается пластинчатым и волокнистым серпен-

тином, тогда как в гарцбургитах этот же амфибол совсем свежий, и только по периферии его зерен развивается листоватый антигорит. Одновременно наблюдается пересечение призмами амфибола хризотилых прожилков, разбивающих оливковые зерна.

Таким образом, интенсивная серпентинизация, приведшая к полной баститизации энстатита и образованию черных серпентинитов, происходила после амфиболитизации гарцбургитов. В то же время эта амфиболитизация была, вероятно, наложена на раннюю — петельчатую — хризотилую серпентинизацию*.

Описанные взаимоотношения пород в бассейне р. Средняя Кечпель характерны для всего северо-западного контакта метаморфитов Хулгинского покрова. В южной его части непосредственно к гипербазитам подходят гранат-дунит-роговообманковые и альбит-дунит-роговообманковые амфиболиты. Граница метаморфических фаций ориентирована на р. Погурей под углом 40—50° к простиранию вулканогенно-осадочных толщ, следуя контакту с гипербазитами.

Толща амфиболитов Хулгинского покрова содержит ксеногенные тела двупироксеновых кристаллосланцев — гранулитов, наиболее крупные из которых имеют размеры выходов 5×20 и 10×20 км; форма их приближается к линзовидной. Удлинение тел согласное с простиранием полосчатости амфиболитов, а контакты наклонены на юго-восток. Полосчатость гранулитов в южной части Хулгинского покрова согласна с полосчатостью вмещающих амфиболитов, тогда как в хр. Хордьюсс она, очерчивая складки течения, имеет устойчивые северо-западные простирания и круто сечется простираниями границ и полосчатости амфиболитов.

В верховьях р. Хулга среди гранулитов сохранились участки (2—4 км²), сложенные массивными лабрадор-битовниевыми (Ап_{58—77}) габбро-поритами с крупно- и среднезернистыми порфировидными структурами. От массивных габбро-поритов к очково-полосчатым гранулитам наблюдаются постепенные переходы. При этом переходе плагиоклаз частично замещается (обрастает) гранатом с образованием эклогитоподобных пород**. Резкие границы с габбро-поритами имеют породы, которые образуют среди них секущие зоны роговиковоподобных, тонко- и среднезернистых линзовидно-полосчатых бластомилонитов. Они состоят из гиперстена, клинопироксена, плагиоклаза (Ап_{60—80}) и граната и могут быть названы гранатовыми гранулитами. Вероятно, эти породы, как и крупнозернистые гранулиты, образовались по габбро-поритам. Среди гранулитов содержатся редкие тела дунитов, с оторочкой апотроктолитовых (?) пород гранат-шпинель-пироксенового состава.

Габбро-пориты и гранулиты по химическому составу близки к океаническому толенту (рис. 20) и отличаются от габбро Пайерского покрова большей железистостью и титанистостью. Переход этих пород во вмещающие амфиболиты выражается в первую очередь сменой моноклинного пироксена и плагиоклаза (± ранний гранат) парагенезисом роговая обманка + гранат + кварц.

В южной части Хулгинского покрова, среди гранат-роговообманковых амфиболитов, содержащих тектонические блоки гранатовых гранулитов, встречено линзовидное тело мраморизованных известняков (10×600 м), вытянутое согласно с простиранием полосчатости амфиболитов. В эндоконтактах мраморизованные известняки полосчато обогащены оливином, диопсидом иgrossуляром или апатитом и магнетитом. Образова-

* Трактровка этих соотношений дискуссионна. (Прим. ред.).

** По данным Ю. Е. Молдаванцева и Н. Л. Добрецов, для эклогитоподобных пород хр. Хордьюсс характерны каемки граната на контакте пироксена и плагиоклаза с сохранением первичной габброидной, иногда габбро-офитовой структуры. На каемки граната и первичного плагиоклаза накладываются ассоциации с цонзитом, зеленой роговой обманкой и вторичным гранатом. В целом вся западная полоса сходна с малым комплексом. Общие проблемы их генезиса обсуждены в главе 4.

ния такого рода широко известны среди метабазитов гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма Урала, Прибайкалья, Кольского полуострова и рассматриваются нами, вслед за многими исследователями, как известняки, метаморфизованные изофациально с вмещающими породами.

В целом в составе пород и структуре Хулгинского покрова, как и в малом комплексе, отражены стадии высокотемпературных пластических деформаций массивных габбро-поритов с образованием полосчатых гранатовых гранулитов и дробление их на блоки, сопровождавшееся преобразованием габбро и гранулитов в полосчатые амфиболиты со структурами пластического течения. Приуроченность узкой зоны (или пластины?) глаукофановых сланцев к подошве покрова, наличие в них реликтовых структур эффузивов и обрастание глаукофаном роговой обманки амфиболитов указывают, на наш взгляд, на связь глаукофанового метаморфизма с продвижением Хулгинского покрова на эффузивные толщи при скучивании покровов, а не на происхождение его в краевом глубоководном желобе *in situ*, как полагает Н. Л. Добрецов (1974б).

Пайерский покров

Пайерский покров, расположенный восточнее Хулгинского, перекрывает его на значительных участках, соприкасаясь местами с эффузивами Молдшорской пластины. В северной части массива породы покрова почти вплотную подходят к флишевым толщам, а в массиве Рай-Из, как было описано выше, гипербазиты северного фланга покрова надвинуты на граувакковые толщи. В ненарушенных разрезах амфиболиты Хулгинского покрова обогащаются к кровле будинами амфиболитизированных гипербазитов (см. описание разреза по р. Кечпель); выше они сменяются амфиболитизированными гипербазитами нередко с очково-полосчатыми текстурами и затем гарцбургитами Пайерского покрова, т. е. в этих разрезах оба покрова оказываются «спаянными» амфиболитами. Чаще всего в подошве Пайерского покрова, где этот переход сорван, на границе располагаются серпентинитовые милолиты (до 200 м), которые в подошве массива Рай-Из сменяются серпентинитовым меланжем (Дергунов, Казак, Молдаванцев, 1975).

Выше располагаются гарцбургиты, дуниты, породы полосчатой серии, а также толща диабазов с редкими дайками альбитофиров. В такой последовательности нарастают к востоку наиболее полные разрезы этого покрова. Разрывные нарушения вызывают повторение или выпадение отдельных его частей. Верхняя граница покрова проходит в подошве амфиболитовых или тоналитовых бластомилонитов, залегающих в основании вышележащей Лагортинской пластины. Общая мощность покрова по геологическим и геофизическим данным составляет 0,5—6 км.

Большую часть покрова составляют гарцбургиты, дуниты и образовавшиеся по ним метаморфиты ультраосновного состава. Эти породы образуют цепь сообщающихся линзовидных тел (20—60×10—18×0,5—6 км), вытянутых в северо-восточном направлении. Их контакты наклонены к юго-востоку под углами 5—60°.

Гарцбургиты резко преобладают среди гипербазитов северной половины покрова; в южной они сохранились в виде небольших разрозненных тел среди замещающих их ультраосновных метаморфитов (рис. 21). Наиболее полные разрезы гарцбургитов вскрыты в северной части массива, в верховьях р. Харота, руч. Харота-Шор, на восточном склоне горы Географов, на р. Хойла, а также по ручьям Пайты-Вис и Лагорта-Егарт. Высота скальных обрывов гарцбургитов достигает 500—600 м; максимальная доступная наблюдению мощность гарцбургитов 800—900 м. Учитывая, что ее верхние горизонты уничтожены эрозией, а подошва не всегда вскрыта, можно полагать, что общая мощность гарцбургитов значительно превышала 1000 м.

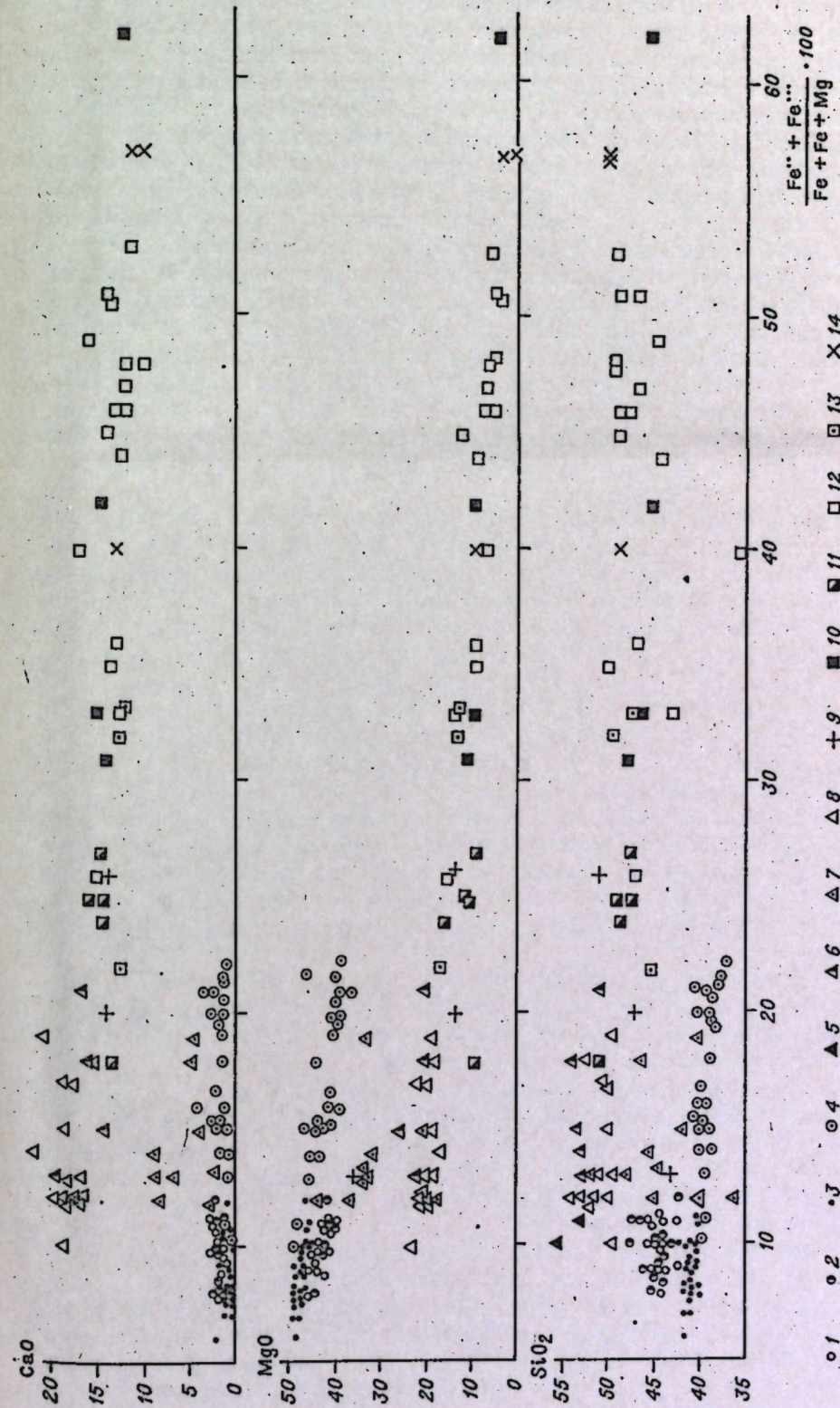
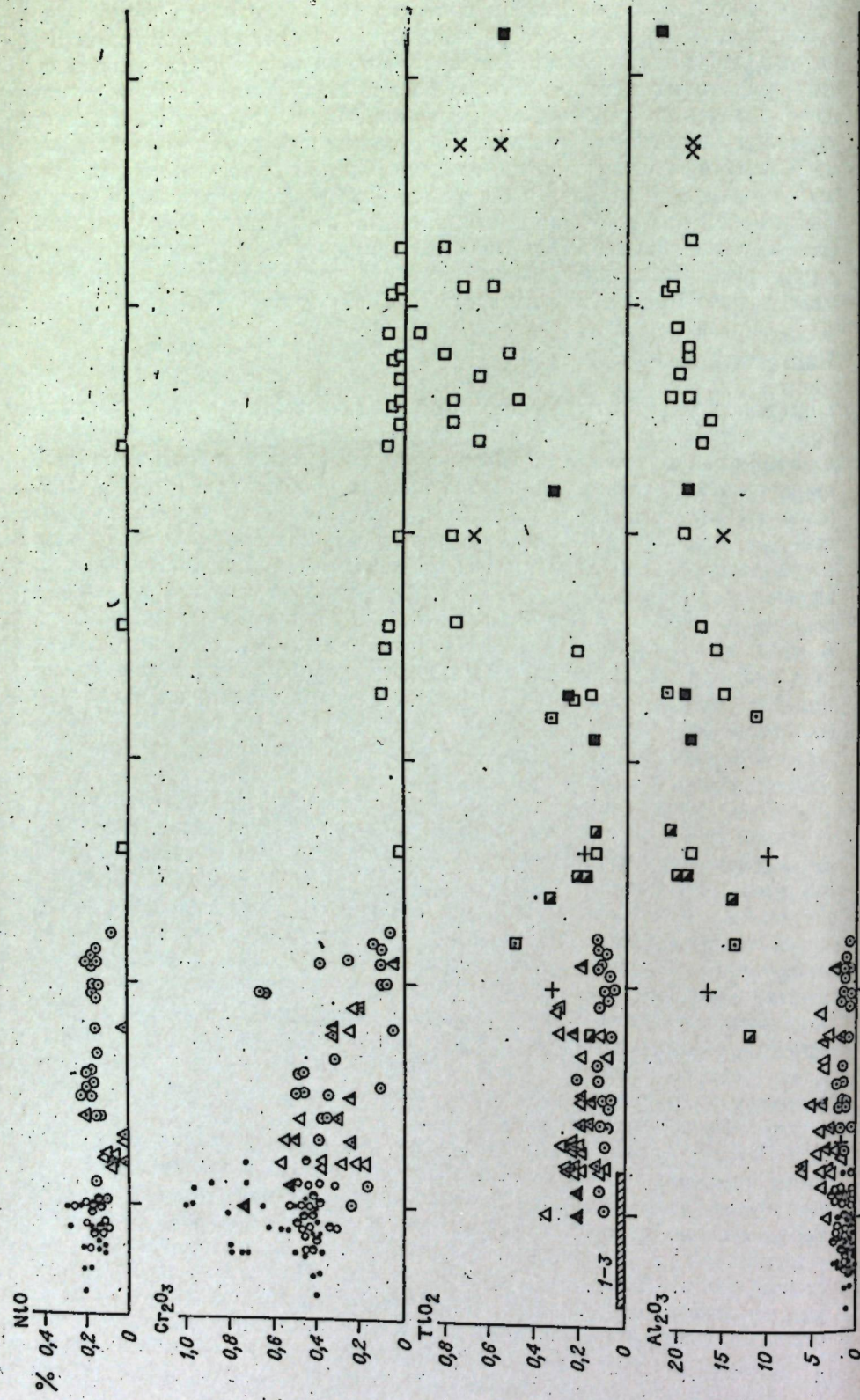


Рис. 20. Валовые химические составы гарцбургитов и габбро Войкаро-Сынгинского массива.

11 — гарцбургиты; 2 — оливин-ангитовые породы; 3 — дуниты; 4 — метадуниты — данные А. А. Ефимова, Л. П. Ефимовой (1967) и наши; 5 — аистититы; 6 — вебстериты; 7 — перлиты; 8 — клинопироксениты; 9 — троилиты; 10 — битонитовые габбро-пориты; 11 — актинозит-анортитовые породы; 12 — лабрадоритовые габбро-пориты и апоноритовые гранатомы гранулиты; 13 — жильные габбро-пориты в гарцбургитах; 14 — амфиболиты гранулит-по-литомы.

Гарцбургиты представляют собой массивные грубоплитчатые крупнозернистые породы с зеленовато-желтой коркой выветривания, на которой видны темные зеленовато-коричневатые таблички пироксена. Его распределение обуславливает разнообразие текстур гарцбургитов: однородных, с равномерно рассеянным неориентированным пироксеном, полосчатых, линейных или линейно-полосчатых (см. прилож., фото 2).

Однородные текстуры гарцбургитов развиты в северной и средней частях массива (перевал Арка-Маталоу, руч. Харота-Шор, р. Лагорта-Ю, ручьи Лабогей и Виль-Ю). Полосчатые и линейно-полосчатые текстуры распространены преимущественно в приосевой (средней) и восточной (верхней) частях разреза гарцбургитов. Четкие линейные текстуры встречаются на севере массива и большей частью развиты вдоль западного его контакта (р. Левая Кечпель до р. Малая Лагорта, р. Пожемаю). Полосчатость в гарцбургитах определяется чередованием разностей, обогащенных или обедненных энстатитом, энстатитовых дунитов и почти мономинеральных ортопироксенитов. Ширина полос колеблется от нескольких сантиметров до десятков сантиметров, достигая иногда 1,0—1,5 м. Самые широкие полосы сложены гарцбургитами с 20—40% энстатита, более узкие — энстатитовым дунитом и самые узкие — оливиновым ортопироксенитом. Общее количество энстатита в породе, при подсчете на единицу ее объема, сохраняется по всему массиву постоянным и не выходит за пределы 15—20%.

В гарцбургитах с линейными текстурами энстатит группируется в агрегаты размерами 15—18 × 3—4 мм, ориентированные субпараллельно плоскости полос, вместе с единичными зернами диопсида и хромшпиннелида. Погружение линейности в средней и верхней частях разреза гарцбургитов бывает обычно более крутым, чем падение полосчатости. Ориентировка зерен энстатита либо безразлична к направлению линейности, либо ось «с» энстатита согласна с ним. В подошве гарцбургитов (истоки рек Левая Кечпель, Правая и Средняя Лагорта) четкие линейные текстуры обусловлены наличием веретенчатых агрегатов мелкозернистого энстатита, равномерно рассеянных или сгущающихся в полосы и ориентированных по падению полосчатости.

Во всех наблюдавшихся полосчатых текстурах границы между собственно гарцбургитовыми и существенно оливиновыми или энстатитовыми полосами довольно ровные и четкие, но нерезкие: в пределах узкой зоны шириной от 0,5 до 1,5 см в дунитовой полосе рядом с гарцбургитовой или существенно энстатитовой содержатся рассеянные таблички энстатита или их агрегаты.

В северной части покрова (см. рис. 19) полосчатость очерчивает крупные желобовидные структуры, вытянутые с северо-восточным простиранием (рис. 22). В их юго-восточных крыльях полосчатость наклонена к северу и северо-западу под углами 30—60°, а на западных она более крутая и наклонена к востоку под углами 70—85°. С севера и северо-востока полосчатость обычно не замыкает структуры, и, таким образом, они оказываются открытыми к северо-востоку. В том же направлении, под углами 70—85°, наклонена линейность гарцбургитов, проявленная особенно четко на южном и юго-восточном крыльях структур (реки Хойла, Правая Пайера, руч. Ямботы-Вис).

На фоне этих крупных структур, шарнир которых погружается к северо-востоку, наблюдаются многочисленные изгибы и развороты полосчатости, которые очерчивают мульд- и желобовидные структуры более высокого порядка, вытянутые в северо-восточном направлении (верховья р. Левая Кечпель, правый борт долины р. Левая Пайера и др.). Местами (правый борт долины руч. Хойла-Вис) рисунок полосчатости имеет сигмоидную форму. Такие осложнения крупных структур полосчатости тяготеют к подошве и кровле разреза гарцбургитов, а также к участкам сужения их полосы (водораздел Средняя Кечпель — Левая Пайера).

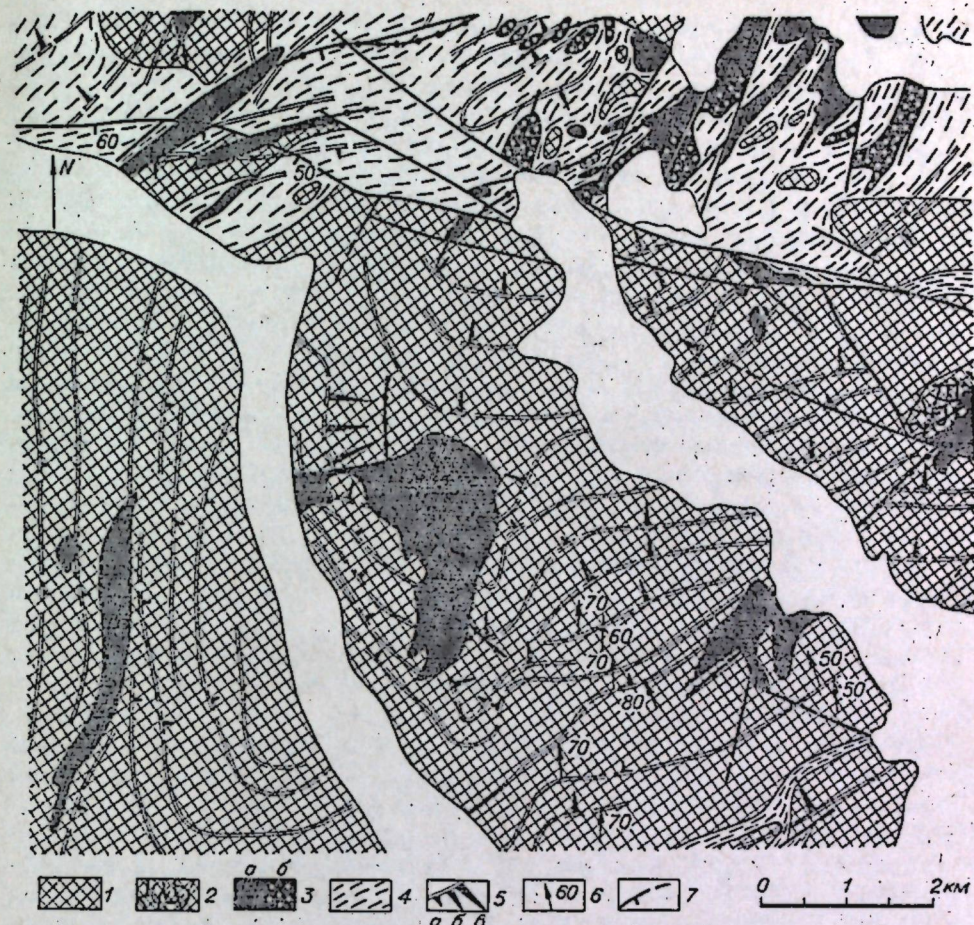
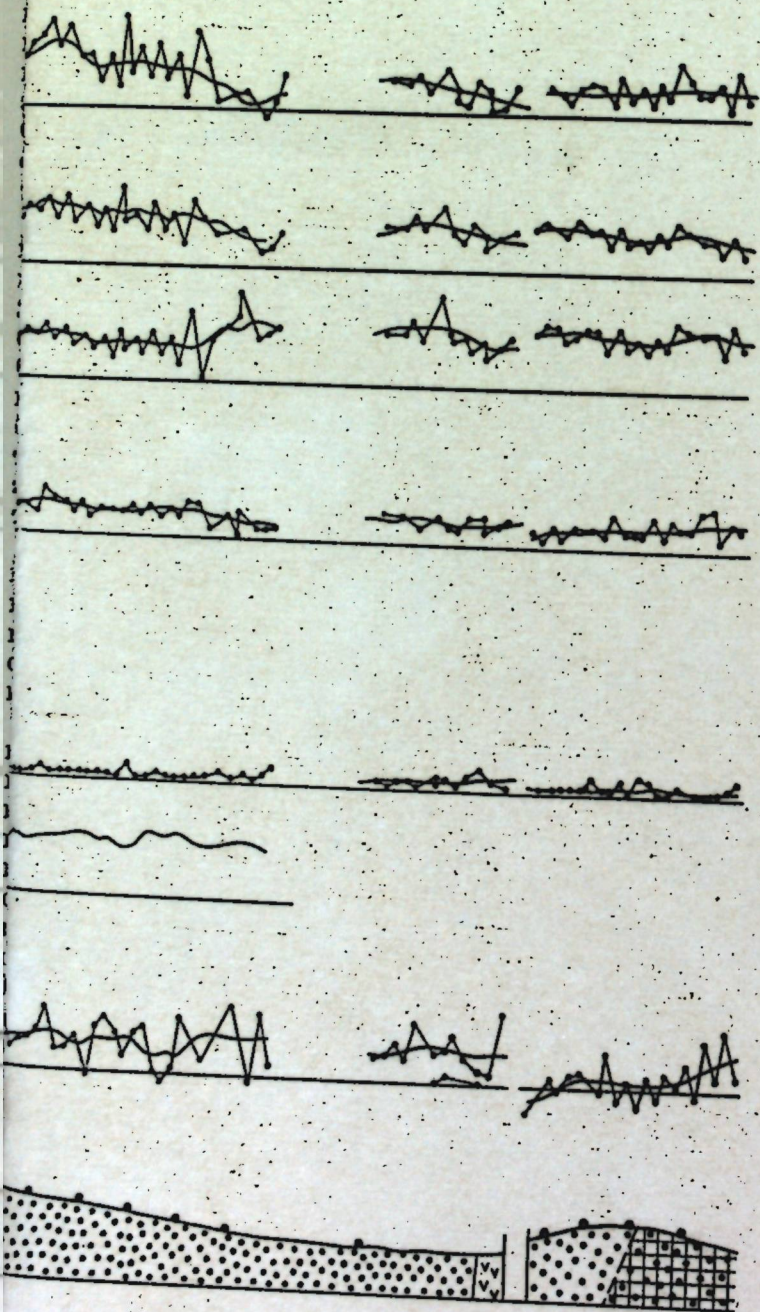


Рис. 22. Геологическая карта участка Войкаро-Сыньинского массива.

1 — гарцбургиты; 2 — дунитовые жилы в гарцбургитах; 3 — дуниты серпентинизированные (а) и десерпентинизированные (б); 4 — оливин-антгоритовые породы и простирание их сланцеватости; 5 — ориентировка и углы падения полосчатости: а — 90—80°, б — 60—30°, в — 30—0°; 6 — ориентировка линейности; 7 — разрывные нарушения и их падение.

В средней части покрова полосчатость очерчивает крупную желобовидную структуру, которая повторяет общие контуры тела гарцбургитов и одновременно является дисконформной к его границам. От северной она отличается более простым строением. Центр структуры, вытянутой в северо-восточном направлении, расположен на водоразделе верховий ручьев Лабогей и Лагорта-Егарт. На ее восточном крыле полосчатость падает к западу под углами 40—60°, на западном — к востоку под углами 70—80°. Плавные южные замыкания полосчатости с падением к северу наблюдались в верховьях р. Вылюю и на левом борту долины р. Погурей; редкие элементы залегания полосчатости фиксируют замыкание воронок с севера.

В южной части покрова полосчатость гарцбургитов имеет исключительно северо-восточные простирания, подчеркивая линейный характер структур и самого гипербазитового тела на этом участке. Будучи субогласной с очертаниями контактов массива, полосчатость очерчивает сильно сжатую изоклиналь. Как и в остальной части массива, полосчатость ее юго-восточного крыла падает на северо-запад, а у северо-западного — на юго-восток, но здесь характерны крутые (70—85°), нередко вертикальные залегания полосчатости.

Петрографически гарцбургиты представляют собой крупнозернистые породы, в которых содержание энстатита меняется от 10 до 20%, а степень серпентинизации — от 20 до 80%, составляя обычно около 60%. Их ха-

рактрная черта — четко проявленная разнорзернистость главных минералов. Количество Cr_2O_3 в энстатите и диопсиде уменьшается с повышением их железистости. Состав акцессорного хромшпиннелида меняется наиболее сильно вблизи дунитовых тел (см. гл. 4).

Дуниты окаймляют гарцбургиты по периферии, где ширина их выходов, протягивающихся вдоль контактов на десятки километров, колеблется от 0,3 до 1,5 км, а глубина вскрытия достигает 350 м. Дуниты краевых зон пропикают глубоко внутрь полей гарцбургитов и вскрываются среди них в виде различной формы тел с крутыми контактами. Эти тела приурочены, как правило, к приосевым зонам мульдо- и желобовидных складок, фиксируемых по полосчатости гарцбургитов, и пересекают ее своими границами (см. рис. 22). Крупные тела дунитов ($0,5-2 \text{ км}^2$) часто окружены ореолами дунитовых жил мощностью 0,1—0,2 и 1,5—2,5 м и различной протяженности. Существует два типа распределения этих жил: неупорядоченные ветвящиеся и пересекающиеся жилы, образующие в пространстве сложную решетку, и полосчато-чередующиеся дуниты и гарцбургиты с субпараллельной ориентировкой дунитовых жил и ортопироксеновых агрегатов.

Первые распространены в основном на севере массива — ручьи Харота-Шор, Ямботы-Вис, р. Лагорта-Ю, т. е. там, где встречаются гарцбургиты с неориентированными структурами. Вторые наблюдаются у ручьев Пайты-Вис, Лабогей, р. Правая Пайера, в бассейне правых притоков р. Лаптапай — там, где в гарцбургитах четко выражены директивные структуры.

Жилообразные дунитовые обособления ветвящегося, сетчатого типа пронизывают гарцбургиты, разбивая их на блоки сначала угловатой формы, которая по мере увеличения количества и мощности жил становится округлой. Ни в одном случае на контакте дунитовых прожилков с гарцбургитами не было отмечено изменения зернистости пород, их рассланцевания или катаклаза. Характер контактов этих пород аналогичен границам полосчатости в гарцбургитах: в дуните у контакта встречаются отдельные кристаллы, агрегаты энстатита, а в самом дуните энстатит как бы растворяется, замещаясь оливиновой массой. Иногда гарцбургит вдоль контакта с дунитом приобретает пятнистую текстуру, вызванную крайне неравномерным распределением крупно- и гигантозернистого энстатита: на одних участках он полностью сохраняется, на других его отдельные зерна или сгустки «плавают» в дуните, тяготея к зальбандам жил. Общая картина более позднего образования дунитовых жил в гарцбургите не вызывает сомнения.

Кроме жилообразных обособлений среди гарцбургитов встречаются линзовидные тела дунитов протяженностью от десятков до сотен метров. Контакты крупных тел дунитов с гарцбургитами обычно четкие и довольно резкие, но также без рассланцевания и катаклаза. Переход иногда осуществляется через энстатитовые дуниты с разубоживанием и перераспределением энстатита в гарцбургитах. В ряде случаев (р. Левая Пайера) в секущих жилообразных апофизах от крупных тел дунитов сохраняются реликтовые ориентированные структуры гарцбургитов, несогласные с простираанием апофиз.

На периферии ореолов дунитовые жилы сопровождаются жилами разнорзернистых пегматонидных энстатитов и вебстеритов, также секущих гарцбургиты. Во внешней зоне ореолов изредка встречаются жилы габбро-поритов и пегматонидных бронзит-анортитовых пород. Рассмотрены морфоструктурные особенности жил, к которым также относятся большая крупность зерна даже в тонких волосовидных жилках, образование в центральной части жил цепочек хромшпиннелида, а иногда сохранение следов пересеченной полосчатости и, наконец, раздувы дунитовых жил при пересечении существенно энстатитовых полос, свидетельствуют об их метасоматической, инфильтрационной природе (Заварицкий,

1932; Савельева, 1973а, б). Метасоматический процесс образования дунитов рассматривается нами как последовательный вынос кремния, кальция и алюминия из гарцбургитов с дальнейшим частичным переотложением этих компонентов в виде пироксенитов*.

Петрографический облик дунитов из крупных тел и маломощных жил одинаков.

Дуниты представляют крупнозернистые породы массивного сложения с гладкой ярко-желтой коркой выветривания, на которой видны цепочки и рассеянные зерна хромшпиннелида. В изломе порода зеленовато-черного цвета, а ее структура кажется равномерно-мелкозернистой, почти сливной из-за петельчатой серпентинизации, дезинтегрирующей крупные зерна оливина. Степень серпентинизации примерно та же, что у гарцбургитов — в среднем 50—70%; серпентин представлен разновидностями хризотила, реже — серпофитом. Помимо них термоанализом устанавливается присутствие брусита (7—12%).

Оливин образует зерна размерами от 8—10 до 15 мм. В подчиненном количестве присутствуют мелкие индивиды (около 2 мм). Крупные зерна неправильной формы, иногда изометрической, с причудливыми, неровными, извилистыми, ломаными и зубчатыми контурами. Часть выступов перекристаллизована с образованием тонкозернистого агрегата оливина. Для оливина характерно мозаичное скользящее угасание, обычно наблюдаются также четкие вытянутые двойниковые пластинки. Мелкие зерна с полигональным сечением, имеющим ровные прямые грани, несут следы деформаций в виде мозаичного угасания. Спайность в оливинах, как правило, отсутствует и только редко наблюдаются ровные трещины, параллельные (010). Хромшпиннелид (1,0—1,5%) встречается в нескольких генерациях. Обычно представлен мелкими (0,03—0,05 мм) непрозрачными зернами с высокой степенью идиоморфизма, включенными в оливин. Можно наблюдать цепочки округлых, овальных зерен хромшпиннелида, пересекающих оливиновый агрегат, при этом форма и очертания зерен хромшпиннелидов на границах оливинов не изменяются. Реже присутствуют сравнительно крупные зерна хромшпиннелида (от 0,3—0,5 до 2,0 мм) неправильной или субгедральной формы, занимающие интерстиции между оливинами и просвечивающие красно-бурым цветом. Разнообразие структурных соотношений хромшпиннелида с оливином, по-видимому, свидетельствует о том, что образование хромшпиннелида было неодновременным и связано также с перекристаллизацией дунита. Редкие таблички бесцветного клинопироксена тяготеют к хромшпиннелиду, подчиняясь его контурам и очертаниям оливиновых зерен. По оптическим константам ($N_g = 1,700$; $N_p = 1,672$; $N_g - N_p = 0,028$; $(+)2V = 55^\circ$, $cN_g = 36-34^\circ$) соответствуют диопсиду.

Состав оливина $\text{Fa}_{6,8-11,5}$ варьирует шире, чем в гарцбургитах. Статистический максимум приходится на $\text{Fa}_{8,5}$. В магнезиальную сторону от этого состава уклоняются оливины крупных тел; в дунитах краевых зон железистость нарастает до $\text{Fa}_{9,5-10,5}$; в дунитах мелких тел железистость оливина близка к железистости оливина гарцбургитов.

Акцессорный хромшпиннелид отличается от акцессорных гарцбургитов широкими вариациями состава при относительно высоких хромистости и железистости (см. гл. 4, табл. 11). Самая высокая хромистость достигается в хромшпиннелидах, сосуществующих с наиболее магнезиальным оливином, наибольшая железистость хромшпиннелидов устанавливается в дунитах краевых зон.

По валовому химическому составу (см. рис. 20, табл. 5) и составу минералов гарцбургиты и дуниты рассмотренной серии хорошо сопоставляются с их петрографическими аналогами во многих офиолитовых поя-

* Возможные альтернативные предположения обсуждены ниже, в главе 7. (Прим. ред.).

Таблица 5

Химические анализы пород дунит-гарцбургитовой серии и ультраосновных метаморфитов *

Описан	Гарцбургиты серпентинизированные			Дуниты серпентинизированные		Гарцбургит регенерированный	Оливин-антигоритовая порода	Кумингтонит-оливиновая порода	Дунит регенерированный
	3340	1118	1228	155-Б	33	2514	2514-Ж	152-Г	1785
SiO ₂	39,58	43,36	41,06	36,32	35,88	44,00	40,60	40,60	40,47
TiO ₂	0,01	0,02	0,02	0,04	0,01	0,02	0,02	0,02	0,06
Al ₂ O ₃	0,48	0,94	0,95	0,03	0,53	1,42	0,90	0,61	0,54
Cr ₂ O ₃	0,31	0,41	0,40	0,37	0,55	0,39	0,39	0,41	0,31
Fe ₂ O ₃	4,99	2,18	3,86	4,53	4,01	1,28	2,34	4,10	3,28
FeO	3,74	6,26	4,46	4,03	4,10	8,14	6,40	4,60	4,90
MnO	0,11	0,13	0,11	0,10	0,11	0,14	0,13	0,12	0,11
MgO	41,26	41,67	42,19	43,88	44,13	41,11	41,28	41,63	47,87
CaO	0,57	0,67	0,51	0,28	0,06	2,02	1,23	1,05	0,67
Na ₂ O	0,10	0,04	0,10	0,02	0,10	0,06	0,14	0,08	0,05
K ₂ O	Сл.	0,02	0,05	0,03	0,10	0,03	0,04	Сл.	0,04
NiO	0,11	0,15	0,10	п. д.	0,13	0,15	0,15	0,15	0,17
П.п.п	8,64	4,11	5,99	10,04	10,38	1,58	6,05	6,80	1,88
Сумма	100,08	99,96	99,78	100,17	100,06	100,34	99,66	100,23	100,35
F	9	10	9	9	9	11	10	10	8
RO/SiO ₂	1,64	1,55	1,64	1,94	1,93	1,59	1,68	1,65	1,88

* Здесь и в табл. 9 приведены наиболее типичные анализы.

сах. На фоне закономерного уменьшения содержаний петрогенных окислов SiO₂, CaO и Al₂O₃ и увеличения MgO железистость пород меняется в пределах 8—10,5 для гарцбургитов и 6,0—10,5 для дунитов. Cr₂O₃, NiO обычно больше в дунитах. Количества TiO₂ и V₂O₅ в них и гарцбургитах почти одинаковы. Это видно из приводимых ниже профилей по малым элементам (см. ниже рис. 25 и табл. 6).

Ультраосновные метаморфиты, образовавшиеся по гарцбургитам и дунитам, слагают линейные зоны (мощностью до 400 м) северо-восточного простирания, которые пересекают внутреннюю структуру полей гарцбургитов и границу гарцбургит — дунит. Поверхности контакта этих зон всегда наклонены на юго-восток более полого, чем контакта гарцбургит — дунит. Часто породы этой серии отделяют тела дунитов от гарцбургитов (рис. 23).

Значительную часть объема ультраосновных метаморфитов представляют массивные оливин-антигоритовые породы, обычно сохраняющиеся в висячем боку зон. Переход к ним от гарцбургитов происходит в интервале от 3 до 30 м, на протяжении которого сохраняется реликтовая гарцбургитовая полосчатость, подчеркнутая хлорит-магнетитовыми агрегатами, замещающими акцессорный хромшпинелид. Энстатит в породе исчезает резко, постепенного или псевдоморфного замещения его антигоритом наблюдать не удавалось никогда. В конце переходного интервала порода приобретает зеленовато-серый цвет на изломе пластинчато-зернистой структуры, корка выветривания становится белесо-желтой с листовато-таблитчатым рисунком на поверхности. В ряде случаев (в 3—5-мет-

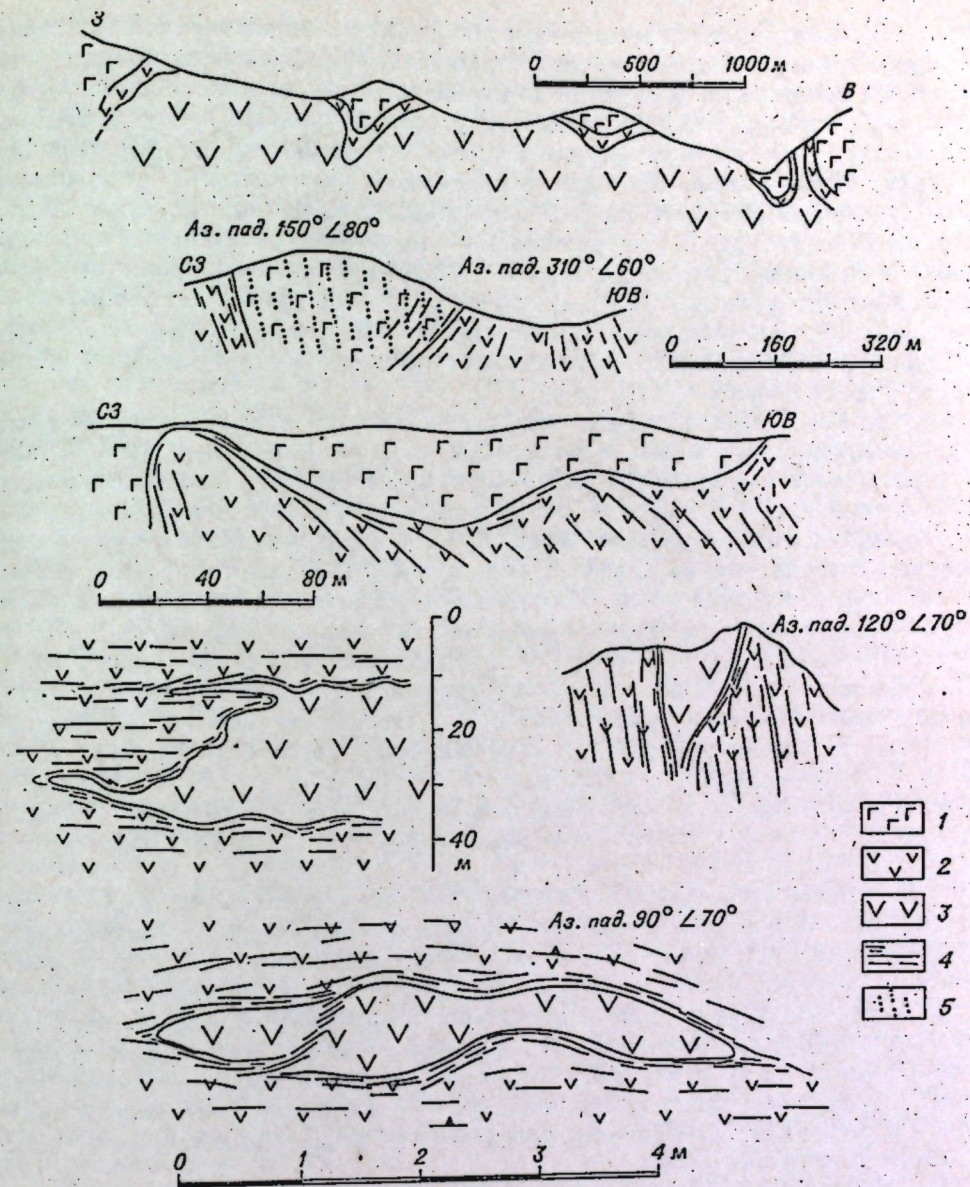


Рис. 23. Структурные соотношения дунитов, гарцбургитов и оливин-антигоритовых пород (зарисовка обнажений южной части массива).
1 — гарцбургиты серпентинизированные (с хризотилом); 2 — оливин-антигоритовые породы; 3 — дуниты серпентинизированные (с хризотилом); 4 — сланцеватость; 5 — полосчатость.

ровой зоне контакта) петельчато-серпентинизированные гарцбургиты насыщены жилами (от долей до нескольких сантиметров) оливин-антигоритовых пород, постепенно сгущающимися и переходящими уже в массивные породы.

Микроструктура оливин-антигоритовых пород крупнозернистая катакlastическая; количество оливина колеблется от 15 до 85%, (в среднем 60—70%), антигорит слагает остальную часть породы. Обычна незначительная примесь магнетита, разложившегося хромшпинелида, хлорита, в редких зернах присутствуют моноклинный пироксен, актинолит, карбонат.

Зерна оливина (размерами 4—6 мм) имеют сравнительно изометрические очертания с мелкозубчатыми извилистыми, иногда ступенчатыми контурами. Характерна спайность по (010), к ней добавляется спайность

по (100). Многочисленные механические двойники ориентированы поперек трещин спайности. Деформации оливинов выражаются в изгибании этих трещин, оскольчато- и ступенчато-мозаичном угасании индивидов, гораздо более резком, нежели волнистое угасание оливина в гарцбургитах. В дальнейшем такие зерна разбиваются по спайности на веерообразно гаснущие пластинки. Нередко вторичную форму оливина определяют антигоритовые чешуйки, разделяющие оливин на угловатые, игольчатые, призматические зерна, утрачивающие первичную оптическую ориентировку. По периферии крупных зерен оливина часто развивается его тонкозернистый (доли миллиметра) агрегат. По составу оливин близок оливинам гарцбургитов: содержание фаялитовой молекулы колеблется от 7,9 до 10,3% (табл. 9, гл. 4). Заметным отличием является положительный знак угла оптических осей.

Антигорит слагает между оливинами участки неправильной формы, выполненные пластинками и чешуйками размерами до 0,6—0,8 мм, а также развивается по краям оливиновых зерен с образованием метелчатых и пластинчатых агрегатов и по трещинам спайности, располагаясь по отношению к ним всегда косо. В тех случаях, когда в оливине сохраняются петельчатые прожилки с хризотилом, видно, как антигоритовые чешуи и метелочки пересекают их. Железистость антигорита, судя по анализам мономинеральных фракций, довольно высокая: $4,62—6,11$, $Ng = 1,567—1,569$, $Np = 1,561—1,562$, удлинение всегда положительное. Спорадически встречающийся моноклинический пироксен образует чечевицеобразные, призматические зерна с зубчатыми занозистыми концевыми гранями размерами 0,2—2,0 мм, врастающие в оливин. Оптические константы пироксена: $Ng = 1,708$; $Np = 1,678$; $cNg = 42^\circ$; $2V = 53^\circ$. Рядом с ним иногда развивается игольчатый амфибол тремолит-актинолитового ряда. Его оптические константы: $Ng = 1,646—1,650$; $Np = 1,622—1,625$; $cNg = 17—23^\circ$.

Хромшпинелид иногда сохраняется в виде реликтовых ядер среди магнетита, окруженного венчиком хлорита. Часто видна ангедральная форма первичных зерен размерами 0,3—0,5 мм (аналогичных хромшпинелидам из гарцбургитов). Тонкие зерна (0,03—0,1 мм) сульфидов железа и никеля ассоциируют с магнетитом или встречаются среди антигорита. Они представлены клиновидными, призматическими кристаллами широтина, пирита, реже игольчатым миллеритом (в ассоциации с хромшпинелидом). Довольно часты вкрапления (до 1,5 мм) самородной меди в виде чешуек, пластинок, зернышек, приуроченные к трещинам в оливине или заключенные в антигорит.

Полные разрезы с постепенными переходами от гарцбургитов к оливин-антигоритовым породам наблюдались на севере массива — на западных отрогах горы Пай-Ер, в обрывах над оз. Кечпель-Ты и в районе оз. Верхнее Хойла. На северном и западном скалистых гребнях горы Пай-Ер, обращенных к долине р. Правая Кечпель, можно видеть, как массивные крупнозернистые, умеренно серпентинизированные гарцбургиты с хризотилом, с ямчатой оливково-желтой коркой выветривания вниз по склону сменяются породами с шероховатой, ячеистой, иногда узловатой коркой выветривания красновато-бурого цвета, на которой зерен пироксенов не видно. Однако теги гарцбургитовых структур и реликтовая полосчатость, как правило, сохраняются. Жилы клинопироксенитов, встречающиеся среди них, отличаются от клинопироксенитов гарцбургитов более тусклым зеленоватым цветом, обусловленным интенсивной актинолизацией, хлоритизацией, иногда оталькованием пироксена; нередко наблюдаются будинаж и дробление жил.

В шлифах видно, что на первых ступенях замещения гарцбургитов вокруг энстатита образуется кайма тонкочешуйчатого талька ($Ng = 1,590$; $Np = 1,558$; $Ng - Np = 0,042$) или талькоподобного минерала с более низкими, слабо аномальными цветами поляризации ($Ng - Np = 0,015$).

С внешнего края на этот минерал нарастает каемка (шириной от 0,01 до 0,1 мм) коричневатого-бурого волокнистого или тонкопластинчатого куммингтонита. Навстречу ему со стороны оливина развиваются венчики листовато-чешуйчатого антигорита. Общая ширина этих каемок вначале процесса колеблется от 0,05 до 0,2 мм.

Через 20—30 м от контакта с гарцбургитами куммингтонит и тальк развиваются от периферии к центру зерен энстатита, причем преобладает то первый, то второй минерал. Постепенно куммингтонит вытесняет тальк и среди его волокнистых полуизотропных масс начинают расти лапчатые пластинчато-зернистые индивиды, для которых были замерены следующие оптические константы: $Ng = 1,668$; $Np = 1,642$; $cNg = 17^\circ$; $2V = 80^\circ$, схема плеохроизма $Np < Nm < Ng$; по Np — светло-желтоватая окраска, по Ng — коричневатая. По оптическим константам этот минерал относится к куммингтонитовому ряду с 20—25% купферитовой молекулы по Трегеру.

В конечные стадии процесса пылевидный магнетит (?), насыщающий куммингтонитовые псевдоморфозы, отгоняется к их периферии или трещинам реликтовой спайности энстатита. Среди «очищенных» чешуек куммингтонита в центре псевдоморфоз появляются округлые полигональные зерна оливина размерами 0,01—0,2 мм. Рост этих мелких оливинов приводит к образованию своеобразных пород: оливин первой генерации (первичный) наблюдается в катаклазированных зернах изометрично-неправильной формы (размеры 4—8 мм), корродируемых метелчатым антигоритом; оливин второй генерации выполняет таблитчатые псевдоморфозы по энстатиту с характерными языковидными «затеками» в интерстиции первичного оливина. Форма оливиновых индивидов в псевдоморфозах меняется от полигонально-округлой до вытянутой, призматической, ориентированной вдоль реликтовой спайности энстатита. Иногда удлиненные зерна, агрегаты вторичного оливина располагаются веерообразно, зонально, как бы согласуясь с расположением бывших куммингтонитовых агрегатов. Размер индивидов оливина в центре псевдоморфоз достигает 0,06 мм, уменьшаются они к периферии до 0,01 мм. Почти криптозернистый агрегат оливина окаймляет края псевдоморфоз. В конечные стадии процесса новообразованный тонкозернистый оливин развивается по трещинам в первичных крупных оливинах. Прожилки чешуйчатого антигорита пересекают агрегаты оливина второй генерации, а также скопления антигорита, развивающиеся вокруг первичного оливина. Акцессорный хромшпинелид в этих породах замещается магнетитом, хлоритовые каймы вокруг него очень редки.

Таким образом, непосредственно в шлифах наблюдается следующая смена парагенетических ассоциаций минералов: оливин I + энстатит + α -хризотил $\rightarrow$ оливин I + (антигорит) + тальк $\rightarrow$ оливин I + (антигорит) + куммингтонит $\rightarrow$ оливин I + антигорит + оливин II + магнетит. Подобный метаморфизм гарцбургитов с образованием куммингтонитовых псевдоморфоз и вторичного оливина был описан Н. Л. Добрецовым (1963) и М. И. Юдиным (1964) в гипербазитах хр. Борус (см. гл. 6).

На фоне рассмотренных двух типов контакта, представляющих последовательный переход гарцбургитов с хризотилом к оливин-антигоритовым породам, особое место занимают переходные зоны с телами совершенно несерпентинизированных гарцбургитов (рис. 24). Такие породы наблюдались в долинах рек Левая и Правая Пайера, Лек-Хойла, Хойла, Малая Лагорта, Игдей-Юган и в других участках, где они обнажаются среди оливин-антигоритовых пород обычно на расстоянии десятков метров от выходов серпентинизированных гарцбургитов. Тела неизмененных гарцбургитов имеют неправильно-изометричную форму и размеры от десятков до 300—500 м в поперечном сечении. Корка выветривания у них часто отсутствует, и светлые яблочно-зеленые породы четко выступают среди палевых или буровато-желтых оливин-антигоритовых пород.

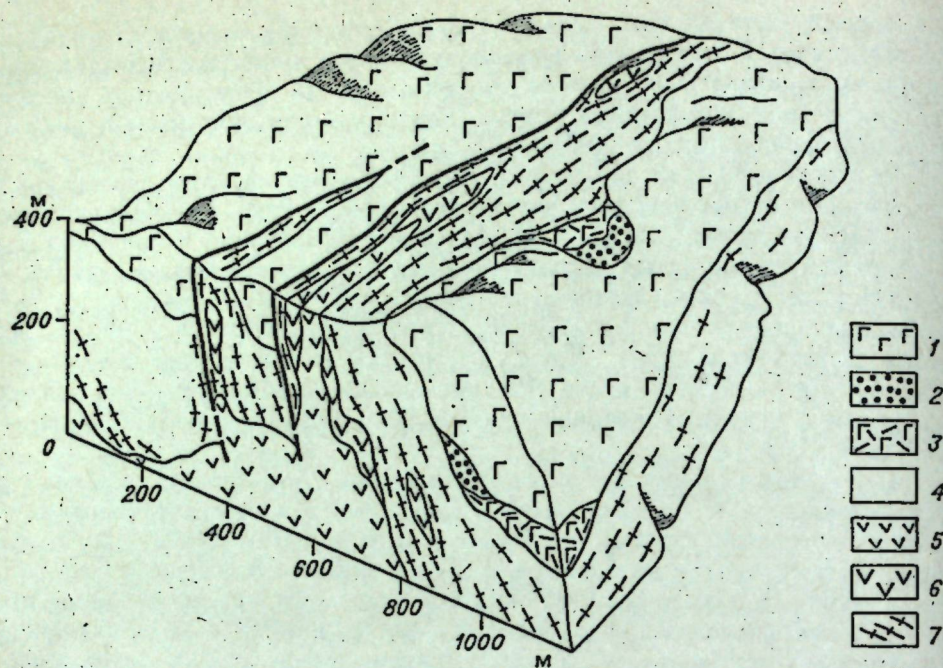


Рис. 24. Структурные соотношения гарцбургитов, дунитов и зоны ультраосновных метаморфитов (схематическая зарисовка обнажения в северной части массива).

1 — гарцбургиты серпентинизированные (с хризотилом); 2 — гарцбургиты регенерированные; 3 — гарцбургиты с куммингтонитом; 4 — оливин-антигортитовые породы; 5 — дуниты серпентинизированные (с хризотилом); 6 — дуниты пегматонидные (регенерированные); 7 — сланцеватость в оливин-антигортитовых породах.

В 30—50 м от границы с ними в свежих гарцбургитах появляются многочисленные ветвящиеся пересекающиеся прожилки темно-серой плотной породы с тонкой красноватой коркой выветривания (шириной от долей до 10 см). В тонких прожилках устанавливается оталькование энстатита, появляется небольшое количество антигорита, а в более мощных — антигортит-оливиновый состав породы и наличие четкой спайности в оливине. Гарцбургиты на контакте с прожилками вначале не изменены, но с увеличением количества и мощности прожилков энстатит в них замещается тальком. Непосредственно на границе с массивными оливин-антигортитовыми породами прожилки сгущаются в решетку ромбоэдрического рисунка, в ячейках которой сохраняются овоидные и шарообразные включения свежих гарцбургитов. Каждое включение отделено от оливин-антигортитовых пород прожилка оболочкой тальк-оливинового состава. Состав породообразующих минералов в свежих гарцбургитах и их количественные соотношения аналогичны описанным для серпентинизированных гарцбургитов: содержание энстатита колеблется от 12 до 15%, моноклинический пироксен встречается в редких зернах, но иногда его содержание увеличивается до 3—5%, и тогда порода по составу близка лердолиту. Существенным отличием этих пород является практически полное отсутствие серпентина; слабее, чем в серпентинизированных разновидностях, проявлены разнотельность оливина и энстатита.

Среди оливин-антигортитовых сланцев (бластомилонитов) располагаются будинированные линзовидные блоки дунитов протяженностью до километров и мощностью до сотен метров. Сланцеватость вмещающих пород, возрастающая на контакте с дунитами, согласно обтекает изгибы тел. Дуниты в будинах часто перекристаллизованы и десерпентинизированы с образованием пегматонидных гигантокристаллических структур. Большие тела дунитов перекристаллизованы с периферии, а мелкие — обычно полностью. Пегматонидные дуниты окрашены в светлые фишаш-

ково-зеленые, желтоватые, зеленовато-серые цвета и часто лишены корки выветривания, столь характерной для серпентинизированных гипербазитов. Размеры зерен оливина с четкой спайностью достигают 2—4 см, иногда 10—12 см и более.

На ровных блестящих сколах по спайности заметны лучистые агрегаты антигорита, скопления зерен хромшпиннелида. Количество серпентина в породе не превышает 5—7%. Под микроскопом устанавливаются зубчатые, ступенчатые, пилообразные границы зерен оливина, мозаичное, скользящее угасание их. Ровные двойниковые полосы наблюдаются часто, но здесь они не более характерны, чем в оливинах серпентинизированных дунитов. Состав оливина отличается несколько повышенной магнетиальностью и варьирует от $Fe_{5,7}$ до $Fe_{8,2}$. Оливин часто насыщен включениями пылевидного магнетита. Интенсивные деформации отчетливо проявлены в дунитах из мелких линз, а также в эндоконтактных зонах крупных тел. Здесь в зернах оливина размерами 6—8 мм, удлиненной формы, по системе сколовых диагональных или поперечных к удлинению трещин развивается тонкозернистый гранобластовый агрегат оливина. В результате возникают своеобразные порфиробластовые, овоидные структуры, в которых фрагменты зерен ранней генерации погружены в гранобластовый агрегат оливина второй генерации, свободного от включений.

Акцессорный хромшпиннелид распределен крайне неравномерно: он образует в оливине тонкую рассеянную вкрапленность, сгущающуюся на отдельных участках, либо группируется в цепочки, проходящие через несколько зерен оливина. При широких вариациях размеров зерен хромшпиннелида — от 0,2—0,5 мм (идиоморфные непрозрачные кристаллы) до 1,5—3,0 мм (зерна субгедральной формы, просвечивающие красноватым цветом) преобладают крупные зерна, тяготеющие к интерстициям среди оливина. По химическому составу он отличается повышенной хромистостью и железистостью от акцессориев дунитов, не испытавших перекристаллизации.

Приведенное геолого-петрографическое описание зоны ультраосновных метаморфитов позволяет наметить основные этапы и условия формирования этих пород.

Линейная морфология зон с единой генеральной ориентировкой, их секущее положение по отношению к структурам равномерно серпентинизированных гарцбургитов и дунитов свидетельствуют о связи образования ультраосновных метаморфитов с деформациями в условиях стресса. О более позднем их формировании по отношению к массовой серпентинизации говорит существование блоков петельчато-серпентинизированных гарцбургитов среди жил и полей оливин-антигортитовых пород.

Во всех рассмотренных типах разрезов переходной (пограничной) зоны между серпентинизированным гарцбургитом и ультраосновными метаморфитами конечным продуктом метаморфических реакций является оливин-антигортитовая порода. Несерпентинизированные гарцбургиты распространены только среди оливин-антигортитовых пород и замещаются ими, что позволяет рассматривать первые, наряду с оливин-куммингтонитовыми породами, как реликтовые продукты метаморфизма ранних I(?) стадий единого процесса.

Материалы по химизму ультраосновных метаморфитов (см. табл. 5 и рис. 20) показывают, что оливин-антигортитовые, тальк- и куммингтонит-оливиновые породы наследуют химический состав серпентинизированных оливиновых пород, сохраняя отношение $RO/SiO_2 = 1,7$ и железистость $F \approx 10$, гарцбургитов, сохраняя отношение $RO/SiO_2 = 1,7$ и железистость $F \approx 10$, что свидетельствует об изохимическом характере метаморфизма. Преобладание закисного железа над окисным и относительно пониженное содержание воды в оливин-антигортитовых породах показывают, что их образование происходило в более высокотемпературных условиях, нежели ранняя серпентинизация гарцбургитов, т. е. метаморфизм был прогрессивным по отношению к ней.

Сравнение устойчивости хризотила и антитгорита в различных $P - T$ условиях приводит многих исследователей к выводу о том, что антитгорит образуется при более высоких температурах и давлениях (Hess, 1965; Francis, 1956). Рассматривая метаморфизм ультраосновных пород Центральных Альп, Б. Эванс и В. Троммсдорф выделили равновесные минеральные ассоциации, совпадающие с расчетными и экспериментальными равновесиями в системе $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$. Они сопоставляются также с ассоциациями в метаморфизованных вмещающих породах пелитового, базитового и карбонатного состава, отвечающими условиям метаморфических ступеней от прениит-пумпелинитовой до амфиболитовой фаций. Диопсид-антитгорит-форстеритовая ассоциация здесь соответствует хлоритонидной фации метаморфизма: $450^\circ > T > 500^\circ$ и $P \sim 2,5$ кбар или, согласно определению границ хлоритонидной субфации метаморфизма по Н. Л. Добрецову с соавторами, $T \sim 500^\circ$, $P \sim 2$ кбар (Добрецов, В. С. Соболев, Н. В. Соболев, 1974). В этих условиях образование оливин-антитгоритовых пород по серпентинизированным гарцбургитам — по схеме (оливин + энстатит + хромшпинелид) + хризотил $\rightarrow$ оливин + антитгорит + (диопсид) + магнетит — происходит, очевидно, при полном разложении энстатита и переходе его в оливин, устойчивый в ассоциации с антитгоритом. В отличие от этой реакции положение равновесной кривой ранней массовой серпентинизации гарцбургитов — оливин + энстатит $\rightarrow$ хризотил — для составов реальной железистости ($P = 10$) определяется координатами 1 кбар — 330° и 5 кбар — 390° . Таким образом, еще раз подтверждается прогрессивный характер реакции образования оливин-антитгоритовых пород по отношению к петельчатой серпентинизации.

Помимо этой реакции местами сохраняется прогрессивный переход к куммингтонитсодержащим парагенезисам: (оливин + энстатит + хромшпинелид) + хризотил $\rightarrow$ оливин + тальк + антитгорит $\rightarrow$ оливин + куммингтонит + магнетит. Возникшие относительно высокотемпературные ($T = 600^\circ$) метаморфиты вновь регрессивно сменяются оливин-антитгоритовыми породами, очевидно, наиболее устойчивыми в зоне метаморфизма. Прогрессивный ряд метаморфитов до полностью обезвоженных гарцбургитов ($T > 750^\circ$) не сохраняется, но ретроградные ассоциации, последовательно сменяющие одна другую, представлены почти всегда: оливин + энстатит $\rightarrow$ оливин + тальк $\rightarrow$ оливин + антитгорит. Последняя реакция осуществляется при $P = 3-4$ кбар и $T = 470-490^\circ$. Появление этих ассоциаций в рассмотренной последовательности достигается, как это показано А. А. Маракушевым (1975), только в условиях $P_{\text{H}_2\text{O}} \approx P_s$ в отличие от равновесия серпентин $\rightarrow$ энстатит + форстерит, достижимого лишь при $P_s > P_{\text{H}_2\text{O}}$. Отсутствие переходных зон прогрессивного метаморфизма от серпентинизированных (с хризотилом) гарцбургитов к десерпентинизированным, а также резкая изменчивость и небольшие мощности метаморфических пород, возможно, связаны с тем, что на прогрессивной стадии метаморфизма тепловое воздействие было вызвано нестационарным потоком перегретых паров воды. При этом возникали только локальные области десерпентинизированных пород, сменяющихся парагенезисами, отвечающими устойчивым $P - T$ условиям метаморфизма ($T \sim 450-500^\circ$ и $P \sim 2,5-3$ кбар).

Десерпентинизация и образование пегматоидных дунитов на контактах дунитовых тел с оливин-антитгоритовыми породами хорошо увязываются с этими условиями метаморфизма: температура, превышающая границу устойчивости хризотила и брусита, обусловила их десерпентинизацию, а высокое давление паров воды способствовало формированию пегматоидных структур. Перекристаллизация хризотилизованных дунитов происходила с повышением магнезиальности вторичного оливина. Высвобождавшееся железо концентрировалось в виде магнетита, что выразилось в резком увеличении магнитной восприимчивости пегматоидных дунитов (см. ниже табл. 8).

Таким образом, ультраосновные метаморфиты, по нашему мнению, — это продукты изменения хризотилизованных гарцбургитов и дунитов в формировавшихся тектонических зонах проскальзывания, по которым происходила миграция перегретых паров воды (см. дискуссию в гл. 4).

Для более полной характеристики гипербазитов офиолитовой ассоциации Войкаро-Сыньинского массива рассмотрим поведение малых элементов (Mn, Cr, Ni, Co, Ti и V) и свойства пород по профилям, пересекающим его от западного до восточного контактов (табл. 6, рис. 25). Местоположение профилей I—IV показано на рис. 19. Пробы анализировались в лаборатории Воркутинской КГРЭ методом приближенного количественного спектрального анализа с фотометрированием на спектрографе СГЭ-1 с программным полуавтоматическим устройством. Чувствительность и воспроизводимость (коэффициент вариации) составляли соответственно (%): для Mn — 0,006 и 23, для Cr — 0,05 и 15; для Ni — 0,06 и 14, для Co — 0,001 и 28, для Ti — 0,01 и 16 и для V — 0,001 и 26. Систематические расхождения с данными химанализов установлены для V, Mn и части проб Ni (табл. 7), поэтому в дальнейшем мы обсудим поведение только Cr, Ni, Co и Ti. Для удобства сопоставления результатов спектральных и химических анализов содержания элементов переведены в табл. 7 в соответствующие окислы, тогда как первичный материал на графиках рис. 25 использован в содержаниях элементов. В табл. 7 приведены значимые (при 5%-ном уровне значимости) коэффициенты корреляции по каждому профилю и по массиву в целом.

Хром не обнаруживает заметных вариаций в петрографических типах пород (см. табл. 6), колеблясь в пределах воспроизводимости отдельных анализов (0,32—0,39 вес. %), за исключением дунитов профиля IV (0,44 вес. %), гарцбургитов и войкаритов профиля II (0,66 и 0,53 вес. %). Основным носителем хрома в гипербазитах (более 70%) является хромшпинелид, содержания которого во всех породах (с учетом некоторой разницы его составов) примерно одинаковы. Вместе с тем устанавливается резко неравномерное распределение хрома в дунитах (особенно в пегматоидных — см. профиль III на рис. 25, е), но оно в основном завуалировано при принятом интервале и методике опробования.

На всех профилях, особенно на I, II и IV (см. рис. 25, а, б, е), прослеживается наиболее общая закономерность: содержание Cr_2O_3 скачкообразно возрастает от восточного контакта к западному независимо от петрографического типа пород, особенно вблизи западной границы или внутри главного поля войкаритов (см. рис. 19 и 25), что обычно коррелируется с Ni и (или) Mn (см. ниже). Эта закономерность может быть связана с увеличением как содержания хромшпинелида в породах, так и его хромистости в западной части массива, примыкающей к западной полосе габброидов, или, возможно, при движении вниз по разрезу(?).

Парный корреляционный анализ выявил существование разнообразных связей хрома с другими элементами, меняющихся в различных типах пород и от профиля к профилю (см. табл. 7). Можно отметить в войкаритах положительную связь хрома с никелем, титана с кобальтом.

Содержание NiO в различных породах на разных участках массива отклоняется от среднего меньше, чем содержание других малых элементов: коэффициент вариации NiO по всем породам составляет 28% при среднем содержании его 0,30% (см. табл. 6). Наиболее высокие содержания NiO зафиксированы в породах профиля II: среднее содержание в дунитах — 0,31%, в оливин-антитгоритовых породах — 0,32 и гарцбургитах — 0,35%, что связано, возможно, с повышенной магнезиальностью пород этого профиля (положительная же связь никеля и магния хорошо известна). У западного и восточного контактов гипербазитового массива, в дунитах на границе с клинопироксенитами и в самих клинопироксенитах содержание NiO резко падает вследствие его выноса в про-

Таблица 6

Средние весовые содержания ($\bar{x}$), стандартные отклонения (S) и коэффициенты вариаций (V , %) окислов малых элементов в гипербазитах массива по профилям I—IV

Окисел	Дуниты				Войкариты				Гарцбургиты				$V_{\text{общ}}$
	$\bar{x}/S$	$(\bar{x}/S)_{\text{II}}$	$\bar{x}/S_{\text{III}}$	$\bar{x}/S_{\text{IV}}$	$\bar{x}/S_{\text{I-IV}}$	V	$\bar{x}/S_{\text{I}}$	$\bar{x}/S_{\text{II}}$	$\bar{x}/S_{\text{IV}}$	$\bar{x}/S_{\text{I-IV}}$	V	$(\bar{x}/S)_{\text{I-IV}}$	
	$\bar{x}/S$	$(\bar{x}/S)_{\text{II}}$	$\bar{x}/S_{\text{III}}$	$\bar{x}/S_{\text{IV}}$	$\bar{x}/S_{\text{I-IV}}$	V	$\bar{x}/S_{\text{I}}$	$\bar{x}/S_{\text{II}}$	$\bar{x}/S_{\text{IV}}$	$\bar{x}/S_{\text{I-IV}}$	V	$(\bar{x}/S)_{\text{I-IV}}$	
MnO	0,26 0,120	0,24 0,095	0,38 0,171	0,26 0,124	0,28 0,124	46	0,23 0,116	0,25 0,110	0,20 0,089	0,23 0,107	40	0,27 0,094	42
Cr ₂ O ₃	0,39 0,317	0,39 0,263	0,36 0,169	0,44 0,213	0,39 0,250	65	0,30 0,096	0,53 0,251	0,32 0,228	0,38 0,182	52	0,32 0,172	60
NiO	0,28 0,107	0,31 0,108	0,25 0,061	0,24 0,133	0,28 0,102	36	0,29 0,072	0,32 0,073	0,29 0,091	0,30 0,077	24	0,31 0,076	28
CoO	0,023 0,020	0,021 0,009	0,016 0,005	0,010 0,005	0,017 0,011	57	0,022 0,010	0,022 0,008	0,010 0,004	0,018 0,008	39	0,020 0,009	54
TiO ₂	0,017 0,012	0,017 0,012	0,013 0,007	0,003 0,005	0,014 0,010	116	0,015 0,008	0,013 0,007	0,002 0,002	0,008 0,006	144	0,020 0,012	128
V ₂ O ₅	0,021 0,012	0,027 0,021	0,018 0,012	0,012 0,006	0,020 0,014	118	0,021 0,012	0,018 0,009	0,012 0,006	0,018 0,008	60	0,030 0,015	104
Колич. анализов	35	33	24	21	113	113	44	35	29	108	108	128	429

цессе замещения (пироксенизации) дунитов. Это явление было детально описано А. А. и Л. П. Ефимовыми (1967) на Кытлымском массиве. Оно связано с концентрацией никеля преимущественно в оливинах. Никель обнаруживает устойчивую положительную связь с кобальтом во всех породах на разных участках массива. Отрицательная связь его с титаном и ванадием довольно устойчива в гарцбургитах и оливин-антигортитовых породах профилей II и IV.

Содержания кобальта в гипербазитах массива варьируют в пределах одного петрографического типа пород по разным профилям более значительно, чем между типами пород в целом по массиву. Среднее содержание окиси кобальта в гипербазитах 0,017%, стандартное отклонение — 0,009% (см. табл. 6). На этом фоне в породах профиля I содержания CoO составляют 0,023—0,020%, по профилю IV в этих же породах — 0,010—0,014%. Можно говорить о систематическом уменьшении количества CoO во всех петрографических типах гипербазитов от I к IV профилю, т. е. от северной части массива к южной. Почти во всех породах различных профилей кобальт имеет положительную связь с никелем и марганцем (см. табл. 7).

Титан (и ванадий) обнаруживает наибольшие коэффициенты вариации в гипербазитах (см. табл. 6). На фоне среднего содержания TiO₂ по всему массиву 0,013% наибольшее его количество — 0,016% — содержится в гарцбургитах и наименьшее — 0,008% — в войкаритах. Так же, как и для окиси кобальта, самые высокие средние содержания TiO₂ зафиксированы во всех породах по северным профилям I и II. В распределении ванадия наблюдается та же закономерность.

Учитывая, что составы гипербазитов, степень и характер их серпентинизации в южной и северной частях массива близки, можно предположить различное содержание примесей титана и ванадия в аксессуарном хромшпинелиде. Кроме того, количество титана и ванадия заметно повышается в апогарцбургитовых и аподунитовых серпентинитах с магнетитом, развитых в эндоконтактной зоне гипербазитового массива на профилях I и II, а также в серпентинитах из зон тектонических нарушений, где известна магнетитовая и хроммагнетитовая минерализация (профили II и III).

В клинопироксенитах, плагиогранитах и альбититах с роговой обманкой и магнетитом содержание TiO₂ повышается до 0,040—0,080%, что согласуется с данными других исследователей Урала (Ефимов, Ефимова, 1967; и др.). Парный корреляционный анализ показал существование устойчивой положительной связи между титаном и ванадием во всех разновидностях гипербазитов по всем профилям (см. табл. 7). Между этими элементами, никелем и кобальтом в ряде случаев устанавливается отрицательная связь (кроме профиля I). Физические свойства гипербазитов (табл. 8) в наибольшей степени связаны с процессами метаморфизма.

Плотность гипербазитов прямо обусловлена степенью их серпентинизации. Средняя плотность неизмененных дунитов и гарцбургитов равна соответственно 3,09 и 3,06 г/см³, тогда как серпентинизированные их разновидности имеют среднюю плотность 2,76 и 2,79 г/см³; плотность оливин-антигортитовых пород несколько выше — 2,90 г/см³. Средние значения плотности петрографических типов пород на различных участках массива довольно выдержаны — величина стандартного отклонения плотности серпентинизированных гарцбургитов составляет 0,087 г/см³, а на профиле IV — всего 0,063 г/см³, такими же стандартными отклонениями характеризуются и плотности оливин-антигортитовых пород. Более высокие величины S для дунитов и свежих гарцбургитов обусловлены, вероятно, тем, что среди однородных серпентинизированных дунитов, в контакте с войкаритами встречаются пятна свежих дунитов, так же, как и в телах свежих дунитов и гарцбургитов присутствуют серпентинизированные участки.

Коэффициенты корреляции малых

	I профиль				
	Co	Ti	V	Cr	Mn
Дуниты	Ni 0,73		0,43	0,52	
	Co		0,35		0,67
	Ti		0,44	0,37	
	V			0,59	0,48
	Cr				
n=35 r=±0,334					
Гарцбургиты	Ni 0,52	-0,20			0,28
	Co		0,50	0,22	0,80
	Ti		0,31	0,20	
	V			0,21	
	Cr				
n=128 r=±0,18					
Войкариты	Ni 0,88		0,59	0,45	0,48
	Co		0,41	0,65	0,47
	Ti		0,77	0,46	
	V				
	Cr				
n=44 r=±0,30					
Все породы	Ni 1,00		0,42	0,29	0,50
	Co		0,48	0,16	0,69
	Ti		0,43		
	V			0,33	0,38
	Cr				
n=207 r=±0,15					

Магнитная восприимчивость гипербазитов отражает характер их серпентинизации, обуславливающий то или иное поведение железа в процессе, а также в некоторой степени железистость порообразующих силикатов.

Серпентинизированные гарцбургиты с α-хризотиловой серпентинизацией на всем массиве имеют наиболее низкие и выдержанные значения магнитной восприимчивости. Эти материалы хорошо согласуются с результатами петрографических наблюдений. Установлено практически полное отсутствие магнетита в хризотиловых шнурах, что подтверждает выводы других уральских исследователей (Тимофеев, Тимофеева, 1960; и др.) о том, что на ранней стадии серпентинизации (автосерпентинизации) магнетит не выделяется.

В серпентинизированных дунитах с α-хризотилом магнитная восприимчивость также низка. Однако в целом вариации магнитной восприим-

элементов в гипербазитах

	IV профиль				
	Co	Ti	V	Cr	Mn
Дуниты	Ni				
	Co				
	Ti				
	V				
	Cr				
n=21 r=±0,43					
Гарцбургиты	Ni 0,68		0,53		
	Co		0,69	0,55	0,81
	Ti				
	V				
	Cr				
n=28 r=±0,37					
Войкариты	Ni 0,97	-0,65	0,56	0,63	
	Co		0,69	0,78	
	Ti				
	V				
	Cr				
n=29 r=±0,37					
Все породы	Ni 0,38	-0,27	0,28		
	Co		-0,40	0,57	0,50
	Ti		0,45		
	V			0,25	
	Cr				
n=78 r=±0,22					

их является, очевидно, наличие магнетита, рассеянного среди антигорита и образующего агрегаты на месте хромшпинелида. В то же время при детальном изучении магнитных свойств пород на контакте войкарит — гарцбургит устанавливается следующее: первоначальная антигоритизация гарцбургитов происходила почти без выделения магнетита, и только при дальнейшем развитии процесса (в условиях падения температуры?) ранний относительно железистый антигорит замещался при разложении более магнезиальным с образованием магнетита.

Аномально высокое значение магнитной восприимчивости — 12 000 ед. CGSM — зафиксировано в серпентинитах зон тектонических нарушений (профиль II), в серпентинитах на контакте с альбититами и плагнограницами (профили I и II), а также в апогарцбургитовых и аподунитовых серпентинитах, развитых в эндоконтактной зоне в подошве гипербазитового массива на границе с амфиболитами (проф. I — до 5500 ед., рис. 25).

Таблица 7

чивости дунитов более значительны. Так, серпентинизированные дуниты из тел среди войкаритов имеют низкую магнитную восприимчивость — от 100 до 500 ед. CGSM, которая у контакта с войкаритами резко повышается до 1500—1700 ед. Свежие пегматоидные дуниты обладают высокой магнитной восприимчивостью — в среднем около 1500 ед., иногда она поднимается до 4000 ед. В обоих случаях при повышении магнитной восприимчивости в дунитах наблюдаются мелкозернистые агрегаты магнетита, ассоциирующие с антигоритом, хромшпинелидом или волокнистым (серпентином). В пироксенитизированных дунитах (верлитах) и дунитах, непосредственно у контакта с клинопироксенитами краевых зон массива магнитная восприимчивость резко увеличивается до 4000—7000 ед. (профили III и IV, восточный и западный контакты, профиль II, западный контакт, см. рис. 25), что связано с повышением железистости оливина в этих породах (Ефимов, Ефимова, 1967) и с появлением в них постериорного магнетита.

Средние значения магнитной восприимчивости войкаритов — 1400 ед., поднимаясь они и до 5000—6000 ед. Причиной сравнительно высокой магнитности

Таблица 8

Основные параметры распределения плотности и магнитной восприимчивости гипер-
базитов по профилям

№ профи- ля	Порода	Кол-ч. анали- зов	σ , г/см ³		$\chi \cdot 10^{-6}$ ед. CGSM
			$\bar{\sigma}$	S	
I	Дунит свежий	17	3,09	0,115	1400
	Гарцбургит свежий	26	3,06	0,123	1500
	Дунит серпентинизированный	19	2,66	0,0775	350
	Гарцбургит	101	2,81	0,091	300
	Войкарит	44	3,00	0,079	1400
II	Дунит серпентинизированный и свежий	39	2,79	0,127	480
	Гарцбургит серпентинизированный и свежий	7	2,96	0,081	350
	Войкарит	35	2,87	0,106	1300
III	Дунит серпентинизированный	19	2,81	0,1051	70
	Гарцбургит	33	2,82	0,0947	130
IV	Дунит серпентинизированный и свежий	21	2,74	0,095	510
	Гарцбургит серпентинизированный	26	2,63	0,062	200
	Войкарит	25	2,75	0,072	1800
Всего по профилям	Дунит серпентинизированный	98	2,76	0,1066	320
	Гарцбургит	167	2,79	0,0867	270
	Войкарит	104	2,90	0,0867	1400

Общая картина изменчивости плотности и магнитных свойств гипер-базитов в поперечных к структурам профилях характеризует разрез следующим образом. На севере массива (профиль I), в восточной его части над полем однородных гарцбургитов физические свойства почти не варьируют. В приосевой части массива над зоной оливин-антигоритовых пород с телами пегматовидных дунитов, свежих гарцбургитов и гарцбургитов с куммингтонитом значения этих характеристик скачкообразно увеличиваются и резко варьируют. В западной части над выходами гарцбургитов и дунит-гарцбургитов кривая колебаний плотности плавно вновь понижается до 2,8 г/см³, но магнитная восприимчивость в этой части массива варьирует также резко, как и в приосевой зоне, что связано с обилием жил альбититов и амфиболовых пород. На профиле II, на участке Лагортинского пережима массива, где особенно интенсивно проявлены разнообразные преобразования гипербазитов, их плотностные и магнитные свойства резко меняются, оставаясь в среднем повышенными по сравнению с таковыми на других участках (см. рис. 25, б).

На профилях III и IV кривые вариаций плотности и магнитной восприимчивости симметричны — значения этих величин заметно повышены у западного и восточного контактов и слабо варьируют в центральной части массива (см. рис. 25, в, г). Такой характер кривых четко отражает симметричное расположение зон клинопироксенизации и относительно простое строение центральных участков в средней и южной частях массива.

Таким образом, по физическим свойствам пород разрез гарцбургитовой зоны, затронутой только α -хризотиловой серпентинизацией, резко отличается от разрезов оливин-антигоритовой и дунитовой зон относительно низкими и стабильными значениями плотности и магнитной восприимчивости. Повышенные значения и резкие вариации этих величин в пределах зон ультраосновных метаморфитов показывают, что метаморфизм α -хризотилизованных гарцбургитов сопровождался их обезвожива-

нием и неравномерным выделением магнетита, что согласуется с данными рассмотренных выше геологических и петрографических наблюдений, подтверждающих вывод о наложенном характере зон ультраосновных метаморфитов.

Породы дунит-верлит-клинопироксенит-габбровой (полосчатой) серии в ненарушенных разрезах Пайерского покрова подстилают и перекрывают гарцбургиты. Непосредственно к последним примыкает зона дунитов мощностью до сотен метров, за которой следует зона частого и ритмичного чередования эшелонированных линз и пропластков клинопироксеновых дунитов, верлитов, клинопироксенитов, связанных постепенными переходами. Мощность этой зоны достигает местами 1 км, тогда как мощность отдельных тел меняется от долей до сотен метров. Текстурам пород зоны переслаивания присущи пятнистость, неравномерная зернистость, беспорядочная ориентировка и изменчивость количественных соотношений породообразующих минералов. Восточнее гарцбургитов дуниты и верлиты сменяются через троктолиты битовнитовыми (Ан₈₅₋₈₉) габбро-норитами и эвкритами, слагающими большую часть серии. Они отличаются однородной выдержанной равномерной зернистой структурой. Для их состава характерны пониженная кремнекислотность, высокая магнетизальность, а также устойчивые высокие содержания окиси кальция и глинозема при низком содержании титана (табл. 9, см. рис. 20). По составу восточные битовнитовые габбро-нориты и эвкриты аналогичны габбро срединно-океанических поднятий (Bailey, Blake, 1974; и др.).

Среди восточных габбро-норитов присутствуют ксенолиты дунитов и верлитов, ориентированные вдоль общего простирания границ полосчатой серии. Мощность и протяженность их от нескольких до сотен метров. Тела этих пород имеют симметричное строение: дуниты центральной части окружены оторочкой верлитов, клинопироксенитов, сменяющихся троктолитами к контакту с габбро. Такая же зональность наблюдается и в экзоконтактах жил габбро-норитов, проникающих в дуниты.

Таблица 9

Химические анализы пород полосчатой серии

Окисел	Дуниты		Верлиты		Клинопироксениты		Габбро-нориты	
	72-Б	Н-123	79-Б	Н-119	79-А	55-Б	3311	2334-Б
SiO ₂	34,74	34,66	44,00	41,62	50,76	51,30	46,85	46,80
TiO ₂	0,03	0,03	0,07	0,04	0,11	0,09	0,73	0,13
Al ₂ O ₃	1,48	0,84	1,75	1,03	2,88	2,88	15,57	17,39
Cr ₂ O ₃	0,82	0,64	0,31	0,19	0,24	0,50	0,01	0,016
Fe ₂ O ₃	6,13	7,42	4,43	5,15	3,62	1,39	4,33	0,65
FeO	3,89	3,89	7,49	3,89	4,82	3,60	6,19	7,69
MnO	0,12	0,13	0,16	0,14	0,15	0,11	0,25	0,13
MgO	40,50	40,05	29,02	33,31	19,75	18,88	6,95	10,25
CaO	0,40	Сл.	7,95	7,14	14,34	18,92	13,02	12,61
Na ₂ O	0,08	0,05	0,14	0,10	0,29	0,27	1,58	0,98
K ₂ O	Сл.	0,05	0,05	0,05	0,05	Сл.	0,10	0,04
NiO	0,06	0,15	0,01	0,03	0,02	0,02	Не обн.	0,004
П. п. п.	11,49	12,51	4,65	7,33	2,91	1,83	4,34	2,68
Сумма	99,73	100,32	100,30	100,01	99,94	99,79	99,92	99,67
f, %	11	13	18	12	18	12	45	31

Примечание. В левых колонках приведены составы пород из западных типов разрезов, в правых — из восточных.

Породы полосчатой серии детально охарактеризованы В. Ф. Морковкиной (1962, 1967). Мы лишь отметим, что химические составы пород зоны переслаивания, окаймляющие гарцбургиты с запада и востока (см. табл. 9), близки, а общая железистость оливина нарастает от дунитов к габбро. Наиболее железистые дуниты, контактирующие с габбро, по составу близки к метадунитам Кытлымского массива (Ефимов, Ефимова, 1967). Пироксены клинопироксенитов полосчатой серии имеют более железистый состав и содержат больше титана, меньше кальция и хрома, чем клинопироксены гарцбургитов и вебстеритовых жил.

Резкое несогласие структуры гарцбургитов (см. рис. 19, 21) и границ пород полосчатой серии, а также ее перечисленные характеристики приводят к выводу, что верлиты, дуниты, клинопироксениты и троктолиты зоны переслаивания представляют собой продукты реакционных взаимоотношений между габбро-норитами и твердыми блоками гарцбургитов. Оливин-анортитовый парагенезис троктолитов отражает формирование пород реакционной зоны при низких давлениях и температурах гранулитового уровня.

В разрезе Пайерского покрова по метаморфизму породы полосчатой серии резко различны. Западнее (в подошве гарцбургитов) наряду с верлитами и клинопироксенитами, содержащими хромшпинелид, широко распространены шпинелевые (герцинит-плеонастовые) верлиты, вебстериты и лерцолиты. Шпинелевые лерцолиты имеют очково-полосчатые текстуры и переменное соотношение минералов с варьирующей и, в целом, повышенной железистостью. В этих лерцолитах в ряде случаев устанавливается замещение оливин-плагноклазового парагенезиса шпинель-клинопироксен-ортопироксен-оливиновым, что отвечает гранулитовой фации метаморфизма средних давлений. Наблюдаются также шпинель-амфибол-ортопироксен-оливиновые породы с коронитовыми структурами, особенно четко наследующими текстуры плагноклазсодержащих гипербазитов, а также эклогитоподобные породы с реакционным гранатом (фото 9). По всем этим породам развиваются гранат-цонзит-роговообманковые амфиболиты, фиксирующие более поздний этап амфиболитового метаморфизма иного структурного плана.

Габбро восточной полосы превращены на значительных площадях в своеобразные актинолит-анортитовые (An_{90-95}) породы с параллельно-полосчатой и складчато-полосчатой текстурой, среди которых габбро, верлиты и клинопироксениты содержатся в виде тектонических блоков. Контакты этих пород выражены резкой сменой массивного габбро освещенной актинолит-анортитовой породой, в которой пироксены замещены актинолитом, а анортит сохраняется свежим. Подобные изменения габброидов были описаны на Срединно-Атлантическом хребте как метаморфизм погребения и позднее рассматривались как метаморфизм океанического дна в условиях зеленосланцевой фации (Миасиро, Сидо, Юинг, 1973). По химическому составу эти породы района, как и их аналоги на Срединно-Атлантическом хребте, по сравнению с обычными габбро обеднены железом, кремнием и обогащены магнием, кальцием и алюминием (см. табл. 9 и рис. 20). По-видимому, эти преобразования габбро отражают этап метаморфизма зеленосланцевого уровня в приповерхностной части разреза океанической коры.

Толща диабазов и габбро-диабазов располагается восточнее и выше по разрезу габбро-гипербазитового комплекса (см. рис. 19). Подошва толщ с резким несогласием ложится на различные породы полосчатой серии и наклонена на юго-восток ($10-60^\circ$). В основании разреза, как правило, залегают средние- и крупнозернистые габбро-диабазы (до 600 м), состоящие из роговой обманки и плагноклаза (An_{30-50}), часто преобразованные в пятнистые, пегматонидные амфиболовые габбро и габбро-амфиболиты. В них содержатся тектонические блоки дунитов, пироксенитов и габбро, в различной степени амфиболитизированных.

Верхняя часть толщ представлена диабазами со структурами от афировой до крупнопорфировой. Они слагают параллельные дайки (Mogres, Vine, 1971), часто сложные, ветвящиеся, с многократными внедрениями дайки в дайку и симметричными или односторонними зонами закалывания. Закалочные зоны имеют общие простирания с границами гипербазит-габбро, вертикальные либо наклонены к юго-востоку ($60-80^\circ$), круче подошвы толщ. Соотношения габбро-диабазов и диабазов сложные: встречаются дайкообразные тела и жилы габбро-диабазов, секущие диабазы и включающие их угловатые ксенолиты; вместе с тем габбро-диабазы пронизаны дайками диабазов и содержатся в них в качестве ксенолитов. Многократные попеременные внедрения этих пород одна в другую, очевидно, свидетельствуют о близком времени их образования. Диабазы даек также содержат ксенолиты пород полосчатой серии, однако нигде в районе не наблюдалось, чтобы дайки диабазов прорывали породы подстилающего габбро-гипербазитового комплекса*.

В верхней части толщ диабазов встречаются ксенолиты, сложенные кремнистыми сланцами, вторичными кварцитами и породами с реликтовой слоисто-обломочной структурой ($SiO_2 - 60-77\%$; $Na_2O + K_2O = 1-11\%$). Среди диабазов содержатся редкие и маломощные дайки альбитофиров. Общая мощность «толщ» не превышает 1-1,5 км.

Лагортинский покров

Описываемый покров, крайний восточный в Войкарском пакете, своей центральной частью перекрывает различные горизонты разреза подстилающего Пайерского покрова. Его южный фланг надвинут на метабазиты Хулгинского покрова, а северный, между массивами Рай-Из и Войкаро-Сыншинским, — на карбонатно-кремнисто-терригенно-базальтоидные толщ Моллюдшорского покрова, метаморфизованные в эпидот-амфиболитовой фации. В подошве покрова располагается зона линейно-точкополосчатых амфиболитовых бластомилонитов андезит-роговообманкового состава.

Участками амфиболиты содержат пропластки плагмиогматитов, а также жилы и линзы плагногранитов. Мощность зоны не превышает первых сотен метров. Бластомилониты содержат тектонические блоки гипербазитов, габбро (в том числе и актинолит-анортитовые) и диабазов, испытавших разные стадии амфиболитизации. Количество и размеры этих включений убывают на восток и вверх по разрезу зоны амфиболитов.

Полосчатость пород наклонена к юго-востоку ($40-60^\circ$) и очерчивает изоклинальные складки течения, опрокинутые к северо-западу. С главной зоной амфиболитовых бластомилонитов подошвы Лагортинского покрова сопряжены многочисленные оперяющие зоны бластомилонитов того же состава, которые проникают в породы кровли подстилающих покровов, расчленяют их на блоки и включают обломки пород нижележащих покровов. Это, вероятно, связано с тем, что при надвигании Лагортинского покрова породы, «дробившиеся» в его подошве, преобразовались в амфиболитовые бластомилониты, которые спаяли эти блоки и соприкасавшиеся покровы.

Разрез Лагортинского покрова нарастается толщей тоналитов кварц(биотит)-плагноклаз-роговообманкового состава, мощность которых не превышает нескольких сотен метров. На северном и южном флангах не превышает нескольких сотен метров. На северном и южном флангах покровы амфиболиты сменяются тоналитами через зону частого переслаивания амфиболитов, лейко- и меланократовых тоналитовых мигматитов гнейсов полосчатого, реже артеритового облика. Последние содержат переменные количества роговой обманки, плагноклаза, кварца, иногда биотита. В средней части покрова амфиболиты и мигматито-гнейсы со-

* По данным А. П. Казака, такие соотношения наблюдались.

хранились не повсеместно, и тоналиты контактируют с габбро и диабазами подстилающего Пайерского покрова, а жилы тоналитов проникают в толщи этих пород на десятки—сотни метров от контакта. В эндоконтактной зоне тоналиты содержат ксенолиты клинопироксенитов, габбро, диабазов и амфиболитов, количество которых убывает внутрь тоналитов. В зоне западного контакта они часто имеют полосчатые бластомилонитовые структуры, в которых полосчатость наклонена на юго-восток (до 60°) и изогнута в складки течения, опрокинутые к северо-западу.

Соотношения пород Лагортинского покрова с подстилающими толщами и состав ксенолитов указывают на то, что они образовались последними в офиолитовой ассоциации района. Определения абсолютного возраста тоналитов калий-аргоновым методом (Лупанова, Маркин, 1964) позволяют наметить время окончания формирования офиолитовой ассоциации: на флангах покрова они имеют возраст 420—440 млн. лет, в средней части — 300—350 млн. лет. Эти данные согласуются с фактами нахождения обломков тоналитов в конгломератах среди среднедевонских вулканитов, перекрывающих восточнее породы Лагортинского покрова. Следовательно, офиолитовая ассоциация в ее окончательном объеме сложилась в предорогений этап геологической истории района.

Таким образом, основные особенности Войкаро-Сыньинского массива сводятся к следующему. На Войкаро-Сыньинском массиве породы офиолитовой ассоциации обнажаются в трех тектонических покровах, образующих единый пакет. Их подстилают покровы, сложенные преимущественно ордовикско-девонскими вулканогенно-осадочными толщами некомпенсированной впадины, располагающейся на краю континента и примыкающей с востока к склону вулканического поднятия. Перекрываются офиолиты породами формации островных дуг. Все покровы надвинуты на граувакковые и флишевые толщи позднего палеозоя. В формировании структуры палеозойд этой части Урала отражены все последовательные стадии образования офиолитовой ассоциации, вулканического поднятия и совмещение их с краем континента.

Офиолитовая ассоциация сложена комплексами: а) гипербазитов, б) габбро, в) диабазов и г) амфиболитов, плагногранитов и тоналитов, представляющих в приведенной последовательности более молодые образования. Выдержанность состава гарцбургитов, их текстурно-структурные особенности, по-видимому, обусловлены образованием при рестировании верхней мантии. Пластические деформации полосчатости связаны с этапом течения гарцбургитов мантии в твердом состоянии, предшествовавшим «перемешиванию» их с габбро. Активное реакционное взаимодействие габбро с более древними дисконформными блоками гарцбургитов, вызвавшее возникновение пород полосчатой серии (дунитов, верлитов, клинопироксенитов и троктолитов), происходило, вероятно, на границе коры и верхней мантии.

Ранний этап метаморфизма габбро и гипербазитов в коровых условиях выразился в образовании гранатовых гранулитов по габбро и герцинит-оливин-двопироксеновых пород по троктолитам, подстилающим гарцбургиты. Этот метаморфизм связан с возрастанием давления на локальных участках в подошве габбро-гипербазитового блока, сопровождавшим, по-видимому, начальные стадии его перемещения на более высокий тектонический уровень. В верхней части разреза формирующейся коры габбро испытали своеобразный метаморфизм зеленосланцевой фации (метаморфизм океанического дна, по А. Миясиро и др., 1973); к концу этого этапа, вероятно, закончилась и ранняя массовая серпентинизация гарцбургитов и дунитов.

Образование диабазов комплекса параллельных даек отражает последующий этап самостоятельного (?) внедрения базальтовой магмы между сформированным габбро-гипербазитовым комплексом и океаническими осадками. Возможно, это внедрение имеет прямую связь с накопле-

нием базальтоидных вулканитов досреднедевонской части разреза в районе.

Окончательный облик офиолитовой ассоциации в значительной мере обусловлен процессами локального метаморфизма, сопровождавшего глубинное шарьирование и скучивание гипербазитов, габбро и диабазов. На этом этапе в пологих зонах проскальзывания внутри гипербазитов образовались оливин-антгоритовые, куммингтонит-оливиновые породы и сопутствующие им ультраосновные метаморфиты, в габбро-норитах и гранатовых гранулитах, подстилающих гипербазиты, — гранат-диопсидовые амфиболиты, в габброндах, перекрывающих гипербазиты, и диабазах — плагноклаз-роговообманковые амфиболиты. Метаморфизм амфиболитовой фации на этапе транспортировки спаял все группы пород офиолитовой ассоциации в единое тело сложно построенного фундамента островной дуги.

В этих представлениях содержатся дискуссионные моменты, которые будут обсуждены в следующей главе.

СОПОСТАВЛЕНИЕ И ПЕТРОГРАФО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОФИОЛИТОВ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ПОЛЯРНОГО УРАЛА

ОФИОЛИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ПОРОД

Из предыдущего описания видно, что на многих участках Полярного Урала вскрываются группы пород, близких по составу и условиям образования, представляющих в том или ином объеме офиолитовую ассоциацию. С частью из них связаны их метаморфизованные эквиваленты, или породы поздних этапов преобразования. Суммируем главные черты этих породных групп.

1. Дунит-гарцбургитовая формация *.

а. В первичном виде включает дунитовую и лерцолит-гарцбургитовую серии пород, связанные сетчато-полосчатой дунит-гарцбургитовой переходной зоной. В Войкаро-Сыньинском массиве эта зональность представлена наиболее полно, но лерцолиты здесь присутствуют в небольшом объеме. В массиве Рай-Иза и в Хадатинском поясе присутствуют преимущественно породы переходной зоны и гарцбургит-лерцолитовой серии, которая представлена здесь гарцбургитами и подчиненными лерцолитами.

б. В результате метаморфизма пород формации образуются вторичные дуниты, гарцбургиты, оталькованные и куммингтонитизированные гарцбургиты и оливин-антигоритовые породы в Войкаро-Сыньинском массиве, вторичные идиобластовые гарцбургиты и энстатиты в ассоциации с метагаббро, а также оливин-антигоритовые породы в массиве Рай-Иза, вторичные мелко-, среднезернистые гарцбургиты и лерцолиты в массиве Сыум-Кеу и широко развитые в Хадатинском поясе оливин-куммингтонит-антигоритовые породы.

Дунит-пироксенит-габбровые формации под тем или иным названием выделялись всеми исследователями гипербазитов Полярного Урала, хотя их генезис (магматический или метасоматический) оставался предметом длительной дискуссии (Заварицкий, 1932; Морковкина, 1967; Виноградская, 1964; Добрецов, Пономарева, 1965; Ефимов, Ефимова, 1967; и др.). В настоящее время, учитывая особенности состава, метаморфизма, взаимоотношений габброидов и данные предварительных геохронологических исследований, целесообразно выделить две формации: дунит-верлит-клинопироксенит-габбровую и дунит-лерцолит-вебстерит-метагаббро-поритовую.

2. Дунит-верлит-клинопироксенит-габбровая формация составляет широкую полосу вдоль восточного края Войкаро-Сыньинского массива (см. рис. 19), участки к югу от массива Рай-Иза (гора Черная) и к юго-востоку от массива Харче-Рузь, а также, возможно, дунит-пироксенитовый комплекс восточной части массива Сыум-Кеу, примыкающий к вторичным мелкозернистым гарцбургитам. Среди пироксенитов резко преобладают клинопироксениты, габбро эвкритового типа (анортит-диопси-

довые), включая троктолиты и апортозиты. Во всех случаях к полосе пород вышеуказанной формации примыкает собский тоналит-плагногранитный комплекс, представляющий, возможно, закономерный член единой формационной ряда *. В Войкаро-Сыньинском массиве с этой формацией пространственно связан также габбро-диабазовый дайковый комплекс в ассоциации с метаморфизованными вулканогенно-осадочными породами.

Вторичные метаморфизованные породы этой формации представлены габбро-амфиболитами, амфиболитами, амфиболовыми бластомилонитами обычно с цоизитом, иногда с куммингтонитом, но всегда без граната. Образовались они при низких давлениях. Аналогичные амфиболиты и ассоциации развиваются за счет дайкового комплекса и вулканогенно-осадочных пород нижней части разреза (О—S?). В амфиболовых бластомилонитах к югу от Рай-Иза (гл. 3) отмечаются блоки плагногранитов собского комплекса. Таким образом, возраст этого метаморфизма, вероятнее всего, не древнее силура.

3. Дунит-лерцолит-вебстерит-метагаббро-поритовая формация включает метагаббро-пориты, двупироксеновые гранулиты, эклогитоподобные породы, шпинелевые и гранат-шпинелевые вебстериты и лерцолиты вдоль западного края Войкаро-Сыньинского массива, габбро-гнейсы, метагаббро-амфиболиты, шпинелевые и шпинель-гранатовые вебстериты малыкского комплекса, а также лерцолиты и ортопироксениты массива Сыум-Кеу. В массиве Рай-Иза к этой формации относятся, возможно, тела гранатовых амфиболитов и метагаббро (и ассоциирующих метасоматических пород) в центральной зоне метаморфизма. Во всех случаях габброиды гораздо более железистые и титанистые, чем эвкритовые габбро предыдущей формации (см. рис. 20), и в среднем соответствуют толентам (траппам). Изредка отмечаются жилы плагноаплитов и альбитовых «плагногранитов». И первичные, и вторичные метаморфические ассоциации образуются в условиях повышенных давлений (ассоциации со шпинелью, гранатом, эклогитоподобные породы и др.) **. Ряд К-Аг дат в малыкском комплексе показывает докембрийский возраст. Самые молодые цифры в малыкском комплексе, габбро-амфиболитах Рай-Иза и западной окраины Войкаро-Сыньинского массива соответствуют интервалу 405—468 млн. лет, т. е. возрасту собского комплекса (400—440 млн. лет), и, вероятно, древнее окончание метаморфизма восточной формации.

4. По мнению Н. Л. Добрецова (1974), следует выделять также метаморфическую эклогит-глаукофан-сланцевую формацию, которая представляет метаморфизованную древнюю офиолитовую формацию. Она включает значительную часть западного метаморфического пояса (см. гл. 1—3), т. е. гранатовые перидотиты, эклогиты и гранатовые плагногнейсы марукеевского комплекса (Удовкина, 1971); эклогиты и гранат-содержащие гипербазиты в меланже Рай-Иза; эклогиты, жадеиты и гранат-глаукофановые породы в северо-западном обрамлении Войкаро-Сыньинского массива; эклогит-глаукофан-сланцевую и глаукофан-сланцевую пярвейскую свиту и ее аналоги в районе р. Щучья, в северной пластине массива Рай-Иза, в нижней пластине (?) Хулгинского покрова и в других местах. Цифры абсолютного возраста в метаморфических породах этой формации аналогичны предыдущим (800—1500?) — древние даты, 402—500 млн. лет — более молодые). По мнению А. А. и Г. Н. Савельевых, эклогиты и часть глаукофановых сланцев — самостоятельные разновоз-

* По мнению ряда исследователей (Морковкина, 1967; Буртман и др., 1974), тоналиты и плагнограниты развиваются по габбро-амфиболитам.

** Отнесение поздних продуктов метаморфизма (гранатовых и цоизитовых амфиболитов) к этой же формации, по мнению А. А. и Г. Н. Савельевых, сомнительно, учитывая структурное несогласие между габброидами и амфиболитами и наложенный характер амфиболитизации. Но те же особенности характерны для любых метаморфических образований (например, оливин-антигоритовых пород).

* Согласно проекту «Офиолиты континентов», вместо термина «формация» предлагается термин «серия» (вулканическая серия, плагногранитная серия и др.). В советской геологической литературе более распространен термин «формация».

растные образования. Соотношения этих пород с другими метаморфическими породами Западного пояса рассмотрим ниже.

Ряд вопросов возраста и происхождения выделенных формаций остаются дискуссионными, в частности, как видно, некоторые разногласия остались и между авторами настоящей работы. Однако перечисленные существенные различия между четырьмя группами пород признаются всеми, поэтому важнее сейчас подчеркивать не разногласия, а необходимость выделения указанных групп пород (в ранге формаций или ином качестве) и дифференцированного подхода к проблемам их генезиса.

Приведем краткую характеристику выделенных формаций и главных типов составляющих их пород, делая упор на петрохимические и минералогические отличия с учетом главнейших тектонических и структурно-текстурных особенностей, отмеченных выше при описании массивов.

Дунит-гарцбургитовая формация

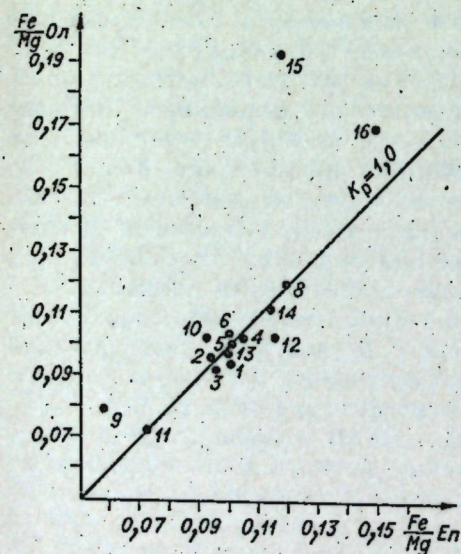
Эта формация присутствует во всех массивах. Ее структурный план обнаруживает четкую автономность, элементы его срезаются под углом как дунит-пироксенит-габброидными формациями, так и наложенными зонами метаморфических преобразований. В этом смысле эта формация является как бы фундаментом для дунит-пироксенит-габброидных формаций* и отделена от них структурным несогласием.

Преобладающей во всех массивах, как уже отмечалось, является лерцолит-гарцбургитовая ассоциация «верхней зоны». В свою очередь, среди пород этой ассоциации резко преобладают гарцбургиты, на относительно небольших площадях встречены лерцолиты, среди которых в резко подчиненных количествах присутствуют небольшие согласные и секущие тела дунитов, более характерные для сетчато-полосчатого комплекса «переходной зоны».

В гарцбургитах содержание энстатита составляет в среднем 10–20%, в полосчатых разностях — от 5 до 25%. Клинопироксена (диопсида) около 5%, в лерцолитах — 10–14%, характерна акцессорная примесь (1–2%) бурого хромшпинелида. Составы этих минералов в гарцбургитах,

дунитах и лерцолитах практически не различаются (табл. 10). Оливин и энстатит имеют примерно одинаковую железистость — 8,5–11%, коэффициент распределения (K_p) близок к 1,0 (рис. 26) (Савельева, 1972). В Войкаро-Сыньинском массиве минералы несколько более магнезиальные. Зерна оливина более крупные (от 1,0 до 6–8 мм), характерна сильная деформированность его зерен (волнистое или мозаичное погасание, трансляционные двойники). Энстатит образует более мелкие (от 0,5 до 3–4 мм)

Рис. 26. Корреляция железистости сосуществующих оливина и энстатита. Номера образцов см. в табл. 11. Точки 15 ($K_p = 1,64$) и 16 ($K_p = 1,15$) — экспериментальные данные (Green, Ringwood, 1964).



* Различия в составе «фундамента» для двух вышеупомянутых формаций выявлены недостаточно, хотя и отмечается большая хромистость в западной части гипербазитов Войкаро-Сыньинского массива, повышенная доля лерцолитов и пониженная — дунитов в Сыумкеуском массиве и др. (Прим. ред.).

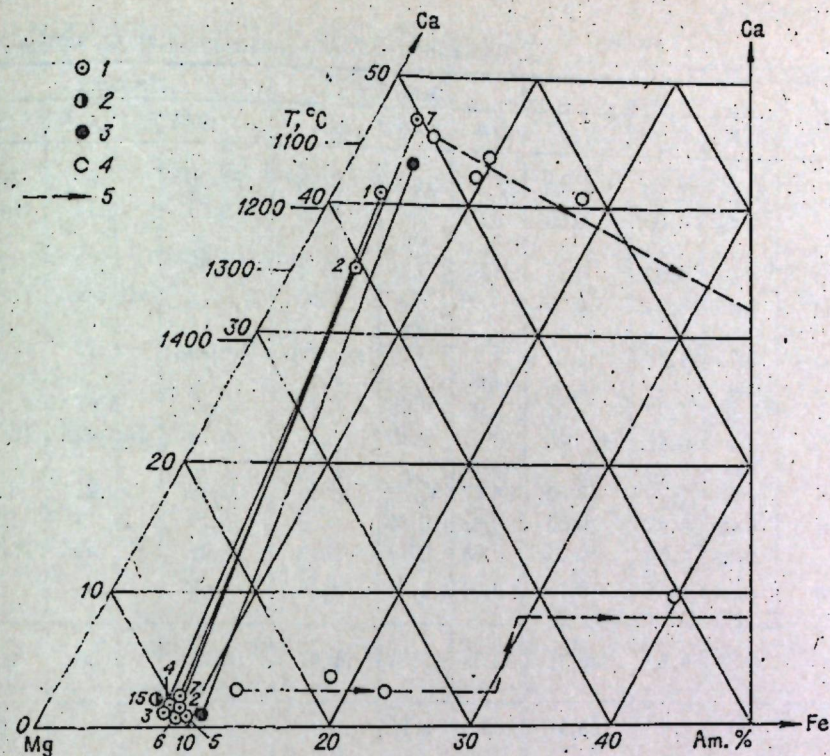


Рис. 27. Диаграмма составов сосуществующих пироксенов. Номера образцов см. в табл. 11.

1 — минералы из Войкаро-Сыньинского массива; 2, 3 — экспериментальные точки при разных давлениях; 4 — минералы из расслоенных интрузий; 5 — направления изменения составов пироксенов дифференциации магмы.

неправильные или ксеноморфные зерна. В центральных частях крупных зерен иногда наблюдаются структуры распада — тончайшие пластинчатые вроски клинопироксена параллельно (010). Нередко энстатит образует веретенообразные скопления и прерывистые цепочки зерен, в которых четко виден ксеноморфизм энстатита. Оливин замещается петельчатым lizardитом и антигоритом, энстатит — агрегатом талька и тремолита (?), реже баститом или куммингтонитом (около зон метаморфизма). Степень серпентинизации 20–80%, в среднем около 50–60% (см. табл. 3–5).

Диопсид в виде мелких ксеноморфных зерен обычно тяготеет к скоплениям энстатита. Судя по оптическим свойствам и отдельным химанализам (табл. 10, 11), содержит примесь клиноэнстатита до 10–15%. Такие пироксены соответствуют температуре 1250–1300°C (рис. 27). Коэффициент распределения железа между энстатитом и диопсидом (рис. 28) колеблется в пределах 1,2–1,6. Диопсид частично замещается тремолитом. Хромшпинелид образует мелкие (0,2–0,5–2 мм) ксеноморфные зерна с плавными «изъеденными» очертаниями. По составу акцессорный хромшпинелид в массиве Рай-Из содержит 34–42% Cr_2O_3 и 33–25% Al_2O_3 , в Войкаро-Сыньинском

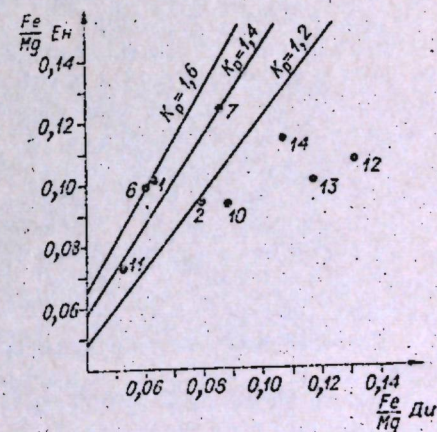


Рис. 28. Корреляция железистости энстатита и диопсида. Номера образцов см. в табл. 11.

Химические анализы породообразующих минералов из

Описан	Оливин			Энстатит			Диопсид		
	1118	1410	2514	1118	1410	2514	1118	1410	2514
SiO ₂	41,21	42,00	41,50	51,78	50,56	53,18	51,20	51,00	51,68
TiO ₂	0,01	0,007	0,03	0,04	He обн.	0,04	0,13	0,14	He обн.
Al ₂ O ₃	0,21	0,22	0,53	1,63	3,15	3,05	1,83	3,62	3,85
Cr ₂ O ₃	0,15	0,04	0,05	0,40	He обн.	0,40	0,72	He обн.	He обн.
Fe ₂ O ₃	He обн.	1,13	1,67	He обн.	»	He обн.	He обн.	0,70	»
FeO	8,28	7,27	8,51	6,08	6,48	6,12	3,17	1,67	0,90
MnO	He обн.	0,11	He обн.	0,14	0,16	0,14	0,14	He обн.	He обн.
MgO	48,36	47,30	48,00	36,67	35,83	34,46	22,36	20,25	17,81
CaO	0,08	0,12	0,09	0,62	0,84	1,18	18,14	20,72	23,18
NiO	0,22	0,16	0,23	0,08	0,10	0,12	0,07	He обн.	He обн.
П. п. п.	0,36	1,31	0,70	2,08	1,92	1,08	1,93	1,50	0,66
Сумма	99,88	99,67	100,31	99,52	99,04	99,97	99,69	99,50	99,08
f, %	9,1	8,9	9,4	8,6	9,1	8,9	7,4	6,0	5,9
Eh	—	—	—	8,5	9,0	8,8	60,1	55,5	50,1
Fs	—	—	—	90,4	89,5	89,0	4,8	3,5	3,1
Wo	—	—	—	1,1	1,5	2,2	35,1	41,0	46,9

Примечание. Образцы 1118, 1410, 2514 — составы наиболее типичных минералов из (по данным И. Е. Кузнецова и др.); P-9, V-13 и Д-3е — из раномернозернистых дунитов, остальные —

(табл. 12) — 27—48% Cr₂O₃ и 20—35% Al₂O₃ при примерном равенстве или преобладании Mg над Fe²⁺, т. е. относится к пикотиту. В сегрегациях в дунитах и хромитовых рудах он представлен хромпикотитом: содержание Al₂O₃ меньше (от 19 до 7—8%), а Cr₂O₃ — повышается до 51—64%. Акцессорный хромшпинелид обростает магнетитом, а в рудных хромпикотитах количество магнетита возрастает до 10%. Средние составы гарцбургитов и лерцолитов (см. табл. 3—5) не обнаруживают существенных различий в разных массивах.

Сегчатополосчатый дунит-гарцбургитовый комплекс образует «переходную» зону, где наряду с гарцбургитами присутствует значительное количество жил дунитов, секущих гарцбургиты. Дуниты полей, окаймляющих и проникающих в гарцбургиты (см. рис. 19, 21), практически не отличаются от дунитов переходной зоны. Среди них преобладают относительно равномернозернистые, но встречаются и неравномерно- и грубозернистые, иногда пегматоидные, описанные ниже. В качестве особых разновидностей могут быть выделены околорудные дуниты, обычно также разнозернистые, иногда с переходами к пегматоидным разновидностям. В участках насыщения гарцбургитов телами дунитов получили развитие метасоматические жилы и шпиль ортопироксенитов и иногда вебстеритов, секущие дуниты (табл. 14).

Равномернозернистые дуниты состоят из оливина, аналогичного гарцбургитам ($f = 8—11\%$), и хромшпинелида. В дунитах крупных тел железистость оливина 6—11% (см. табл. 14). Размеры зерен его в поперечнике варьируют в пределах 5—9 мм; обнаруживается нередко волнистое угасание; развитие механических (трансляционных) двойников.

Мелкие зерна оливина с полигональными очертаниями также отличаются мозаичным угасанием. Спайность в оливинах, как правило, не вид-

гарцбургитов и дунитов массивов Войкаро-Сыньинского и Рай-Из

Таблица 10

Оливин										Энста- тит
V-74	25026	V-82	P-9	V-312	V-412	V-34	V-75	V-13	Д-3е	V-312
39,33	42,12	40,76	40,52	40,12	40,74	40,40	41,52	40,76	40,80	50,07
Сл.	0,08	0,08	0,08	0,012	0,013	Сл.	0,07	0,08	0,07	0,08
»	0,18	0,35	0,36	0,13	0,13	»	0,18	0,35	0,35	6,14
0,31	0,07	Сл.	0,06	0,13	0,11	—	Сл.	Сл.	0,06	0,69
Сл.	0,41	0,10	0,42	0,92	0,98	Сл.	0,43	0,01	0,21	1,74
10,29	9,34	10,77	9,69	9,30	7,92	12,57	9,68	0,77	11,31	5,10
0,46	—	Сл.	—	0,07	0,11	—	—	—	—	0,12
48,48	48,24	48,23	48,78	48,86	49,48	46,07	48,78	48,23	47,23	31,44
0,15	Сл.	Сл.	Сл.	0,13	0,11	—	Сл.	Сл.	Сл.	2,46
0,58	—	»	—	0,32	0,22	—	—	—	—	—
—	0,09	0,29	0,40	—	—	0,40	0,20	0,29	0,29	—
99,60	100,58	100,58	100,31	100,00	99,82	100,31	100,86	100,49	100,78	100,61
10,5	10,2	11,2	10,4	10,5	9,1	13,1	10,7	11,1	12,0	9,8
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	86,0
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	9,5
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4,5

гарцбургитов Войкаро-Сыньинского массива (Г. Н. Савельева); остальные — из массива Рай-Из из гарцбургитов.

на. Лишь иногда намечаются ровные трещины, параллельные (010).

Хромшпинелид, содержащийся в количестве 1,0—1,5%, нередко встречается в нескольких генерациях. Большая его часть представлена мелкими (0,03—0,05 мм) непрозрачными зернами высокой степени идиоморфизма, включенными в оливин. Нередко наблюдаются участки округлых зерен хромшпинелида, пронизывающих оливиновый агрегат. Иногда присутствуют сравнительно крупные индивиды хромшпинелида (от 0,3—0,5 до 2,0 мм), гипидиоморфно развивающиеся в интерстициях между зернами оливина.

Околорудные дуниты в Войкаро-Сыньинском массиве внешне отличаются лишь повышенной вкрапленностью хромшпинелида, (до 5 об.%) и степенью серпентинизации (от 10 до 70—80%).

Оливин ($f = 9,2—7,2\%$) представлен изометричными зернами с простыми полигональными ограничениями, до 2—4 мм в поперечнике, редко более. Следов деформации, как правило, не наблюдается. Серпентин, замещающий оливин, представлен в основном lizardитом. По термограммам устанавливается присутствие тонкодисперсного брусита. Мелкие (0,08—0,15 мм) идиоморфные кристаллы хромшпинелида образуют округлые петли с размерами ячеек до 4—6 мм, включающие обычно до 3—4 зерен оливина. Иногда зерна хромшпинелида с округленными границами равномерно рассеяны в оливине (внутри зерен и между ними).

Метаморфизованные породы дунит-гарцбургитовой формации

Эти породы в своем размещении подчинены существенно иному структурному плану, наложенному на структуры дунит-гарцбургитовой формации. Преобразования гипербазитов проявлены как в периферических,

Таблица 11

Распределение железа, магния и кальция между сосуществующими оливином, энстатитом и диопсидом в гипербазитах Войкаро-Сыньинского массива и некоторых других ультраосновных пород

№ образца на диаграммах рис. 27, 28	Образец	Оливин (Fe/Mg)	Энстатит (Fe/Mg)	Диопсид		$K_1 \left[\frac{Fe/Mg}{(Fe/Mg)_{Ol}} \right] \left[\frac{Fe/Mg}{(Fe/Mg)_{En}} \right]$	$K_2 \left[\frac{Fe/Mg}{(Fe/Mg)_{En}} \right] \left[\frac{Fe/Mg}{(Fe/Mg)_{Di}} \right]$
				Fe/Mg	(Ca/(Ca+Mg))		
1	1410	0,094	0,101	0,064	0,42	0,94	1,58
2	1118	0,096	0,094	0,080	0,37	1,02	1,20
3	2507	0,092	0,096	—	—	0,96	—
4	651	0,103	0,105	—	—	0,98	—
5	57	0,101	0,102	—	—	0,99	—
6	2514	0,104	0,100	0,061	0,48	1,04	1,64
7	1088	—	0,124	0,087	0,47	—	1,43
8	V-82	0,12	0,12	—	—	1,00	—
8a	V-312	0,105	0,098	—	—	1,07	—
9	172-63	0,079	0,059	—	—	1,34	—
10	HM-8	0,102	0,093	0,089	0,49	1,10	1,05
11	BO-209	0,072	0,073	0,053	0,44	0,99	1,38
12	2	0,103	0,116	0,132	0,47	0,89	0,88
13	1	0,097	0,100	0,118	0,47	0,97	0,85
14	6/н	0,113	0,114	0,108	0,51	0,99	1,06

Примечание. Образцы 1—6 — гарцбургиты Войкаро-Сыньинского массива; 7 — жильный вебстерит Войкаро-Сыньинского массива; 8, 9 — гарцбургиты массива Рай-Из (данные Г. Л. Кашицева); 9 — гарцбургит Кемперсайского массива; 10 — перидотит Хоккайдо, Япония; 11 — шпинелевый перидотит, трубка «Обнаженная», Якутия; 12, 13 — перидотиты, нодулы в базальте (Калифорния, Мексика); 14 — перидотит, включения в базальте, Гавайи; 9—14 — данные разных авторов.

Таблица 12

Химические анализы аксессуарных хромшпинелидов Войкаро-Сыньинского массива *

Оксид и катион	Гарцбургиты			Дуниты в гарцбургитах			Энстатит	Дуниты полосчатой серии ДВКГ	
	серпентинизированные		регенерированные	серпентинизированные		регенерированные			
	31	1228	735	157	33	1785	Л-3	69-А	Н-113
Cr ₂ O ₃	28,12	42,01	27,36	48,58	45,57	53,44	45,89	45,88	45,89
Al ₂ O ₃	35,04	20,64	35,94	12,84	17,09	8,97	11,79	13,42	14,03
Fe ₂ O ₃	4,39	3,31	0,92	5,12	3,67	2,27	11,30	10,36	9,06
FeO	12,05	19,70	14,30	20,50	19,83	23,86	19,60	21,16	20,67
MgO	16,57	10,87	15,62	9,43	10,58	7,65	7,73	7,24	7,73
CaO	0,44	0,11	0,22	0,07	0,11	0,11	Не обн.	Сл.	Сл.
TiO ₂	0,08	0,19	Не обн.	Не обн.	0,35	Не обн.	»	Не обн.	Не обн.
SiO ₂	2,68	2,20	3,08	3,00	1,92	3,00	3,36	1,64	1,40
Сумма	99,37	99,07	97,57	100,33	98,68	99,50	99,67	100,04	99,78
φ, %	34 38	56 56	34 41	70 65	62 58	78 76	68 79	64 73	63 68
Количество ионов в пересчете на 4(О)									
Cr ⁺³	0,70	1,13	0,67	1,41	1,24	1,59	1,35	1,28	1,26
Al	1,68	0,81	1,33	0,55	0,69	0,40	0,51	0,56	0,57
Fe ⁺³	0,03	0,06	—	0,04	0,07	0,01	0,14	0,16	0,16
Fe	0,38	0,56	0,41	0,65	0,575	0,76	0,79	0,73	0,68
Mg	0,62	0,44	0,59	0,35	0,425	0,24	0,21	0,27	0,32

* По данным А. А. Савельева (1974), химлаборатория Воркутинской КГРЭ под руководством А. Н. Морозовой.

так и во внутренних частях массивов. Породы, представляющие дунит-гарцбургитовую формацию, включая также хромитовые руды и околорудные дуниты, последовательно испытали ряд стадий метаморфизма. Метаморфические преобразования, в целом обнаруживающие общую регрессивную направленность, могут быть увязаны с разными этапами тектонических деформаций и составляют своего рода деформационно-метаморфический цикл. Выделяются два типа таких преобразований: 1) вторичные гарцбургиты — куммингтонит- и тальк-содержащие породы — свежие дуниты и оливин(тальк)-антигоритовые породы, образующие в Войкаро-Сыньинском массиве сложную метаморфическую зональность; 2) идиобластовые гарцбургиты — энстатиты и сагвандиты — куммингтонитовые и антигоритовые породы в массиве Рай-Из.

Продукты метаморфического преобразования гипербазитов будут рассмотрены в последовательности от более высокотемпературных к низкотемпературным.

Свежие пегматоидные дуниты в Войкаро-Сыньинском массиве имеют весьма своеобразный облик. Они окрашены в светлый фисташково-зеленый, желтоватый и зеленовато-серый цвета и часто не одеты коркой выветривания, столь характерной для серпентинизированных гипербазитов. Зерна оливина с четкой спайностью достигают по размерам 2—4, иногда 10—12 см (см. гл. 3). На спайных сколах видны редкие лучистые сростки антигорита и включения хромшпинелида, часто в сростках с хромовым хлоритом. Содержание серпентина в породе колеблется от 0 до 5—7%.

Под микроскопом видно, что среди грубозернистого оливинового агрегата в незначительном количестве присутствуют зерна оливина размерами 0,8—2,0 мм, имеющие полигональные очертания.

Аналогичные дуниты выделяются в массиве Рай-Из, где имеют неравномерно- и грубозернистое, иногда пегматоидное строение, со спайным оливином, кристаллы которого достигают в поперечнике 20 см. Наряду с ними присутствуют относительно мелкозернистые дуниты со спайным оливином, размеры зерен которого 1—5 мм, и повышенным содержанием антигорита (30—60%); они близки оливин-антигоритовым породам.

Состав оливина во всех этих породах, по данным химического анализа и замерам показателя преломления, отличается повышенной магнезиальностью. Содержание фаялитовой молекулы колеблется от 5,7 до 9,8%. Крупные зерна обнаруживают четкую спайность по (010). Иногда появляется вторая система трещин спайности по (100). Границы зерен зубчатые, ступенчатые, пилообразные, редко прямолинейные. Угасание скользкое, мозаичное. Ровные двойниковые полосы наблюдаются часто, но они здесь менее характерны, чем в оливинах серпентинизированных дунитов.

Интенсивные деформации оливина, сопровождающиеся грануляцией, отчетливо проявлены в дунитах из мелких тел, залегающих среди оливин-антигоритовых пород, а также в эндоконтактных участках крупных тел. Зерна оливина размерами 6—8 мм имеют здесь отчетливо удлиненную форму. По системе диагональных или поперечных к удлинению трещин в них развивается тонкозернистый гранобластовый агрегат оливина, в нем развивается тонкозернистый хромшпинелида. Такой же тонкозернистый агрегат (размеры зерен 0,05—0,1 мм) развивается вокруг группы зерен или гат (размеры зерен 0,05—0,1 мм) развивается вокруг группы зерен или гат каждого зерна оливина, что приводит, в конечном итоге, к образованию своеобразных оvoidных структур, хорошо заметных на поверхности выветривания дунитов (фото 8).

Нередко встречаются также линзовидные текстуры и структуры. При этом крупные зерна оливина растянуты на узкие длинные пластинки, а в теневых зонах реликтовых линзовидных и оvoidных зерен развивается тонкозернистый гранобластовый агрегат оливина. Серпентин в рассматриваемых породах представлен обычно антигоритом, реже лизардитом.

Химические анализы хромшпинелидов из

Оксиды и катионы	У-79	У-63	У-413	У-248	У-58а	У-401	У-80	У-421В	У-425б
SiO ₂	1,20	1,02	0,82	1,34	1,86	3,70	3,10	2,25	1,04
TiO ₂	0,12	0,08	0,11	0,40	0,27	0,27	0,20	0,18	0,19
Al ₂ O ₃	30,30	32,40	24,95	27,50	33,10	11,63	14,70	17,08	11,75
Cr ₂ O ₃	33,34	37,11	41,51	40,34	30,91	49,95	47,08	48,28	57,0
Fe ₂ O ₃	5,45	3,84	7,92	4,56	6,55	4,80	8,11	5,49	5,37
FeO	16,75	14,66	12,47	16,50	8,66	17,32	12,87	11,11	11,71
MgO	12,85	11,05	12,48	9,78	17,85	12,72	13,33	14,79	13,14
CaO	—	0,10	0,12	—	—	0,10	—	0,30	—
NiO	0,05	0,07	0,06	0,05	—	—	—	0,06	0,07
CoO	0,035	—	0,018	0,020	—	—	—	0,022	0,023
Сумма	100,10	100,28	100,46	100,19	99,20	99,99	99,39	99,56	100,59
R ₂ O ₃ :RO	1,09	0,91	1,09	0,90	1,11	1,35	0,99	1,00	0,94
Минералы-примеси	Хл, Серп	Ол, Хл	Ол, Серп	Ол, Хл	Ол	Ол, Хл	Хл, Серп	Ол, Хл	Ол, Хл, Серп

Вычисленный состав после

Al ₂ O ₃	30,98	33,01	25,39	28,47	35,66	12,94	16,54	18,63	12,16
Cr ₂ O ₃	33,97	37,69	42,09	40,7	33,30	55,58	51,84	51,02	59,10
Fe ₂ O ₃	5,51	3,66	7,70	4,39	7,06	4,79	9,12	5,92	5,55
FeO	17,09	14,89	12,64	16,84	8,90	18,61	13,74	11,38	11,85
MgO	12,55	10,77	12,21	9,44	15,11	8,09	8,76	13,05	11,43
MgO/FeO	1,31	1,30	1,73	1,00	3,02	0,71	1,14	2,04	1,71

Количество ионов в

Al	1,090	1,111	1,013	1,020	1,149	0,495	0,601	0,678	0,478
Cr	0,799	0,825	0,962	0,976	0,750	1,418	1,287	1,214	1,503
Fe ⁺³	0,111	0,065	0,030	0,040	0,111	0,078	0,118	0,108	0,090
Fe ⁺²	0,427	0,481	0,420	0,527	0,302	0,569	0,486	0,363	0,411
Mg	0,557	0,480	0,554	0,446	0,640	0,395	0,436	0,605	0,594

* По данным Н. Е. Кузнецова, Г. Л. Кашинцева и Г. Б. Рудинка.

Примечание. Образцы У-79—У-248 — акцессорные хромшпинелиды из гарцбургитового комплекса; У-401, У-80 — хромитовая руда из шпихов среди дунитов и гарцбургитов; У-425 — сплошные и густовкрапленные руды того же участка; У-427г—У-429б — нодулярные хромитовые руды.

Акцессорный хромшпинелид в «свежих» пегматоидных дунитах распределен неравномерно. Он образует редкую рассеянную вкрапленность, сгущающуюся на отдельных участках (до 5—7 об.%), либо группируется в цепочки кристаллов, струйчатые или шпировидные скопления размерами в поперечнике в несколько сантиметров. Содержание хромшпинелида по сравнению с серпентинизированными дунитами повышено примерно на 1—2%.

Хромшпинелид, как правило, разноморфный, в основном крупноморфный. Размеры зерен от 0,001—0,01 мм (идиоморфные октаэдрические непрозрачные кристаллы внутри оливина) до 1,5—3,0 мм (зерна субгедральной формы в интерстициях, просвечивающие красно-бурым цветом). По сравнению с хромшпинелидами из серпентинизированных дунитов его состав отличается повышенной хромистостью (см. табл. 12, 13).

Вблизи границы оливин-антигоритовых пород и «первичных» гарцбургитов (с лизардитом) или свежих пегматоидных дунитов выделены несерпентинизированные «свежие» гарцбургиты. Состав главных поро-

гипербазитов и руд массива Рай-Иа *

Таблица 13

У-425с	У-421б	У-424б	У-424г	У-427а	У-425	У-427г	У-101	У-429	У-429б
1,18	2,0	2,0	1,50	1,70	1,36	2,15	1,06	1,18	1,24
0,19	0,18	0,16	0,16	0,14	0,11	0,14	0,18	0,16	0,15
11,92	9,80	11,03	10,36	9,52	7,95	7,00	9,30	11,32	8,75
53,19	50,34	56,20	57,55	59,0	60,73	53,93	57,28	58,34	61,50
6,79	7,84	5,19	2,48	3,39	2,86	7,37	5,55	3,48	2,05
15,89	19,22	11,95	13,92	10,99	13,14	19,71	13,74	10,99	12,71
10,64	10,05	12,99	13,65	14,62	13,36	9,03	12,36	13,98	12,79
—	0,18	—	—	—	—	—	—	—	—
0,05	0,06	—	—	—	0,07	—	—	0,08	0,08
0,035	0,024	—	—	—	0,025	—	—	0,022	0,022
99,88	99,64	99,52	99,62	99,36	99,60	99,43	99,42	99,55	99,29
0,95	1,07	0,96	1,02	1,02	1,04	1,09	0,99	0,97	0,98
Ол, Хл	Ол, Хл	Ол, Серп	Хл, Серп	Хл, Серп	Ол, Серп	Ол	Ол, Хл	Хл, Серп	Хл, Серп

исключения примесей

12,30	10,55	11,94	11,08	10,15	8,56	7,75	9,84	12,01	9,34
55,22	53,38	58,94	59,56	62,16	63,21	56,82	59,49	60,85	64,51
7,19	8,31	5,54	2,60	3,57	3,07	7,90	5,87	3,69	2,19
16,50	19,76	12,27	14,22	41,11	13,3	20,60	14,27	11,35	13,24
8,49	8,00	11,31	12,54	13,01	11,37	6,93	10,55	12,10	10,62
0,92	1,02	1,60	1,57	2,09	1,53	0,60	1,32	1,90	1,43

пересчете на 4(О)

0,482	0,417	0,606	0,414	0,385	0,332	0,411	0,365	0,486	0,358
1,432	1,407	1,401	1,465	1,566	1,644	1,530	1,610	1,539	1,628
0,108	0,176	0,091	0,070	0,049	0,035	0,120	0,030	0,059	0,025
0,524	0,586	0,431	0,373	0,376	0,394	0,645	0,500	0,390	0,392
0,416	0,397	0,542	0,603	0,621	0,559	0,350	0,614	0,577	0,558

и дунитов; У-58а — то же, обогащенные хромом, среди гарцбургитов полосчатого дунит-гарцбургитового комплекса; У-421б—У-421г — средние и редковкрапленные хромитовые руды участка «Центральный», У-424б—хромитовые руды.

образующих минералов и их содержание аналогичны описанным для обычных гарцбургитов. Содержание энстатита колеблется от 12 до 15%, моноклинный пироксен встречается в редких зернах, но иногда его количество увеличивается до 3—5%.

Существенным отличием характеризуемых разностей гарцбургитов является практически полное отсутствие в них серпентина. Слабее, чем в обычных разностях, проявлена разноморфность оливина и энстатита. При относительно равных размерах зерен этих минералов (в среднем 2—4 мм) структура породы приближается к полигонально-зернистой. Зерна оливина изометрической, иногда неправильной формы, имеют ровные прямолинейные или плавно-извилистые очертания. Псевдодвойниковые полосы и мозаичное угасание наблюдаются в крупных индивидах.

Энстатит встречается преимущественно в таблитчатых зернах, которые так же, как и в серпентинизированных гарцбургитах, характеризуются резким ксеноморфизмом. Однако в ряде случаев фиксируется тенденция к образованию идиобластовых образований энстатита.

Таблица 14
Химические анализы минералов из дунитов, энстатитов, вебстеритов (дунит-гарцбургитовый комплекс) и клинопироксенитов (полосчатый комплекс)

Оксид	Дуниты (оливин)				Энстатит	Вебстериты		Клинопироксениты (диопсид)	
						энстатит	диопсид		
	157	33	70	1785		Л-3	1088	1088	55
SiO ₂	41,00	41,30	42,60	40,54	55,06	56,20	53,80	53,30	51,60
TiO ₂	0,01	0,01	0,008	0,01	0,02	0,026	0,036	0,08	0,11
Al ₂ O ₃	0,08	0,05	Сл.	0,04	0,93	1,11	1,07	2,50	2,69
Cr ₂ O ₃	0,07	0,06	0,19	0,08	0,62	0,44	0,70	0,50	0,32
Fe ₂ O ₃	1,13	2,25	1,76	1,10	1,77	1,13	0,88	1,30	3,56
FeO	5,76	6,19	7,20	6,71	4,75	6,26	2,09	3,16	2,99
MgO	50,95	47,63	45,46	49,40	33,17	32,84	18,54	21,08	20,10
CaO	0,11	0,22	0,44	0,11	0,95	0,50	21,50	17,17	16,80
NiO	0,10	1,68	1,62	0,23	0,065	0,08	0,04	0,05	0,04
MnO	He обн.	0,10	0,12	0,12	0,15	0,19	0,14	0,12	0,16
П. п. п.	0,10	1,68	1,62	0,75	1,99	1,01	0,71	0,90	1,43
Сумма	100,09	99,67	99,57	99,09	99,48	99,79	99,51	100,34*	100,13*
EH	—	—	—	—	90,8	88,3	52,0	49,2	48,4
Fa	6,8	8,8	9,8	8,2	—	—	—	—	—
Fs	—	—	—	—	7,2	10,7	4,7	7,9	9,9
Wo	—	—	—	—	2,0	1,0	43,3	42,9	41,7

* В том числе в образце 55 Na₂O 0,13%, K₂O — 0,05%, в образце 79 Na₂O 0,23%, K₂O — 0,10%.

Примечание. Материалы Г. Н. Савельевой; анализы выполнены в химлаборатории Воркутинской КГРФ.

Составы оливина и энстатита весьма близки к составам этих минералов из обычных гарцбургитов. Железистость оливина составляет 9,2—9,8%, энстатита — 8,8—9,5%. Моноклинный пироксен, представленный диопсидом, образует короткие призмы, подчиненные контурам оливина и энстатита и тяготеющие к последнему.

Рассеянные зерна чистого просвечивающего хромшпинелида включены в оливин или энстатит. В последнем случае он крупнее 0,4—0,6 мм (против 0,2—0,3 мм) и обладает более неправильной формой.

Вторичные минералы редки. Иногда в петельчатых прожилках по оливину появляется бледноокрашенный желтовато-зеленоватый лизардит (не более 5%) или тальк, замещающий энстатит.

Идиобластовые гарцбургиты и гранобластовые дуниты наиболее типично проявлены в центральной и северной частях массива Рай-Из (Кашицев, Кузнецов, Рудник, 1970). Они слагают здесь зону, имеющую северо-восточное (субширотное) простирание и юго-восточное падение при ширине в плане от 2—3 до 5—6 км (см. рис. 9, 16).

Рассматриваемые гарцбургиты и дуниты покрыты, как правило, тонкой корочкой выветривания, сходной с коркой свежих дунитов. На ее фоне в гарцбургитах выделяются длинно-призматические или игольчатые идиобласты энстатита и (или) бесцветного амфибола, нередко образующие сростки. Длина идиобласта достигает 20 мм, отношение поперечных размеров к длине 1:4. В свежем сколе мелкозернистая основная масса породы часто яблочно-зеленого цвета.

Породообразующие минералы представлены оливином очень переменной железистости (3,5—15%) и энстатитом (9—11, редко до 13—14%) (табл. 15). Последний почти отсутствует в дунитах. Постоянно отмечается аксессуарный хромшпинелид. Вторичные минералы тремолит (?), тальк,

Таблица 15
Химические анализы породообразующих минералов из «вторичных» гарцбургитов, дунитов и клинопироксенитов массива Рай-Из

Оксид	Оливин										Энстатиты				Клинопироксениты			
	У-407	У-406	2029	75/3	75/2	У-146	У-9м	У-406а	0082	Г-304с	Д-10	0076	3 ав	122	У-313	У-313а		
	У-407	У-406	2029	75/3	75/2	У-146	У-9м	У-406а	0082	Г-304с	Д-10	0076	3 ав	122	У-313	У-313а		
SiO ₂	41,51	41,42	41,82	41,10	41,10	41,10	55,35	54,55	54,6	54,30	56,40	56,00	55,0	52,50	51,06	51,28		
TiO ₂	0,006	0,006	0,12	He обн.	He обн.	—	0,0	0,01	0,02	—	0,02	0,10	—	0,03	0,11	0,12		
Al ₂ O ₃	0,17	0,20	0,01	—	—	—	2,10	1,26	1,76	2,56	1,00	1,50	—	1,00	1,98	2,85		
Cr ₂ O ₃	0,11	0,08	Сл.	—	—	—	0,46	0,39	0,84	2,0	2,0	2,0	—	—	0,48	0,36		
Fe ₂ O ₃	0,51	0,64	1,11	1,05	2,13	—	0,70	—	3,00	0,91	1,70	0,32	—	5,55	1,54	1,20		
FeO	2,98	3,45	5,38	7,25	6,19	14,85	7,55	5,23	3,25	7,77	5,35	6,80	6,3	3,76	2,61	3,97		
MnO	0,05	0,06	0,19	0,15	0,13	0,25	0,20	0,14	—	0,12	0,12	0,16	0,1	0,18	0,10	0,12		
MgO	53,91	53,46	50,12	49,90	49,70	45,27	32,30	36,58	33,12	31,60	33,30	33,20	34,6	35,52	21,09	19,62		
CaO	0,11	0,10	0,24	He обн.	He обн.	0,01	1,20	0,10	2,47	1,18	0,35	0,90	0,6	0,10	18,46	19,55		
Na ₂ O	—	—	0,15	0,06	0,06	—	0,05	0,03	0,25	0,10	—	0,06	0,8	He обн.	0,21	0,13		
K ₂ O	—	—	0,04	0,07	0,05	—	0,03	0,03	0,05	—	—	0,15	—	*	0,05	0,03		
H ₂ O ⁺	—	—	—	He обн.	He обн.	—	—	0,70	—	—	—	—	—	—	—	—		
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	—	—	—	0,20	—	—	—	—	—	0,10	—	—		
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,36	—	—		
NiO	0,27	0,28	0,32	—	—	0,46	—	—	—	—	—	—	—	—	0,06	0,05		
CoO	0,006	0,010	0,02	0,029	0,029	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,012	0,007		
П. п. п.	—	—	0,95	—	—	—	—	0,53	—	1,78	0,50	0,28	—	2,11	3,38	0,80		
Сумма	99,63	99,71	100,47	99,87	99,94	99,04	100,02	99,75	98,52	99,72	98,74	99,47	100,0	101,2	99,63	100,08		
f, %	3,5	4,5	7,1	8,42	8,33	15,0	8,3	13,4	13,8	7,9	10,6	9,5	10,8	11,0	12,6	8,7		

Примечание. Образцы У-313, У-313а — из клинопироксенитов, У-406а, Г-304с, Д-10, У-146, 0076, 0082, Зав. 122 — из гарцбургитов, У-406, У-407, 2029, 75/3, 75/2, У-9м — из дунитов. Материалы И. Е. Кузнецова, Г. Л. Кашицева и др.

клинохлор и в небольшом количестве серпентин (антигорит, лизардит).

Мелкие (0,1—0,5 мм в поперечнике) зерна оливина образуют характерный мозаично-гранобластовый агрегат. Последний в гарцбургитах нередко обнаруживает неравномерно-зернистое строение. Эпстатит представлен вытянутыми индивидами с неправильными очертаниями, пойкилитово включающими мелкие зерна оливина. Последний не подвержен серпентинизации и иногда в нем отмечаются признаки спайности по (010).

Хромшпинелид, составляющий не более 2% объема породы, распределен неравномерно. Его мелкие, хорошо огащенные, реже изометричные, округлых очертаний зерна в проходящем свете желтовато-бурого цвета.

Бесцветный амфибол постоянно присутствует в породе в виде идиобластовых выделений или в сростании с эпстатитом.

Тальк в виде мелкочешуйчатого агрегата псевдоморфно замещает эпстатит. Остаткованные разности последнего приобретают розоватый оттенок на поверхности выветривания и легко разрушаются. Нередко в существенных количествах присутствует клинохлор, образующий отдельные таблички и скопления. Серпентинизация проявлена незначительно. В разностях сланцеватого сложения развит антигорит.

Структура вторичных гарцбургитов порфировластовая с мозаично-гранобластовой структурой основной ткани, не отличимая от аналогичных структур метаморфических горных пород. Можно проследить все переходы от идиобластовых гарцбургитов к гарцбургитам гипидиоморфнозернистого строения через промежуточные разности, в которых в различной степени проявлены бластические новообразования.

Оливиновые эпстатиты, эпстатиты и сагвандиты тесно связаны с охарактеризованными идиобластовыми гарцбургитами и слагают среди них линзовидные тела в поперечнике от нескольких до 300—400 м (см. рис. 16). Впервые магнезит-эпстатитовая порода (сагвандит) встречена и описана в массиве Рай-Из А. Н. Заварицким (1932). Макроскопически рассматриваемые эпстатиты — зеленовато-серые породы, состоящие в основном из крупных призматических кристаллов эпстатита ($f = 9-11$, редко до 13%), иногда образующих сноповидные и радиально-лучистые агрегаты. Между зернами эпстатита зажаты скопления мелких зерен оливина, а в некоторых разностях — неправильные выделения магнезита.

Акцессорный хромшпинелид нередко образует субидиоморфные зерна, обычно зажатые между крупными индивидами эпстатита. Он представлен непрозрачной магнетитизированной разностью и характеризуется высокой отражательной способностью. Вторичные минералы — тремолит, хлорит и тальк — иногда полностью вытесняют более ранний эпстатит.

Куммингтонитсодержащие и антигоритизированные гарцбургиты. Эти в различной степени антигоритизированные гарцбургиты, в которых эпстатит частично или полностью замещен куммингтонитом, получили широкое развитие в западной, иногда в юго-западной и отчасти центральной частях массива Сум-Кеу. Спорадически они присутствуют на востоке и северо-западе массива Рай-Из.

Рассматриваемые гарцбургиты отличаются от охарактеризованных выше обычных разностей с лизардитом прежде всего широко проявленной антигоритизацией. При этом антигорит развивается по спайности оливина, образуя скопления и прожилки гребенчатого строения, а иногда радиально нарастает на зерна оливина, слагая участки с крустификационной структурой. В серпентинизированных разностях можно наблюдать тесно соприкасающиеся сферолитовые агрегаты антигорита, окруженные оторочкой из чешуек брусита.

Эпстатит в относительно слабо антигоритизированных разностях гарцбургитов лишь иногда частично (с периферии) замещен компактным куммингтонитом (?), плеохроирующим в желтовато-коричневых тонах. В массиве Сум-Кеу сильнее измененные разности пород характеризуются, как правило, полным псевдоморфным замещением эпстатита бурым

Таблица 16

Сравнение метаморфической зональности в гипербазитах

Войкаро-Сымынский массив (см. рис. 22, 24)		Массив Рай-Из (см. рис. 9, 16)	
зона	породы	зона	породы
мощность, м	мощность	зона	мощность
Кровля	Серпентинизированные гарцбургиты с лизардитом ($f_{\text{Ол}} 8,4-10,5\%$)	Кровля	Серпентинизированные гарцбургиты ($f_{\text{Ол}} 8,5-11\%$)
II—III	Гарцбургиты (+Ta+Ant+Mt) Тальк-оливиновые (+Mt) Куммингтонит-оливиновые (+Mt)	III	Пегматитовые (грубозернистые и околорудные дуниты, $f_{\text{Ол}} 6,2-8,8\%$)
III+II	Массивные войкариты ($f_{\text{Ол}} 8-10,5\%$) с телами ($n-n \times 100$ м) свежих пегматитов дунитов (+Mt) ($f_{\text{Ол}} 5,7-8,2\%$)	II	Вторичные идиобластовые гарцбургиты ($f_{\text{Рп}} + \text{Ол} \pm \text{Gr}$) ($f_{\text{Ол}} 3,5-15\%$, $f_{\text{Рп}} 9-14\%$)
IV	Бластомилониты и сланцы ($\text{Ол} + \text{Ant} + \text{Mt}$) с тектоническими включениями зон II и III	I Б	Оливиновые эпстатиты, сагвандиты $\text{Рп} (f = 9-13\%) + \text{Ол} \pm \text{Mt}$
III	Массивные войкариты	IIIА	Гранатовые амфиболиты Тектонический контакт
Подомша		II	Вторичные идиобластовые гарцбургиты Тектонический контакт
		Подомша	Серпентинизированные гарцбургиты ($f_{\text{Ол}} 9-10\%$) и равномернозернистые дуниты ($f_{\text{Ол}} 7-9\%$)

в проходящем свете агрегатом куммингтонита. Последний имеет тонковолокнистое и мелкозернистое строение и состоит из скоплений тончайших призм иголочек куммингтонита (?), часто ветвящихся и образующих пучки и скопления скользящего и пятнистого угасания.

Впервые куммингтонитсодержащие гарцбургиты изучены и описаны Г. Н. Савельевой (1973) в тех участках и зонах Войкаро-Сыньинского массива, где можно наблюдать переходы к оливин-антигоритовым породам. (подробно о них см. гл. 3). Эти переходы легче понять, сравнивая с разрезом из Ирана (район Эсфандаче, к югу от пос. Ашин, наблюдения Н. Л. Добрецова, 1975 г.):

Ориентировочная
мощность, км

1. Пегматоидные дуниты со спайным оливином, сходные с дунитами из Войкаро-Сыньинского массива	Более 0,5
2. Неравномернозернистые дуниты и гранобластовые вторичные гарцбургиты иногда с тальком	0,25
3. Оливин-тальк-куммингтонитовые породы и оталькованные гарцбургиты	0,2
4. Оливин-антигоритовые породы ($\pm$ тальк, магнетит)	0,2—0,3
5. Серпентиниты, иногда с бруситом; зона 5, возможно, приурочена к надику выше которого зоны 1—3 повторяются. Нетрудно видеть, что все эти зоны наблюдаются в Войкаро-Сыньинском массиве, но зона 4 там сильно увеличена, а зоны 2 и 3 в основном тектонически «сорваны».	

Зональность в массиве Рай-Из отличается пространственной и генетической связью с метагаббро (гранатовыми амфиболитами), к которым прилегают оливиновые энстатиты и сагвандиты ($\geq 0,25$ км) и далее вторичные идиобластовые гарцбургиты. С. В. Щербакова (1975) описала постепенные переходы между этими породами. Вторичные гарцбургиты отличаются от войкаросыньинских идиобластовым характером энстатита и сильно переменной железистостью оливина, хотя его средний состав близок к исходному. Оливин-антигоритовые породы, сходные с «войкаритами», содержат, как правило, тальк и куммингтонит, образующие реакционные каймы вокруг энстатита. В обоих разрезах характерно обильное выделение магнетита, но в Рай-Изе оно начинается раньше (в энстатитах, сагвандитах, грубозернистых вторичных дунитах). Это связано с разными составами флюидов, в частности, в Рай-Изе несомненно повышенная роль CO_2 (магнетит в сагвандитах) и повышенное P_{O_2} , обусловленное, по-видимому, водно-углекислым характером флюида*.

По мнению Н. Л. Добрецова, все описанные примеры метаморфической зональности с высокотемпературными породами, поскольку они являются высокоградиентными (около 100° на 200—250 м), могут быть объяснены, скорее всего, воздействием расплавов вдоль проницаемых зон или каналов, «питающих» верлит-пироксенит-габброндую формацию.

В нижней части такой зоны расплавы равновесны с гипербазидами, в средней зоне преобладает химическое взаимодействие с возникновением пироксенитов (энстатитов, вебстеритов), в верхней части и наружной кайме средней части — термальное воздействие с образованием вторичных гарцбургитов. Зона «войкаритов» является более поздней и лишь наследует первичные зоны. Для массива Рай-Из это кажется наиболее правдоподобным (см. рис. 9 и 16). Вода, выделяющаяся при десерпентинизации гарцбургитов, обусловила широкое развитие метасоматических процессов и трансвапоризацию габброидов (развитие амфибола, доизита). В Войкаро-Сыньинском массиве такое объяснение более проблематично, так как ненарушенные разрезы здесь, по-видимому, отсутствуют, но имеются жилы габбро и связанные с ними вебстериты и клинопироксениты.

* По данным С. В. Щербаковой (1975), в составе водных вытяжек из метасоматитов, связанных постепенными переходами с амфиболитами, большую роль играют анионы HCO_3^- , SO_4^{2-} и Cl^- , pH вытяжек 8 и 7.

По мнению А. А. и Г. Н. Савельевых, наблюдаемые соотношения метаморфических и метасоматических пород сформировались в локальных зонах глубинных надвигов с образованием тоналит-амфиболитовой группы пород. Относительное проскальзывание блоков-пластин внутри единого гипербазитоидного тела при его тектоническом перемещении в верхние горизонты сопровождалось циркуляцией перегретого водного флюида вдоль ослабленных зон, источником которого мог быть α -хризотил (лизардит) ранней серпентинизации. Высокие градиенты температуры и незавершенность реакции во внешних зонах объясняются нестационарностью потока флюида. При обеих трактовках остается много неясностей. Их однозначные доказательства еще отсутствуют.

Дунит-верлит-клинопироксенит-габбровая формация

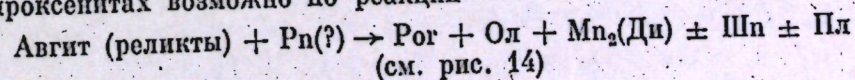
Описываемая формация развита вдоль юго-восточного контакта гипербазитов в массивах Войкаро-Сыньинском, Рай-Из и Харче-Рузь. Она считалась типичным представителем дифференцированной габбро-перидотитовой магматической формации (Заварицкий, 1932), а затем интерпретировалась как результат метасоматоза («габброизации») гипербазитов.

В массивах Войкаро-Сыньинском, Харче-Рузь и юго-западной части Рай-Иза наблюдался постепенный переход от гипербазитов к габброидам, представленный пограничной (или переходной) полосчатой дунит-пироксенитовой зоной, в составе которой в первом массиве характерны также троктолиты. Контакт с гипербазидами в массиве Рай-Из в основном тектонический и представлен полосой амфиболитовых бластомилонитов (см. рис. 9). Тектонические зоны амфиболитовых бластомилонитов часто прослеживаются внутри габбро или на контактах с дайковой диабазовой серией.

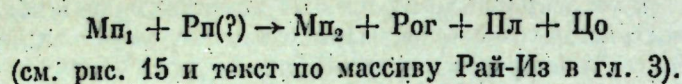
Пограничная (переходная) зона в ненарушенных разрезах массива Рай-Из (см. гл. 3) представлена частым линзообразным чередованием дунитов (часто пироксенизированных), верлитов и клинопироксенитов и в целом обладает отчетливым реакционным характером. От «первичных» гарцбургитов переходная зона отделена, как правило, полосой дунитов. Дуниты переходной зоны, представляющие, по-видимому, реликты пород дунит-гарцбургитовой формации, замещаются пироксеном (чаще диопсидом и роговой обманкой) и постепенно переходят в верлиты и далее в клинопироксениты. Подобная ситуация подробно описана В. Ф. Морковкиной (1967). В Войкаро-Сыньинском массиве тела дунитов внутри габбро, как отмечалось, окружены оторочкой верлитов, затем клинопироксенитов, сменяющихся к контакту с габбро троктолитами. Роль ромбического пироксена в этой реакционной зональности часто затуманена амфиболизацией. Во внутренних частях гипербазитов Войкаро-Сыньинского массива, где амфибол редок, дуниты окружены вебстеритами и пегматоидными энстатитами, во внешней зоне ореолов которых встречаются жилы габбро-норитов, роговообманковые габбро и пегматоидные бронзит-анортитовые породы. Сопоставим эти два типа реакционных соотношений:

1. Внутри гипербазитов	Дуниты и гарцбургиты ($\text{Ol} \pm \text{Pn}$, Mn , Xp)	Вебстериты ($\text{Pn} + \text{Mn} + \text{Ol}$)	Клинопироксениты ($\text{Mn} \pm \text{Ol}$)	Габбро-нориты ($\text{Pn} + \text{Mn} + \text{An}$; $\text{An} + \text{Pn}$)
2. Переходная зона	Дуниты ($\text{Ol} + \text{Mn} + \text{Xp} + \text{Mt}$)	Верлиты ($\text{Mn} + \text{Ol} + \text{Pog} \pm \text{An}$)	Клинопироксениты ($\text{Mn} + \text{Pl} + \text{Pog} \pm \text{Mt}$, Цо)	Троктолиты ($\text{Ol} + \text{An} \pm \text{Mn}$) Габбро, габбро-норит

Сравнение этих соотношений и результаты изучения самих реакционных соотношений показывают, что исчезновение ромбического пироксена в пироксенитах возможно по реакции



или



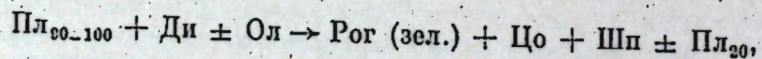
Кроме того, переход ко второму типу реакционных соотношений соответствует повышению потенциала кальция (в частности, переход от типа 1 к типу 2 в дунит-гардбургитах $\text{Ол} + \text{Рп} + \text{Са} \pm \text{О}_2 \rightarrow \text{Мп} + \text{Мт}$) и, по-видимому, понижению давления. Первое объясняется влиянием среды (гипербазиты и анортитовые габбро); о снижении давления свидетельствуют появление троктолитов и плагиоклазосодержащих верлитов и отсутствие их внутри гипербазитов, т. е. реакция типа $\text{Рп} + \text{Мп} + \text{Шп}_1 \rightarrow \text{Ол} + \text{Ап} + \text{Мт}$, что соответственно связывается с большей глубиной залегания гипербазитового «фундамента».

Природа этих реакционных замещений дискуссионна. Г. Н. Савельева, вслед за В. Ф. Морковкиной и А. А. Ефимовым, основываясь главным образом на составе и структурно-текстурных особенностях пород, предполагает метасоматическую природу этих реакций с привнесом Са и Al в гипербазиты (см. гл. 3). Н. Л. Добрецов и Л. Г. Пономарева (1965) доказывали магматическую природу этих реакций, отмечая, в частности, что парагенезисы без амфибола и цонзита (в типе 2) в точности соответствуют последовательности кристаллизации в четверной системе $\text{Фо}-\text{Ал}-\text{Ди}-\text{SiO}_2$. Сейчас получены дополнительные данные, подтверждающие этот вывод. Кальциево-магниевость ($\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Mg})$) клинопироксенов из вебстеритов, верлитов и клинопироксенитов (см. табл. 14 и 15), как правило, составляет 0,37—0,44, что по термометру Бойда явно отвечает магматическим температурам 1100—1300°C. В главе 7 будут приведены дополнительные сведения о высоких температурах образования аналогичных пироксенов (до 1500°C), а также прямые находки расплавных включений в анортите пегматоидных габбро (явно «метасоматического» облика) с температурой гомогенизации 1450—1500°C.

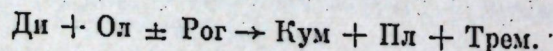
Железистость оливина нарастает от дунитов к верлитам, клинопироксенитам и габбро в интервале 10—17%, повторяя закономерность, установленную в аналогичных формациях других районов.

Переходная зона через троктолиты сменяется габбро эвкритового типа. Преобладают диопсид-анортитовые габбро и битовинитовые габбро-нориты, реже встречаются оливин-диопсидовые габбро, тыланты, троктолиты и анортозиты. Многие авторы отмечают относительную выдержанность состава и структуры габброидов восточной полосы, что, по-видимому, отражает возможность их магматического происхождения. Общая особенность состава восточных габбро — высокая глиноземистость, кальциево-магниевость при низкой титанистости, что минералогически выражается в наличии авортит-битовинита, магнезиального диопсида и ортопироксена ($\pm$ оливин) во всем разрезе верлит-пироксенит-габбрового комплекса.

В результате метаморфизма пироксенитов и габброидов формируются разнообразные амфиболиты, преимущественно плагиоклазовые, иногда с куммингтонитом, но всегда без граната. Фиксируется довольно сложная и недостаточно изученная последовательность метаморфических реакций. Кроме реакций с исчезновением ромбического пироксена, приведенных выше и, вероятно, наиболее ранних, наблюдались превращения с исчезновением первичного основного плагиоклаза иногда с выделением избыточной зеленой шпинели



а также реакции с образованием тремолита и куммингтонита, замещающих нередко пироксен и (или) оливин



Ассоциации типа $\text{Ди} + \text{Рог} + \text{Пл} + \text{Шп}$, $\text{Рог} + \text{Кум} + \text{Пл}$ фиксируют разные субфации амфиболитовой фации низких давлений. В Войкаро-Сыньинском массиве отмечаются также своеобразные актинолит-анортитовые породы, в которых актинолит является ранним минералом и замещает пироксены ($\pm$ Ол). Последние, в свою очередь, замещаются роговой обманкой с плагиоклазом. Эти породы могли сформироваться до деформации («метаморфизм погребения» на океаническом дне, см. гл. 3) и до поздних стадий метаморфизма с образованием амфиболовых и цонзит-амфиболовых бластомилонитов, происходивших одновременно с тектоническими деформациями и формированием собской плагиогранит-тоналитовой серии. Выше мы отмечали также возможную связь габброидов и метагаббро-амфиболитов с зонами метаморфизма в гипербазитах. В таком случае источником воды для метаморфизма габброидов, кроме морской (на ранних стадиях «метаморфизма погребения»), могла служить десерпентинизация гипербазитового фундамента под воздействием либо габброидов (по Н. Л. Добрецову), либо тоналитов (по Г. Н. и А. А. Савельевым).

Завершает разрез офиолитов восточной полосы габбро-диабазовая дайковая и плагиогранит-тоналитовая серии. Дайковая выделена только в 1975 г. в Войкаро-Сыньинском массиве и кратко описана выше (гл. 3). Ее присутствие можно предполагать и в других участках, хотя в значительной мере она сорвана или преобразована в амфиболитовые бластомилониты. Само наличие дайковой серии, состоящей почти целиком из серии параллельных даек диабазов, очень важно, так как этим подчеркивается аналогия с определенными офиолитовыми сериями, формировавшимися, как считают многие исследователи, в условиях непрерывного расширения океанического дна (см. гл. 7). В основании дайковой серии присутствуют габбро, претерпевшие преобразования в пегматоидные габбро-амфиболиты и находящиеся в сложных соотношениях с диабазами. Породы даек содержат многочисленные ксенолиты габбро, дунитов и верлитов полосчатой серии, а также вулканогенно-осадочных пород, перекрывавших ранее офиолиты. Непосредственного перехода от дайковой серии к этим породам не обнаружено, что может отражать либо маскировку переходов тектоническими перемещениями, либо (как считает Н. А. Савельев) самостоятельное позднее внедрение базальтовой магмы на ранних стадиях скучивания. В этом случае дайковый комплекс приобретает значение самостоятельной формации.

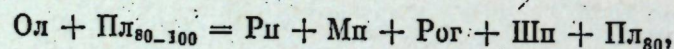
Дунит-лерцолит-вебстерит-метагаббро-норитовая-формация

Эта формация, как уже отмечалось, обособляется впервые на основании существенного отличия в составах, степени и характере метаморфизма, а также, возможно, и возрасте по сравнению с породами предыдущей формации. Главные особенности пород этих формаций, представленных в западной и восточной полосах в Войкаро-Сыньинском массиве, систематизированы в табл. 17. По своим признакам породы западной полосы сходны с таковыми малыкского комплекса, примыкающего к гипербазитам Сыум-Кеуского массива с востока. Поэтому различия западных и восточных габбро в Войкаро-Сыньинском массиве не могут быть обусловлены их положением в западном опрокинутом крыле крупной антиклинальной складки, которой характеризовалась в целом структура Войкаро-Сыньинского массива (Дергунов и др., 1974). Для малыкского комплекса имеются доказательства его древнего докембрийского возраста (см. табл. 1), что ставит вопрос и о возможности докембрийского возраста западного габброидного комплекса (или всех габброидов, по А. А. Савельеву) в Войкаро-Сыньинском массиве. Косвенно об этом говорят цифры 468—500 млн. лет, полученные для метаморфитов западной полосы Войкаро-Сыньинского массива и графатовых габбро-амфиболитов Рай-Иза.

Таблица 17
Сравнение западного и восточного полосчатых комплексов и габбро

Разрез комплекса	Западная полоса	Восточная полоса
Дуниты	Cr ≥ 0,2; Ni 0,1—0,3 (см. рис. 25, б, в, табл. 5)	Cr ≤ 0,1; Ni 0,2—0,4
Лерцолиты	С зеленой шпинелью	Отсутствуют
Вебстериты	С зеленой шпинелью (количественно несколько обильнее)	Систематически беднее TiO ₂
Клинопироксениты	Отсутствуют (или находятся в реликтах)	Всегда на контакте с габбро
Троктолиты	Габбро-нориты, редко железистые феррогаббро (более железистые, титанистые, натровые)	Диоксид-анортитовые и энкритовые габбро, битовинитовые габбро-нориты (высокоглиноземистые и кальциевые)
Габбро	Отсутствует (не известна)	Преимущественно диабазы, редко альбитофиры
Дайковая серия	Отсутствует	Развита исключительно полно
Тоналитовая серия		
Метаморфизм	Гранат-шпинель-пироксен-амфиболовые породы; двупироксеновые гранулиты и эклогитоподобные породы; гранат-диопсидовые амфиболиты; «плагиогнейсы»; глаукофановые и лавсонитовые сланцы	Метагаббро; амфиболиты (без граната, редко с куммингтонитом); амфиболовые бластомилониты, изредка со спессартином; амфиболовые, тремолит-анортитовые породы

Как и в предыдущей формации, здесь выделяются переходная зона и собственно габброидная часть. Переходная зона в относительно ненарушенном состоянии представлена в массиве Сыум-Кеу. В ее составе наряду с дунитами и клинопироксенитами широкое развитие получили вебстериты и лерцолиты, содержащие шпинель. Здесь отсутствуют также троктолиты и другие «первичные» породы, содержащие ассоциацию $Al + Fe$. Весь комплекс сформирован в условиях шпинель-пироксеновой фации глубинности ($Rp + Mp + Al - Шп$). Иногда появляется и гранат в вебстеритах (ассоциация $Mp + Rp + Gr + Шп \pm Rn$, см. рис. 8). В восточной (переходной?) части габбро-норитового комплекса массива Сыум-Кеу, а местами в Войкаро-Сыньинском обнаруживаются плагиоклазсодержащие перидотиты, пироксениты и троктолиты (?) с келифитовыми каймами, фиксирующими реакцию



происходящую при понижении температуры на границе шпинель-юпироксеновой фации (см. гл. 2).

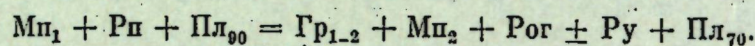
В этих массивах описанные породы переходной зоны — дуниты, верлиты, оливинные клинопироксениты, шпинель- и гранатсодержащие вебстериты — присутствуют непосредственно внутри габбро-норитов и имеют с ними постепенные переходы. Роль связующего звена вместо троктолитов в предыдущей формации играют шпинель-гранатовые вебстериты ($\pm Pl, Rog$), дающие переходы к амфиболитизированным габбро-норитам и гранатовым амфиболитам. В западной полосе Войкаро-Сыньинского массива амфиболитизация вебстеритов прошла интенсивнее: они обычно не сохраняются и габбро-нориты отделены от лерцолитов, верлитов и клинопироксенитов амфиболитами (в значительной мере аповебстеритовыми?). Однако и здесь в переходной зоне присутствуют лерцолиты и пироксениты с зеленой шпинелью и, как правило, отсутствуют троктолиты, подобно малыкскому комплексу. Породы переходной зоны несколько богаче магнием и титаном, чем в предыдущей формации (табл. 17 и 18).

Таблица 18
Химические анализы гнейсо-габбро-норитов и апогаббро-норитовых амфиболитов малыкского комплекса

Описание	273/7	277	326	285/1	278	316/5	273/4	293/1	Среднее из 7 ан. (2—8)	321/2	320/2а	310	312/2	Среднее из 4 ан. (10—13)
SiO ₂	48,30	48,96	44,84	47,98	43,10	44,74	40,38	41,36	44,46	41,60	42,31	46,00	42,60	43,13
TiO ₂	0,23	0,15	0,71	0,45	0,69	0,67	0,90	0,68	0,61	1,09	0,57	0,58	1,11	0,84
Al ₂ O ₃	4,26	14,0	13,72	17,87	18,02	18,62	18,75	19,55	17,22	21,24	26,65	18,10	16,63	20,65
Fe ₂ O ₃	3,21	1,90	4,31	0,81	4,99	3,10	5,72	4,93	3,68	6,40	4,36	4,52	8,46	5,94
FeO	5,29	7,45	7,78	6,14	9,15	6,70	12,68	10,77	8,67	8,00	5,48	7,14	9,34	7,50
MnO	0,18	0,24	0,25	0,15	0,26	0,16	0,33	0,34	0,26	0,25	0,16	0,18	0,15	0,18
MgO	17,16	12,86	11,14	10,42	8,75	7,42	6,72	6,91	9,03	5,50	3,90	6,55	7,05	5,75
CaO	16,94	13,30	15,15	15,96	14,03	14,31	12,77	13,61	14,16	13,04	14,10	12,60	12,02	12,94
Na ₂ O	0,20	0,40	0,66	0,19	0,43	0,64	0,40	0,51	0,46	1,25	1,18	1,17	1,10	1,18
K ₂ O	Сл.	0,07	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	0,01	0,06	0,07	0,07	0,07	0,07
H ₂ O ⁺	0,57	0,11	0,22	0,10	0,19	0,30	0,16	0,13	0,17	0,08	0,24	0,20	—	0,13
H ₂ O ⁻	Сл.	—	0,08	—	0,10	Сл.	0,11	0,12	0,06	—	—	—	—	—
Y ₂ O ₃	—	0,04	—	—	—	—	—	—	0,01	0,016	0,05	0,04	0,12	0,056
Cr ₂ O ₃	0,10	Сл.	0,02	0,04	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,023	Сл.	Сл.	0,01	0,008
P ₂ O ₅	0,04	0,04	0,07	0,05	0,06	0,06	0,07	0,07	0,06	0,34	0,31	0,09	0,15	0,22
П. п. н.	4,02	0,85	1,45	0,74	1,00	3,29	1,73	1,73	1,54	0,71	1,08	2,93	2,03	1,70
Сумма	99,93	100,63	100,40	100,50	100,49	99,80	100,49	100,48	100,42	100,04	100,41	100,19	99,91	100,294
MgO/ΣFe	2,10	1,40	0,95	1,65	0,65	0,78	0,38	0,45	—	0,40	0,42	0,57	0,41	—

Примечание. Образцы 273/7 — вебстерит, 277 — меликитовый гнейсовидный габбро-норит с примесью магнетита, р. Малая Халата, 285/1, 278, 316/5 — измененные (амфиболитизированные) габбро-нориты, р. Малык, 273/4 — гранат-пироксеновый амфиболит, 293/1 — амфиболитизированное габбро, 321/2, 312/2 — срединные габбро-нориты с Ti-магнетитом, 320/2а, 310 — измененные габбро-нориты с магнетитом. Анализы 277, 321/2, 320/2а, 310 — выполнены в химлаборатории ВСЕГЕИ, анализ А. П. Аксельрод, остальные — в Северо-Западном геологическом управлении, анализ Е. П. Кузнецова. Все материалы Ю. Е. Молдавцева. В образце 321/2 S 0,44 %, в образце 312/2 S 0,07 %.

Наиболее интересна габброидная часть формации, поскольку она наиболее резко отличается от габброидов предыдущей формации, причем это различие нельзя объяснить особенностями метаморфизма или метасоматоза. Преобладают габбро-нориты с повышенными железистостью, титанистостью и натровостью. Минералогически это отражается в самых ранних минералах — наличие титанистых и железистых пироксенов, лабрадора и битовнита (кислее № 80). Характерно также раннее образование граната и гранатсодержащих эклогитоподобных пород, эквивалентных по составу железистым габбро-норитам. В массиве Сыум-Кеу (малыкский комплекс), как мы отмечали, наиболее ранняя стадия соответствует гранулитовой фации и представлена двупироксеновыми габбро-гнейсами нередко с буровато-зеленой титанистой роговой обманкой, гиперстеновыми и альмандин-гиперстеновыми гнейсами с голубоватым кварцем. Для западной полосы Войкаро-Сыньинского массива очень характерны эклогитоподобные породы, в которых гранат развивается в виде реакционных каемок между первичными пироксенами и плагиоклазом. Реакция здесь имеет, по-видимому, вид



На основании такого рода реакционных соотношений и изучения состава минералов в хребте («массиве») Хорд-Юс, входящем в состав западной полосы Войкаро-Сыньинского массива, Н. Л. Добрецов (1974а, б) пришел к выводу о том, что это могли быть реакции на магматической (или ранней постмагматической) стадии, происходившие при остывании магматических габбро-норитов в условиях шпинель-пироксеновой фации. Об этом свидетельствуют высокая магнезиальность амфибола и граната, обнаруживающего зональность, с некоторым возрастанием железистости во внешней кайме (табл. 19).

Наиболее ранние магнезиальные гранаты (в табл. 19 обр. 148 и 73/4) содержат 35—40% пирропа, около 30% Са-компонента и альмандина. В зональных гранатах (обр. 73/5) содержание альмандина возрастает, а пирропа иgrossуляра падает; наконец, в гранатовых амфиболитах без пироксена (обр. 2047) количество пирропа 20%, Са-компонента 18% и альмандина (+спессартин) 62%. Однако составы роговой обманки во всех случаях остаются почти одинаковыми (ср. обр. 73/4 и 2047), несколько меняется лишь ее железистость. Сходство составов пород и минералов из гранатовых амфиболитов зоны метаморфизма в массиве Рай-Из (обр. 2047) и в западной полосе Войкаро-Сыньинского массива указывает на их принадлежность к одной формации.

С породами этой формации в массиве Рай-Из и в западной полосе Войкаро-Сыньинского массива пространственно ассоциируют разнообразные метасоматические породы, из которых наиболее интересны жадеититы и везувиановые родингиты (Добрецов, Пономарева, 1965; Казак, Добрецов, Молдаванцев, 1976). Эти породы отсутствуют в восточной полосе, в ассоциации с породами предыдущей формации. Правда, в массиве Рай-Из везувиановые родингиты и жадеититы присутствуют в полосе меланжа внутри массива (в отличие от внешней полосы, где такие породы отсутствуют, см. гл. 3). В Войкаро-Сыньинском массиве, к западу от горы Пай-Ер, тела жадеититов и альбититов концентрируются в виде пояса, притягивающегося в юго-западном направлении от р. Средняя Кечпель до р. Средняя Лагорта на расстоянии около 30 км. Тела располагаются среди интенсивно деформированных и рассланцованных серпентинитов, серпентин-хлоритовых пород с линзами дунитов и пироксенитов. Наряду с живообразными телами присутствуют округлые будины, окруженные каймой или «рубашкой» амфибола, амфиболовых сланцев, флогопита, но часто эти каймы сорваны и многие округлые тела жадеититов представляют тектонические отторженцы. Возможно, эти зоны также являются зоной меланжа, аналогичной из

Таблица 19

Химические анализы минералов из метагаббро-норитового комплекса

Описан и назван	73/4			74/7			73/5			148 (Гр)		167		2047			310/4			285/2			
	Гр	Мп	Рог	Мп	Рог	Гр ₁	Гр ₂	Гр ₃	Гр ₄	Гр ₅	Гр ₆	Гр ₇	Рог ₁	Рог ₂	Рог ₃	Гр	Рог	Гр	Мп	Пл	Гр	Мп	Пл
SiO ₂	40,0	51,4	44,6	47,8	—	38,5	39,5	40,4	41,7	42,5	35,70	43,00	50,7	50,4	50,7	50,6	49,7	50,6	0,66	0,87	—	—	—
TiO ₂	0,04	0,36	0,90	0,60	1,10	—	—	—	0,11	0,08	1,39	0,78	0,81	0,91	0,16	0,66	0,87	0,66	0,87	—	—	—	
Al ₂ O ₃	21,5	4,40	13,0	8,30	14,7	—	21,6	21,8	17,4	15,6	20,50	10,56	3,98	4,12	30,5	4,25	4,59	4,25	4,59	—	—	—	
Fe ₂ O ₃	—	1,10	1,50	4,50	—	—	—	—	4,00	4,00	4,29	4,85	2,59	3,11	0,38	1,90	2,71	1,90	2,71	—	—	—	
FeO	20,6	6,40	10,9	5,40	16,2	—	22,8	17,8	10,1	9,80	23,69	9,72	21,3	7,65	—	19,7	7,20	19,7	7,20	—	—	—	
MnO	1,10	0,12	0,08	0,36	0,30	—	1,50	0,08	—	0,05	2,15	0,22	0,68	0,30	0,01	0,50	0,24	0,50	0,24	—	—	—	
MgO	7,10	12,8	13,8	9,80	10,3	—	6,40	9,50	9,30	9,90	4,90	13,70	20,0	13,0	—	21,9	13,6	21,9	13,6	—	—	—	
CaO	9,20	21,3	9,80	20,2	9,10	—	8,00	7,20	10,8	12,6	6,20	11,40	0,85	20,5	14,5	0,85	21,4	0,85	21,4	—	—	—	
Na ₂ O	0,03	1,20	1,80	1,60	1,90	—	—	—	3,10	2,80	0,20	2,40	—	0,45	2,88	—	—	—	—	—	—	—	
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,18	2,80	0,20	—	0,09	—	—	—	—	—	—	—	
H ₂ O ⁺ (теор., н.п.п.)	—	—	(2,00)	—	—	—	—	—	(2,00)	(2,00)	—	—	—	0,33	0,65	—	—	—	—	—	—	—	
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,42	0,86	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Сумма	99,57	99,08	98,38	98,56	—	97,9	99,3	98,98	98,51	97,33	99,62	100,49	100,24	100,44	99,87	100,36	100,31	100,36	100,31	—	—	—	
f, %	63,1	24,9	33,3	35,8	47,8	67,3	67,5	51,3	45,3	42,4	77,0	29,0	40,6	32,0	—	36,0	28,9	36,0	28,9	—	—	—	
Si	3,06	1,92	6,24	1,80	—	3,02	3,05	3,05	5,91	5,98	2,860	6,620	1,906	1,875	—	1,867	1,848	1,867	1,848	—	—	—	
Ti	—	0,01	0,09	0,018	—	—	—	—	0,008	0,008	0,087	0,092	0,023	0,025	—	0,020	0,025	0,020	0,025	—	—	—	
Al	1,94	0,49	2,15	0,37	—	1,99	1,97	1,95	2,91	2,59	1,930	1,930	0,431	0,479	—	0,190	0,201	0,190	0,201	—	—	—	
Fe ³⁺	—	0,03	0,15	0,13	—	—	—	—	0,43	0,42	0,260	0,550	0,072	0,085	—	0,054	0,076	0,054	0,076	—	—	—	
Fe ²⁺	1,32	0,20	1,28	0,17	—	1,44	1,47	1,43	1,20	1,15	1,590	1,250	0,670	0,239	—	0,607	0,224	0,607	0,224	—	—	—	
Mn	0,07	0,002	0,008	0,01	—	0,10	0,11	0,04	—	0,08	0,150	0,030	0,021	0,010	—	0,016	0,007	0,016	0,007	—	—	—	
Mg	0,81	0,71	2,88	0,55	—	0,75	0,76	1,07	1,97	2,08	0,590	3,150	1,117	0,720	—	1,205	0,756	1,205	0,756	—	—	—	
Ca	0,75	0,85	1,47	0,82	—	0,67	0,59	0,76	1,64	1,90	0,530	1,880	0,034	0,821	—	0,034	0,855	0,034	0,855	—	—	—	
Na	—	0,09	0,49	0,12	—	—	—	—	0,85	0,76	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
К	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Сумма	7,95	4,002	14,758	3,988	—	7,97	7,95	7,964	14,918	14,896	8,007	16,222	3,974	3,986	—	3,993	3,992	3,993	3,992	—	—	—	

Примечания. Образцы 73/4, 74/7, 73/5, 148, 167 — из эклогитоподобных пород массива Хорд-Юс, западной полосы Войкаро-Сыньинского массива; анализы выполнены в ИГиГ СО АН СССР на микроанализе под руководством Ю. Г. Давренченко, коллекции Ю. Е. Молдаванцева. Образец 2047 — из гранатового амфиболита зоны наложного метаморфизма массива Рай-Из; анализы выполнены в лаборатории ВСЕГЕИ, коллекция Г. Ф. Петрова. Образцы 310/4 и 285/2 — из габбро-норитов малыкского комплекса, Душанбинский шпинельно-пироксенит; анализы выполнены в лаборатории ВСЕГЕИ, коллекция Н. И. Шувалова.

Таблица 20
Химические анализы жадентов и ассоциирующих минералов из рудинитов и жадентовых пород массивов Гай-Из (образцы 74—11 и) и Войкаро-Сынь-инского (район Кешель)

Окисел и катион	74		294 (Жд)	295		295a		294a		11a (Дн)	M610-51	M1103-02
	Цо	Mn		Жд(к)	Жд(п)	Mn(a)	Mn(б)	Дн	Гр			
SiO ₂	40,5	54,2	54,90	59,83	59,85	54,2	54,5	54,9	40,3	53,5	58,00	58,30
TiO ₂	0,11	0,35	0,11	—	—	—	—	0,004	—	0,06	0,09	0,2
Al ₂ O ₃	31,3	2,38	26,70	24,54	24,77	0,31	0,20	0,07	20,9	0,52	21,98	22,65
Fe ₂ O ₃	3,06	2,86	1,30	0,26	0,06	(1,10)	(0,45)	—	2,25	2,90	1,08	0,38
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO	—	10,7	0,70	—	—	2,89	4,66	1,83	—	—	0,05	0,46
MnO	—	—	Сл.	—	—	0,15	0,21	—	0,11	0,06	Сл.	Сл.
MgO	0,06	9,95	0,6	—	—	45,9	15,6	18,3	—	16,8	1,68	1,30
CaO	23,4	18,3	1,35	—	—	24,4	23,9	24,5	37,2	23,0	2,58	2,56
Na ₂ O	0,01	1,45	13,8	15,04	15,0	0,48	0,26	0,12	—	0,60	14,49	13,31
K ₂ O	0,02	0,04	0,04	—	—	0,05	0,00	0,002	—	0,06	0,36	0,13
H ₂ O ⁺	—	—	Нет	—	—	—	—	—	—	Нет	0,25	0,70
P ₂ O ₅	2,0	—	Сл.	—	—	—	—	—	—	Сл.	—	—
П. п. п.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,30	—	—
Сумма	100,46	100,73	99,50	99,67	99,66	99,50	99,78	99,726	100,76	99,50	100,66	99,91
Si	2,88	2,03	1,87	2,091	2,017	1,99	2,00	1,99	3,01	1,93	1,98	1,99
Ti	0,01	0,01	—	—	—	—	—	0,001	—	0,002	0,002	—
Al	2,62	0,11	1,08	0,976	0,983	0,01	0,01	0,003	1,83	0,07	0,89	0,91
Fe ³⁺ (Cr)	0,16	0,06	0,03	0,007	0,002	(0,13)	(0,01)	—	0,13	0,013	0,03	0,01
Fe ²⁺	—	0,26	0,02	—	—	0,09	0,13	0,06	—	0,09	0,002	0,01
Mn	—	—	—	—	—	—	—	—	0,01	—	—	—
Mg	0,01	0,52	0,03	—	—	0,87	0,86	0,99	—	0,91	0,08	0,07
Ca	1,85	0,74	0,05	—	—	0,96	0,95	0,87	2,97	0,89	0,09	0,09
Na	—	0,17	0,92	0,984	0,989	0,03	0,02	0,01	—	0,05	0,96	0,88
Сумма	7,53	3,90	4,02	3,986	3,982	3,98	3,58	4,024	7,951	3,955	4,034	3,96

Окончание табл. 20

Окисел и катион	527		526				227		265B (2)	M27-49 (пироксенит)	M-27 (Пш)	M1365	332	271(Фл)
	1	1a	1	1a	2	2a	2	2a						
SiO ₂	59,5	59,4	58,9	59,1	56,3	57,9	53,75	50,20	54,4	45,96	43,23	40,32		
TiO ₂	—	—	—	—	—	—	0,06	0,14	—	0,61	0,91	0,98		
Al ₂ O ₃	24,7	21,3	22,3	20,4	10,9	10,9	12,03	3,33	4,1	12,48	11,81	15,94		
Fe ₂ O ₃	—	1,1	1,1	1,1	2,3	1,1	3,44	0,65	—	2,65	2,60	1,46		
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	0,55	—	0,12	—	0,06		
FeO	0,15	0,5	—	0,2	0,4	2,0	0,96	2,99	3,3	6,71	6,57	6,68		
MnO	—	—	0,03	0,03	0,07	0,03	0,17	0,11	0,13	0,12	0,14	0,04		
MgO	0,14	1,7	8,5	2,3	8,9	8,9	7,97	20,99	14,6	14,59	16,30	19,99		
CaO	0,25	2,7	1,4	3,3	12,3	12,8	14,30	17,20	20,8	11,00	9,39	—		
Na ₂ O	15,4	12,4	14,4	13,9	8,1	7,0	7,28	2,16	2,66	3,03	5,12	Сл.		
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	0,20	0,18	—	0,66	0,39	9,15		
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—	—	0,55	1,20	—	1,34	2,94	5,15		
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
П. п. п.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
Сумма	100,14	99,1	99,23	100,38	98,87	99,7	100,41	99,70	99,99	99,52	99,40	99,77		
Si	2,00	2,03	2,01	2,01	2,01	2,02	1,92	—	1,97	6,30	6,07	2,84		
Ti	—	—	—	—	—	—	0,002	—	—	0,07	0,09	0,05		
Al	0,98	0,86	0,90	0,82	0,46	0,35	0,51	—	0,17	2,03	1,96	1,32		
Fe ³⁺ (Cr)	—	0,03	0,03	0,03	0,06	0,09	0,09	—	—	0,268	0,27	0,084		
Fe ²⁺	—	—	—	—	—	—	0,03	—	0,10	0,77	0,78	0,39		
Mn	0,005	0,015	—	0,01	0,02	0,02	0,006	—	0,002	0,008	0,008	0,004		
Mg	0,007	0,09	0,06	0,12	0,45	0,52	0,42	—	0,79	2,98	3,41	2,10		
Ca	0,01	0,10	0,05	0,125	0,47	0,54	0,55	—	0,81	1,61	1,41	—		
Na	1,00	0,84	0,955	0,915	0,56	0,44	0,50	—	0,18	0,91	1,44	K=0,83 H ₂ O=2,42		
Сумма	4,002	3,965	4,015	4,03	4,03	3,98	4,028	—	4,022	14,95	15,45	10,04		

Примечание. Образцы 294 (Жд) — ВСЕГЕИ, анализы Г. Ф. Петрова; образцы M610-51, M105-02, M27-49, M1366 — материалы В. Ф. Морковкиной, ЦХЛ ИГЕМ; 265B, 271, 332 — материалы Н. Л. Добрецова, ИГиГ СО АН СССР. Остальные анализы выполнены на микрозонде под руководством Ю. А. Лавренко, ИГиГ СО АН СССР, материалы Н. Л. Добрецова и А. П. Казака.

В образцах 527, 526, 227, 1, 1a — исландит, 2, 2a — диопсид-исландит; 1a и 2a — соприкасающиеся зоны.

массива Рай-Из. В таком случае жадеититы могут быть более глубинными породами, как и пироповые пироксениты в меланже массива Рай-Из, и относиться к следующей, метаофиолитовой формации. В юго-западной части полосы с жадеититами ассоциируют слюдяные альбититы и «плагнограциты», происхождение которых дискуссионно (Добрецов, 1974).

Составы минералов из цоизитовых и везувиановых родингитов и жадеитовых пород приведены в табл. 20. Везувиан определен на основании оптических свойств и рентгенограмм (Казак, Добрецов, Молдаванцев, 1976). Обычно Са-метасоматиты (родингиты) и жадеититы пространственно и генетически разобщены, в массиве Рай-Из они совмещены. Но и здесь отчетливо видно замещение жадеитовых пород (обр. 294, 295) родингитами, в частности, найдены брекчированные породы с реликтами жадеита, замещающиеся зеленым хром-диопсидом (обр. 295а), альбитом и гроссуляром. В других случаях замещение происходит с образованием альбита, цоизита, диопсида или диопсид-жадеита (обр. 11в, 74, 294а).

Жадеиты района Кечпель ассоциируют с альбититами, содержащими в разных участках и зонах диопсид-жадеит (обр. 265В), флогопит, присутствующий также в оторочках (обр. 271), иногда мусковит, роговую обманку (обр. 332, М1366) или тремолит. Ассоциирующие пироксениты содержат Na-пироксен (М27-49, М-27), образующий, по-видимому, все переходы к диопсид-жадеиту. Таким образом, намечаются три типа оторочек: 1) пироксенитовая (диопсид-жадеит $\pm$ альбит $\rightarrow$ диопсид); 2) роговообманковая; 3) флогопитовая. Роговообманковая иногда замещается флогопитовой, иногда, наоборот, накладывается на пироксенитовую. В свою очередь, все три типа оторочек замещаются актинолитом (тремолитом) и хлоритом. Наиболее обычная зональность в идеализированном виде имеет вид: 2) серпентиниты; 2) роговообманковая оторочка $\pm$ флогопит; 3) амфиболовые альбититы (Аб + Рог $\pm$ Сл) (рис. 29); 4) жадеитит, замещаемый альбититами.

В самих жадеититах очень часты следы катаклаза и диафтореза с замещением жадеита альбитом, диопсид-жадеитом, реже флогопитом и низкотемпературными минералами — натролитом, тремолитом и др. Возникающие ассоциации зональный жадеит + оторочки лучистого диопсид-жадеита (обр. 527, 526, 227 в табл. 20) обнаруживают постоянство состава внешних зон жадеита (1а) и диопсид-жадеита (2), доказывающее вместе с другими фактами на разных месторождениях жадеита разрыв смесимости между жадеитом и диопсид-жадеитом (Добрецов, 1962, 1974а, б).

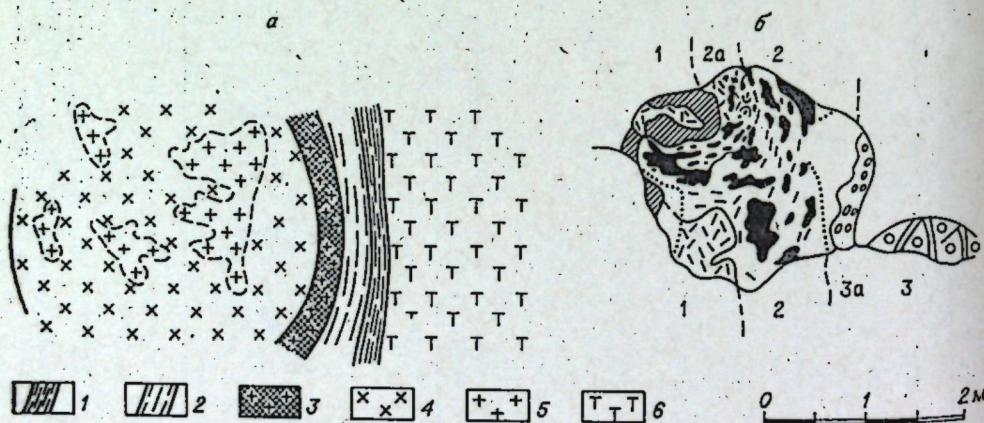


Рис. 29. Строение кайм вокруг тел жадеитов.

а — данные В. Ф. Морковкиной (1967); 1 — серпентиниты, 2 — амфибол, 3 — альбитит с роговой обманкой, 4 — жадеит, 5 — альбит, 6 — диопсид; б — данные Н. Л. Добрецова (цифры на рисунке): 1 — серпентинит с агрегатом актинолита; 2 — роговая обманка, сцементированная флогопитом, 2а — брекчированная масса флогопита, актинолита, серпентина, 3 — брекчированный жадеит с жилками натролита, 3а — брекчия жадеита и флогопита.

Вопрос о генезисе жадеитовых пород Полярного Урала дискутировался неоднократно. В. Ф. Морковкина (1967) допускала, что жадеититы могли образоваться за счет альбититов при их десиликации. Однако во всех случаях автору удавалось наблюдать только обратные соотношения — диафторичное замещение жадеита альбитом ($\pm$ диопсид-жадеит, слюда, натролит). Более вероятно высокотемпературный метасоматоз за счет плагноклазитов или лейкогаббро в условиях высоких давления и потенциала натрия (что согласуется с натровым характером габбро-поритовой формации). Не исключено, что этот метасоматоз мог происходить в магматическую стадию (Добрецов, Пономарева, 1965; Добрецов, 1974). Все авторы признавали необходимость высокого потенциала натрия и повышенных давлений при образовании жадеитов. К-Аг возраст флогопита из оторочек жадеитов 403—405 млн. лет (см. табл. 1), однако эти цифры, судя по замещению жадеита флогопитом, отражают лишь последние стадии метасоматоза. Сами жадеититы, вероятно, более древние.

ЗАПАДНЫЙ МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ ПОЯС И МЕТАОФИОЛИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Вдоль западного края Войкаро-Сыньинского и Хадатинского поясов, как отмечалось в главе 1, непрерывно тянется метаморфический пояс сложного строения (см. рис. 1). Отличительная его особенность — наличие пород высоких давлений: пироповых перидотитов, эклогитов, глаукофановых сланцев. Эти породы отсутствуют восточнее гипербазитов. В большинстве случаев они пространственно тяготеют к предыдущей формации с эклогитоподобными породами. К западу и северу от массивов Сыум-Кеу и малыкского комплекса располагаются эклогитсодержащий марункеуский комплекс и глаукофановые сланцы р. Щучья (см. рис. 1 и 2). В основании Хулгинского покрова (западного метагаббро-поритового комплекса) Войкаро-Сыньинского массива прослеживаются глаукофановые сланцы и эклогиты (в частности, на участке Кечпель, см. рис. 1 и 19). К северу и западу от Рай-Иза аналогичные породы присутствуют в виде тектонических чешуй и в обломках меланика.

Ассоциация пород: гранатовые перидотиты — эклогиты и гранатовые амфиболиты (метагаббро) — глаукофановые metabазальты — представляют, по Н. Л. Добрецову, древнюю метаофиолитовую формацию. Рассмотрим особенности ее состава и строения и соотношение с другими метаморфическими образованиями на примере двух участков: Марун-Кеу — р. Щучья (а; б на рис. 1); район Кечпель (в на рис. 1).

На участке Марун-Кеу — р. Щучья выделяются три комплекса, отличающиеся по структуре и степени метаморфизма: а) марункеуский с пироповыми перидотитами и эклогитами; б) комплекс гранатовых амфиболитов и роговообманковых гнейсов; в) глаукофан-сланцевая пироевская свита *.

Контакты между этими комплексами в основном тектонические или неясные, но, судя по ориентировке структур, между ними можно предполагать скрытое несогласие. В то же время последовательность комплексов а) $\rightarrow$ б) $\rightarrow$ в) представляет общую метаморфическую последовательность при высоком давлении (порядка 10—12 кбар) и снижении температуры от а) к в), возможно, это слегка нарушенный и метаморфизованный разрез офиолитов с закономерным изменением состава от а) к в).

Строение марункеуского комплекса может быть проиллюстрировано на примере его южного участка (район Слюдяной горки), детально изученного Н. Г. Удовкиной (1971). Этот участок (рис. 30) сложен в основном эк-

* По мнению А. А. Савельева, эта свита относится не к докембрию, а к ордовiku.

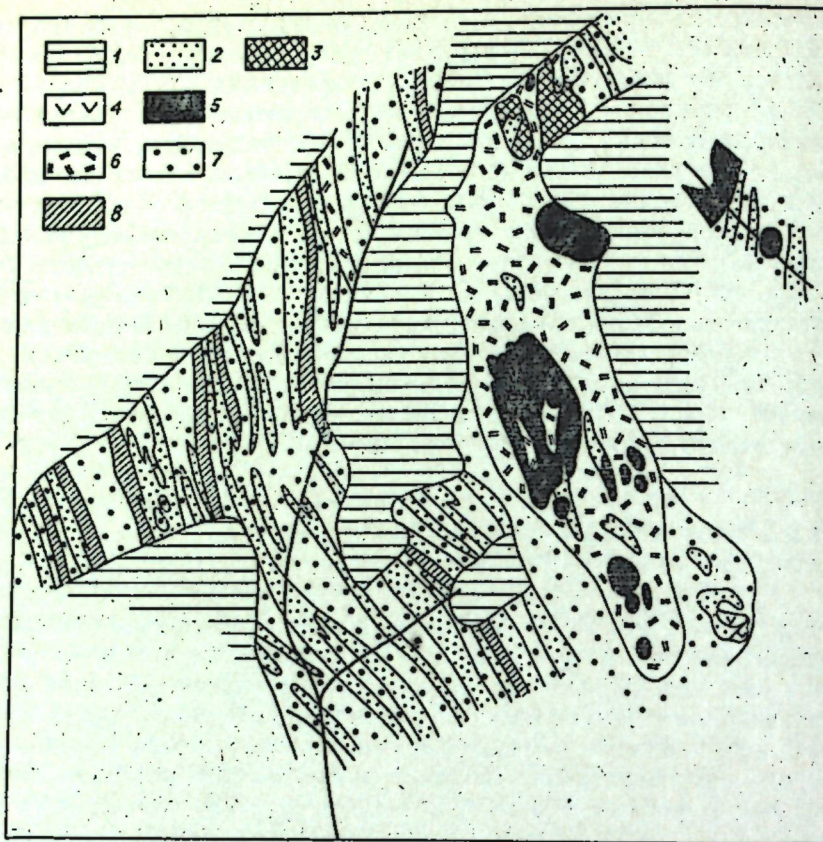


Рис. 30. Схема южной части марункеуского комплекса, район Слюдяной горки (Удовкина, 1971).

1 — дельвий; 2 — плагиогранитоиды, мигматиты (микроклинизированные, мусковитовые и двуслюдные); 3 — метагаббро; 4 — измененные габбро-диабазы; 5 — ультраосновные породы (гранатизированные перидотиты и др.); 6 — пироповые эклогиты (I тип); 7 — альмандиновые эклогиты (II тип); 8 — амфиболитизированные эклогиты.

логитами с подчиненными прослоями мигматизированных плагиогнейсов и мигматитов. На контакте с этими прослоями эклогиты нередко амфиболитизированы. Среди обычных альмандиновых эклогитов, соответствующих по составу габбро или диабазам, выделяется тело пироповых эклогитов (пироксенитов), тесно связанных с гранатсодержащими перидотитами. Ультраосновные породы (гранатизированные перидотиты, «друзит-эклогиты») содержат 50—55% пироба и 18—20% Са-компонента, иногда обрастающий шпинелью оливин и бледно-зеленую роговую обманку.

Пироповые эклогиты по составу аналогичны троктолитам и вебстеритам полосчатых дунит-габброидных формаций. Среди них выделяются двумиперальные, каринтиновые, дистеновые, цоизитовые разности с такситовыми и полосчатыми текстурами, псевдоморфными структурами, постепенными переходами к «друзит-эклогитам» (эклогитоподобным породам). Наличие последних, а также гранат-шпинелевых вебстеритов и широкое распространение псевдоморфных структур с реакционными каемками сближают эти породы с эклогитоподобными предыдущей формации. Гранат в них содержит 42—50% пироба и 18—24% Са-компонента. Характерны также хромсодержащие омфациты (до 1,20% Cr_2O_3 и 3—3,7% Na_2O), дистен, буро-зеленая роговая обманка (каринтин), вторичные минералы (зеленый амфибол, цоизит, слюда).

Альмандиновые эклогиты развиты гораздо шире и составляют основу марункеуского комплекса. Они образовались за счет габбро и габбро-диабазов, о чем свидетельствуют реликты последних в некоторых эклогитах

(Удовкина, 1971). Эти эклогиты содержат порфиобласты темно-зеленой роговой обманки, омфацит (без хрома, но с эгиринном, 5—6% Na_2O), альмандин (20—30% пироба, $f = 55-80$, в среднем около 65%; 20—30% Са-компонента) (табл. 24); наиболее железистые минералы — в эклогитах, богатых TiO_2 (рутилом). Каринтин, дистен и фуксит не встречаются, цоизит и железистые и титанистые, чем габбро-пориты предыдущей формации и даже чем габбро-диабазы.

Происхождение прослоев плагиогнейсов и других кварц-плагиоклазовых пород менее ясно. Н. Г. Удовкина считает их гранитоидами. Но, по крайней мере, часть из них соответствует по составу диоритам, лейкогаббро и анортозитам, особенно тем, которые содержат необычный альмандин-гроссуляровый гранат ($f = 95\%$, кальциевость 58,5%). На контакте этих пород и линз гипербазитов возникают «биметасоматические» эклогиты, содержащие оторочки: 1) каринтин ± гранат (3—4 см); 2) омфацит ± гранат ± кварц (до 3 см); 3) гранат ± кварц. Другие плагиогнейсы и мигматиты, богатые слюдами, иногда с калишпатом, могли образоваться при «гранитизации» (с привнесом K_2O) за счет предыдущих прослоев метадiorитовых и метаанортозитовых гнейсов.

В целом марункеуский комплекс по структуре и составу, как видно из рис. 30 и вышеприведенного описания, сходен с полосчатыми перидотит-пироксенит-габбро-диоритовыми (анортозитовыми) комплексами, в частности, с малыкским, отличаясь от него только по фации метаморфизма и в меньшей мере — по составу.

Гнейсо-амфиболитовый комплекс, окружающий марункеуский (см. рис. 2), состоит в основном из гранатовых амфиболитов (с сине-зеленой роговой обманкой, цоизитом и альмандином) с частыми прослоями альбит-двуслюдных «гнейсов». Он сходен по составу с амфиболитизированной нижней частью марункеуского комплекса, хотя и отличается большим количеством кварцсодержащих прослоев. С другой стороны, он сходен с харбейской серией, выделенной и закартированной Г. А. Койльманом и В. В. Бутиным (1975) в Харбейском антиклинории как вероятный фундамент рифейской пяроевской серии.

Глаукофансодержащая пяроевская серия образует внешнюю кайму гнейсо-амфиболитового комплекса и наиболее широко развита на его погружении к северо-востоку, в долине р. Щучья. Здесь они были подробно описаны Н. Л. Добрецовым (1974), который подчеркнул их сходство с рифейским эклогит-глаукофансланцевым максютовским комплексом на Южном Урале. Наиболее характерны глаукофановые metabазиты и глаукофансодержащие зеленокаменные породы (ассоциация Гл + Эп + Аб + Сф ± Хл, Му, Ильм, Ап, иногда с реликтами сине-зеленой роговой обманки и биотита), гранат-кросситовые сланцы (Гр + Кр ± Гл + Аб + Му + Кв + Рудн + Сф ± Стил, Ка, Хл), графитистые кварциты и кварцитосланцы (в том числе с ассоциацией Гр + винцит + Кв + Му + графит ± Аб, Цо, Сф, Ап), аркозовые кварциты. Последние, как и в максютовском комплексе, содержат крупные раздробленные кристаллы калишпата и мелкозернистый агрегат калишпата, кварца и альбита вместе с биотитом, мусковитом, эпидотом, сфеном, иногда с гранатом и графитом. По мнению Ю. Е. Молдаванцева и А. П. Казака, по крайней мере часть этих пород могла быть послонными телами катаклазированных гранитоидов. Крайне редко встречаются ассоциации с реликтами лавсонита. Вблизи контактов с гипербазитами, главным образом в подошве массива Сыум-Коу, встречаются тела эклогитов (см. гл. 2).

Разрез глаукофановых сланцев по р. Кечпель примыкает к гипербазитам и гранатовым амфиболитам Войкаро-Сыныпского массива и залегает, по-видимому, под надвинутым крылом массива (см. рис. 1 и 9, а также гл. 3). В виде полос шириной от 10 до 100—150 м здесь присутствуют почти все породы гнейсо-амфиболитового и глаукофан-сланцевого комплексов

предыдущего участка, только контакты всех метаморфических «зои» тектонические и масштабы проявления этих пород в десятки раз меньше. Кроме того, дополнительно присутствуют линзовидные тела глаукофанизированных эклогитов, за счет которых регрессивно развивается значительная часть гранат-глаукофановых пород этого участка. Поэтому, по мнению Н. Л. Добрецова, это тектоническая смесь нескольких чешуй и линз, принадлежащих к разным фациям и не представляющих единой метаморфической зональности, хотя такое мнение высказывалось (см. гл. 3).

Составы минералов из глаукофанизированных эклогитов (обр. 344В) и гранат-глаукофановых пород (обр. 163/2, 138/5, 141/1) приведены в табл. 22. В целом они аналогичны минералам максютовского комплекса. Характерна повышенная примесь в гранатах марганца. Для сравнения в табл. 20 приведены составы породы и минералов из глаукофанового metabазальта массива Рай-Из, которые были описаны в главе 3.

Заканчивая общую характеристику офиолитов Полярного Урала, попытаемся суммировать наши представления о взаимоотношениях и генезисе выделенных комплексов пород. Авторы настоящей главы в разное время высказывали разные точки зрения, которые можно кратко сформулировать следующим образом.

1. Все офиолитовые комплексы пород Полярного Урала составляют единую офиолитовую ассоциацию, представляющую океанический фундамент эвгеосинклинали варисцид Урала. В этой ассоциации выделяется дунит-гарцбургитовый «фундамент», претерпевший сложную историю деформаций и метаморфизма, и полосчатый дунит-верлит-пироксенит-габброидный комплекс, сформировавшийся позже в раннем палеозое при равной роли магматических, метасоматических и метаморфических процессов. Различие западной и восточной полос этого комплекса объясняется разным характером метаморфизма и метасоматоза, что связано с положением западной полосы (формации) в опрокинутом крыле крупной антиклинальной

складки. Многие процессы метаморфизма в гипербазитовом «фундаменте» и в габброидной «покрышке» происходили одновременно с деформациями при выведении офиолитов в верхние этажи путем надвигов и диапиров.

По мнению Н. Л. Добрецова и А. П. Казака, такому представлению противоречат различие составов габброидов и ассоциирующих пород западной и восточной полос (чешуй) в Войкаро-Сыньинском массиве, аналогия пород западной (Хулгинской) чешуи и малыкского комплекса, который расположен к востоку от гипербазитов массива Сым-Кеу и характеризуется древним докембрийским возрастом, а также в основном постметаморфическим характером большинства тектонических контактов, сопровождающихся только зеленосланцевым диафторезом (включая низкотемпературную серпентинизацию).

2. К первой точке зрения близко представление об едином вертикальном ряде формаций, последовательное образование которых привело к формированию офиолитовой ассоциации. Это представление, частично изложенное в главе 1 и в работах Ю. Е. Молдаванцева (1960, 1967), поддерживается и развивается А. А. и Г. Н. Савельевыми и многими исследователями школы, возглавляемой академиком А. В. Пейве (Пейве, Перфильев, Руженцев, 1973; Марков, 1975; Книппер, 1975; и др.).

Согласно этой точке зрения, наиболее древняя группа пород представлена лерцолит-гарцбургитовой формацией, выдержанность химического и минерального состава, а также деформационные структуры которой отражают, вероятно, поздние стадии преобразования («рестирования») верхней мантии и твердо-пластические деформации рести́та в подвижном поясе. Принадлежность этой формации либо к ранним образованиям палеозойд Урала, либо к более древним не может быть пока решена однозначно из-за отсутствия надежного фактического материала.

Следующая, дунит-верлит-клинопироксенит-габбровая, формация (с троктолитом) является относительно поздней и отделена от предыдущей

Таблица 21

Химические анализы минералов и пород

Оксид	Гранатовые перидотиты				Друзит 150 (порода)	Пироповые			
	221	429	324	163		140		327	
	порода		Гр	Рог		Гр	Гр	Мп	
SiO ₂	41,56	41,13	40,29	40,52	43,45	47,14	42,01	40,75	53,89
TiO ₂	0,19	0,23	0,40	0,06	0,14	0,23	0,59	0,59	0,20
Al ₂ O ₃	9,70	10,86	22,08	11,86	14,30	20,95	23,08	23,45	8,30
Fe ₂ O ₃	4,92	2,56	1,62	1,63	0,95	0,69	0,82	Не обн.	1,10
FeO	5,90	7,38	14,73	3,40	7,03	4,91	10,37	14,07	1,53
MnO	0,09	0,14	0,64	Не обн.	0,11	0,10	0,35	0,44	Не обн.
MgO	28,06	26,64	14,25	17,92	23,64	10,58	14,34	13,27	13,24
CaO	5,46	6,45	5,92	9,16	7,97	12,02	8,27	7,30	18,18
Na ₂ O	0,82	0,55	0,002	3,32	1,08	1,97	0,13	0,03	3,18
K ₂ O	0,28	0,69	0,04	0,75	0,11	0,30	0,10	0,04	0,11
H ₂ O ⁻	0,16	0,12	Не обн.	0,40	Не обн.	0,15	Не обн.	Не обн.	Не обн.
H ₂ O ⁺	2,35	1,88	»	1,32	0,69	0,54	»	»	»
Cr ₂ O ₃	0,22	0,48	—	Сл.	0,17	0,09	—	—	0,40
Сумма	99,71	100,49	99,972	100,13	99,73	99,71	100,62	99,94	100,13

Примечание. В образце 429 обнаружено п. п. п. 1,19%, NiO 0,19%; в образце 163 — CO₂ 0,55%.

маруикеевского комплекса (Удовкина, 1971)

ЭКЛОГИТЫ				Альмандиновые ЭКЛОГИТЫ							Платиноиды, 5/2, Гр
	183			порода (среднее из 6 ан.)	77/24	333	298				
Цо	Гр	Мп	Рог		Гр	Мп	Гр	Мп	Рог		
39,39	40,48	54,93	48,13	48,73	39,61	55,00	39,77	56,02	51,91	38,19	
0,09	0,05	0,22	0,54	1,64	1,22	0,32	0,44	0,21	0,37	0,36	
32,05	22,30	8,51	13,17	15,74	21,39	11,54	22,01	11,41	8,51	21,34	
1,80	1,08	1,68	2,34	1,87	0,39	1,44	1,30	2,86	3,45	1,27	
8,21	18,61	2,18	4,63	10,77	21,02	2,79	10,87	2,05	5,20	16,97	
0,02	0,66	0,04	0,06	0,21	0,69	0,09	0,61	0,10	0,14	0,88	
0,30	9,10	11,84	16,33	7,18	5,74	9,15	7,09	8,82	18,19	0,50	
23,57	7,44	16,51	9,73	10,85	9,73	14,50	8,30	11,78	7,19	20,48	
0,07	0,08	4,05	2,74	2,18	0,03	5,41	0,10	6,45	3,36	0,10	
0,01	0,02	0,07	0,73	0,47	0,11	0,06	0,01	0,04	0,27	0,08	
Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,50	0,08	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,50	0,0	
1,52	»	»	0,96	0,22	»	»	»	»	0,85	0,0	
—	—	0,17	0,18	0,04	—	0,10	—	0,03	0,10	—	
100,07	99,82	100,20	100,04	99,98	99,93	100,40	100,50	99,77	100,04	100,17	

0,79%; в образце 150 — SrO 0,02%, NiO 0,09%, CoO 0,05%; в образце 327 (IIo) — SrO 0,49%, CO₂

Химические анализы минералов из глаукофановых сланцев из обрамления массивов

Оксид	66			344В			163/2			
	порода	Гл	Хл	Гр	Хлм	Гл	Гр ₁	Гр ₂	Гл	Эп
SiO ₂	46,20	56,6	28,1	38,26	54,74	38,97	37,8	37,6	56,8	38,2
TiO ₂	2,37	—	—	2,38	0,86	0,75	0,16	0,16	0,02	0,04
Al ₂ O ₃	12,53	8,64	18,0	20,22	10,99	14,64	20,2	19,9	11,2	25,3
Fe ₂ O ₃	5,74	—	—	3,81	5,32	10,82	—	0,5	1,1	9,1
Cr ₂ O ₃	—	4,8	—	0,04	0,05	0,04	—	—	—	—
FeO	9,72	10,7	25,2	22,26	4,5	12,28	23,7	24,1	11,6	—
MnO	0,25	0,10	0,35	2,77	0,05	0,12	5,1	5,5	0,08	0,0
MgO	8,70	9,33	17,4	2,44	6,21	7,79	1,5	1,0	8,6	0,04
CaO	4,94	0,93	—	7,87	8,96	9,13	9,9	9,9	1,3	22,5
Na ₂ O	4,20	7,0	—	—	6,56	2,51	0,04	0,04	6,6	0,04
K ₂ O	0,30	—	—	—	0,31	0,56	—	—	—	—
H ₂ O	—	(2,0)	(11,0)	—	1,50	2,32	—	—	(2,0)	(2,0)
Сумма	99,93	100,10	100,09	100,05	100,05	99,98	98,40	98,70	97,22	97,22
f, %		65,0	45,4	86,5	46,2	61,6	91,5	94,5	45,1	18,7

Примечание. Образец 344В — аналитик И. К. Кузнецова, ИГиГ СО АН СССР, коллекция Ю. Е. Молдавцева и Н. Л. Добрецова.

резким структурным несогласием. Дуниты, верлиты, клинопироксениты и троктолиты представляют, скорее всего, продукты реакционного взаимодействия главного члена формации — габбро-норит-эвкритов с твердыми блоками лерцолит-гарцбургитов (по нашему мнению, вблизи границы мантии и коры). Реакционному ряду пород, возникшему на контакте гарцбургит — габбро, внутри гипербазитов может соответствовать ряд дунит — эпстатит — вебстерит — клинопироксенит — габбро-норит — бронзит — апортитовая порода. Апортит-оливиновый парагенезис в этой формации отражает низкие давления при ее образовании. Наблюдаемые различия валового состава габбро-норитов из западного и восточного обрамления гипербазитов в Войкаро-Сыньинском массиве остаются еще не ясными. Некоторые данные по составу габбро-норитов Кумбинской зоны Тагильского синклинория Урала склоняют к представлению не о латеральном различии этих пород, а о разной степени преобразований западных габбро-норитов (толеитового состава), приводящих к появлению разностей типа восточных габброидов.

Образование дунит-лерцолит-пироксенит-метагаббро-норитовой формации со шпинельсодержащими апотроктолитовыми парагенезисами и эклогитоподобными породами происходило, возможно, в локальных зонах по породам предшествующей формации и отражает, по-видимому, ранние этапы глубинного шарьирования габбро-гипербазитового комплекса пород в нижние горизонты коры океанического типа.

Процессы ранней массовой серпентинизации и метаморфизма «погребения», соотношения между которыми остаются также во многом не ясными, в целом отражают поздние стадии выведения габбро-гипербазитового комплекса в верхние горизонты разреза океанической коры.

Следующую формацию представляет толща габбро-диабазов и диабазов параллельных даек, пространственно связанная в Войкаро-Сыньинском массиве с полями дунит-верлит-клинопироксенит-габбровой формации, но отделенная от нее резким структурным несогласием. Последнее обстоятельство затрудняет однозначное решение вопроса о комагматичности диабазов восточным габбро-норитам. Косвенные данные о наличии ксено-

Рай-Из (обр. 66) и Войкаро-Сыньинского (р. Левая Кечпель, обр. 344В—141/1) Таблица 22

138/5				138/9		163/1		141/1	
Гр	Гл	Що ₁	Эп ₂	Гл	Гр	Гр	Эп	Гр	Эп
38,4	57	39,6	38,7	54,6	38,4	37,7	37,8	38,8	37,1
0,0	0,0	0,0	0,0	0,07	0,15	—	—	—	—
20,7	10,9	32,1	26,6	11,5	20,9	21,0	26,4	21,6	23,4
—	—	1,4	9,3	2,4	—	—	9,7	—	13,2
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
26,8	13,0	—	—	13,7	27,6	20,7	—	22,7	—
1,0	0,0	0,0	0,05	—	0,7	0,56	0,1	1,3	0,5
1,1	8,4	0,05	0,04	6,4	0,9	1,0	0,04	6,9	0,04
10,0	1,4	24,4	23,6	1,5	10,4	10,4	23,0	8,4	23,6
0,04	6,6	0,0	0,04	6,7	0,06	0,06	0,11	0,06	0,04
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	(2,0)	2,0	(2,0)	(2,0)	—	—	2,0	—	(2,0)
98,04	99,3	99,55	100,33	98,87	99,11	100,42	99,15	99,76	99,88
93,5	46,4	2,8	18,3	58,2	94,7	54,4	19,1	66,7	26,5

ция Н. Л. Добрецова; остальные анализы выполнены на микрозонде под руководством Ю. Г. Лав-

литов пород этой формации в диабазах, близость последних по составу к эффузивам ордовикско-силурийских толщ и остатки отложений того же возраста (?) среди диабазов параллельных даек — все это склоняет к мысли об отдельном этапе внедрения базальтовой магмы на предостроводужных стадиях эволюции подвижного пояса палеозой в этой части Урала.

Наиболее поздней формацией офиолитов Полярного Урала в этом ряду является амфиболит-плагногранит-тоналитовая, породы которой содержат ксенолиты и блоки всех пород предшествующих формаций. Среди гипербазитов ей соответствуют ультраосновные метаморфиты. Образование этой формации тесно увязывается со стадией глубинного шарьирования и скучивания пород офиолитовой ассоциации в формировавшемся фундаменте вулканического поднятия окраины океанической области, приобретшего к среднему девону черты островной дуги. Наблюдаемая приуроченность глаукофановых сланцев к подошве покровов, надвигнутых на ордовикско-девонские толщи вулканического поднятия, глаукофанизация этих эффузивов, а также амфиболитов и эклогитоподобных пород приводят к выводу о самостоятельности этапа их образования и возможной связи с ранними стадиями шарьирования офиолитового фундамента поднятия на края континента.

Вышеизложенные представления являются слишком общими и требуют дополнительных исследований, что отмечают и сами авторы. Важнейшими и наиболее дискуссионными, по мнению Н. Л. Добрецова, являются вопросы о различиях составов габброидов, характере их метаморфизма, возрасте габбро и ассоциирующих вулканитов, завершающих разрез офиолитовой ассоциации. Предположение о преобразовании западных (толеитовых) габбро в восточные эвкритовые габброиды сомнительно уже потому, что сами авторы этого предположения признают магматическую кристаллизацию хотя бы части западных и восточных габбро-норитов при сохраняющемся различии их составов. Кроме того, в «локальных зонах» были преобразованы, по А. А. и Г. Н. Савельевым, западные габбро, а не наоборот. Разный характер кристаллизации и метаморфизма (режим давления) в трех типах габброидов требует объяснения с учетом конкретной

ситуации. Остается также фактом отсутствие комплекса параллельных даек и плагногранит-тоналитов в ассоциации с западными толентовыми габбро. Абсолютные датировки, по мнению А. А. и Г. Н. Савельевых, не являются решающим аргументом из-за их малочисленности, в частности, отсутствуют абсолютные датировки возраста восточных эвкритовых габбро. Но пока можно утверждать, что либо все габбро и их амфиболизация являются докембрийскими (и не связаны с формированием палеозойской геосинклинали), либо они, скорее всего, разновозрастны, как и разновозрастны главные этапы их метаморфизма при сохранении общей регрессивной тенденции (амфиболизация и т. д.). Имеются также данные о докембрийском возрасте хотя бы части вулканитов к западу от гипербазитов (см. гл. 1).

3. Альтернативным и дальнейшим развитием первых двух родственных гипотез является предположение о разнотипности и разновозрастности офиолитов на Полярном Урале. Дунит-верлит-клинопироксенит-габбровая, дунит-лерцолит-вебстерит-метагаббро-поритовая (Хулгинский покров и малыкский комплекс) и метаофиолитовая (марункеуская) формации отличаются по составу, характеру метаморфизма, режиму давления и, возможно, по возрасту и соответствуют габброидам трех типов офиолитов. С порной ассоциируются комплексы параллельных даек и вулканиты О—D, с последней — глаукофан-сланцевые метабазациты няровейской свиты, для которой доказывается докембрийский возраст (см. гл. 1). Какие вулканиты надстраивали разрез дунит-лерцолит-вебстерит-метагаббро-поритовой формации, недостаточно ясно. Недостаточно выяснены также различия в составах гипербазитового фундамента трех вышеуказанных формаций, что послужило основанием А. А. и Г. Н. Савельевым сомневаться в правильности выделения трех видов офиолитов, ибо только первый тип, включающий дунит-верлит-клинопироксенит-габбровую формацию и дайковый комплекс, характеризуется наиболее полным разрезом офиолитов.

Вместе с тем, по мнению Н. Л. Добрецова, намечается ряд различий и в гипербазитовом фундаменте. В частности, в массиве Сум-Кеу в ассоциации с метагаббро малыкского комплекса значительно больше лерцолитов, в западной и северо-западной частях Войкаро-Сынгинского массива, кроме наличия лерцолитов, отмечаются различия и в составах гарцбургитов (по Cr, Ni, особенностям структур (см. гл. 3)). Реликты дунитов и породы «переходной зоны» во всех трех формациях говорят о «соединении» и преобразовании гипербазитов под влиянием толентовых габбро (II или III типа). Шпинельсодержащие вебстериты в этом случае могли быть как первично магматическими, так и продуктами метаморфизма иных пород переходной зоны, но отнюдь не тех троктолитов и клинопироксенитов, которые присутствуют в дунит-верлит-клинопироксенит-габбровой формации. Поэтому вывод А. А. и Г. Н. Савельевых о более позднем образовании шпинельсодержащей дунит-лерцолит-вебстеритовой группы пород за счет пород переходной зоны дунит-верлит-клинопироксенит-габбровой формации нельзя признать хорошо обоснованным. Достаточно предположить опрокинутое залегание пород в Хулгинском покрове (см. гл. 3) и мы получим почти полный разрез офиолитов II типа, аналогичный таковому во всем мире (см. гл. 7). При этом возможно что восточная граница этого покрова проходит внутри гипербазитов примерно по западной границе полосы оливин-антгоритовых пород (см. рис. 19), фиксирующих крупные глубинные движения разных пластин (см. гл. 3 и 4).

Приведенная последовательность формирования вертикального ряда формаций сохраняет свое значение для I типа офиолитов, который наиболее распространен не только на Полярном Урале, но, вероятно, во всех складчатых областях (см. гл. 7). Вместе с тем состав, последовательность и условия формирования формационного ряда для других типов офиолитов были существенно иными, хотя их выяснение требует, конечно, дополнительных исследований. Однако уже сейчас можно предположить разные тектонические условия для этих трех типов офиолитов.

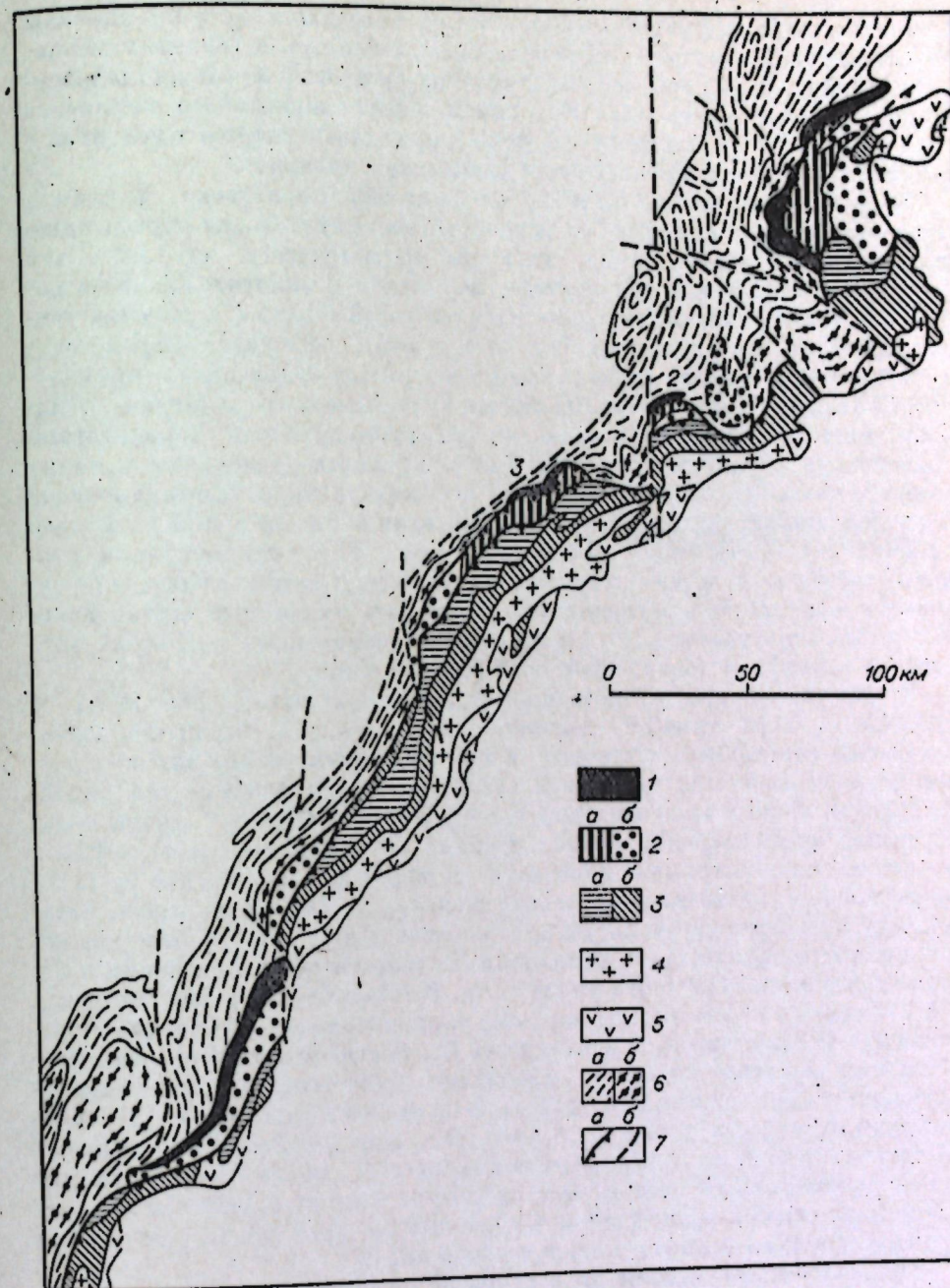


Рис. 31. Вероятные соотношения трех офиолитовых формаций на Полярном Урале (Добрецов, 1974б).

1 — метаофиолитовая формация высоких давлений (гранатовые перидотиты и пироксениты, омфакиты, глаукофановые и лавсонит-глаукофановые метабазациты); 2 — офиолитовая формация средних давлений (а — гипербазиты, несколько условно, б — западная дунит-лерцолит-метагаббро-поритовая формация); 3 — офиолиты низких давлений (а — гипербазиты дунит-гарцбургитовой формации, включая дайковый комплекс диабазов; б — дунит-верлит-клинопироксенит-эвкритовая формация, включая дайковый комплекс диабазов); 4 — плагногранит-тоналитовая серия (собольский комплекс); 5 — вулканогенно-осадочные толщи докембрия западного склона (а — рифты «Сенгенклин» О—D; б — метаморфические породы докембрия западного склона и ее аналоги); 6 — гнейсо-амфиболитовые толщи; 7 — дайки (а) и разломы (б).

I тип офиолитов, включающий дунит-верлит-клинопироксенит-габбровую формацию и габбро-диабазовый дайковый комплекс, складывался при низких давлениях как на ранней, магматической, стадии (форстерит-анортитовая фация), так и при последующих метаморфических процессах, включившая «метаморфизм погребения». Эти офиолиты слагали фундамент вулкани-

ческого поднятия, формирование которого происходило в пределах окраины (?) океанической области в нижнем палеозое, возможно, в условиях расширения океанической коры на ранних стадиях (дайковый комплекс) и завершилось возникновением Собского плагиогранит-тоналитового комплекса в силуре (?). Обнаруживается сходство пород этого разреза офиолитов с ксенолитами в лавах курильских и камчатских вулканов.

Вторая дунит-лерцолит-вебстерит-метагаббро-норитовая формация формировалась при повышенных давлениях, соответствующих образованию шпинель-пироксеновой фации, уже на магматической стадии, о чем могут свидетельствовать шпинельные лерцолиты и эклогитоподобные породы с реакционными структурами магматической стадии (?). Как мы увидим ниже, эти особенности свойственны многим офиолитовым разрезам, характеризующим более глубоко погруженный (по сравнению с предыдущим) офиолитовый фундамент (на склоне вулканического поднятия ?). Наконец, метаофиолитовая формация с гранатизированными перидотитами и эклогитами характеризуется еще более высокими давлениями и может соответствовать фундаменту желобов. Эта модель была сформулирована Н. Л. Добрецовым на симпозиуме по офиолитам в Москве в 1973 г., а затем опубликована (Добрецов, 1974б). На рис. 31 подчеркиваются различия составов и строения трех наджитых друг на друга пакетов (трех-типпность офиолитового фундамента), тогда как возрастные соотношения трактуются неоднозначно, хотя и отмечается возможность докембрийского возраста метаофиолитовой серии высоких давлений.

В настоящее время, по мнению А. П. Казака и Н. Л. Добрецова, не исключается более древний, докембрийский возраст II (дунит-лерцолит-пироксенит-метагаббро-норитового) и III (метаофиолитового высоких давлений) типов офиолитов, которые могут служить фундаментом для рифейских вулканогенных толщ западного склона Урала и Тимана *. Основанием для такого предположения служат древние (800—1500 млн. лет) цифры в малыкском и марункеуском комплексах и рифейский возраст (по геологическим данным) метабазальтов ириновской серии. Последние имеют океанический или переходный характер (Белоусов и др., 1976) и, несомненно, должны иметь офиолитовый фундамент. Вопрос только в выделении и однозначной диагностике этого фундамента. В таком случае различие между II и III типами может носить характер второстепенных латеральных различий или метаморфической зональности (?). В любом случае условия формирования нижнепалеозойских офиолитов, включающих дунит-перлит-клинопироксенит-эвкритовую, дайковую и тоналитовую серии, были совершенно отличными от тех, в которых слагался рифейский офиолитовый фундамент. Чешуи этого фундамента (см. рис. 31) могли быть выдвинуты или на докембрийской стадии, или, скорее, в палеозое вместе с пластиной нижнепалеозойских офиолитов и «оторваны» от края новообразованного нижнепалеозойского рифта с океанической корой.

Дальнейшее обсуждение этих вопросов на более широком материале приводится в главе 7.

Часть II

ЗАПАДНЫЙ САЯН

* Следует отметить, что границы эвгеосинклинальных (вулканогенных) зон в рифее и нижнем палеозое на севере Урала не совпадают.

ОФИОЛИТЫ И ГЛАУКОФАНОВЫЕ СЛАНЦЫ ЗАПАДНОГО САЯНА И КУРТУШИБИНСКОГО ПОЯСА

Западный Саян располагается на другом конце крупного Урало-Монгольского пояса палеозонид (точнее, рифейско-палеозойских складчатых сооружений), который протягивается через всю Северную и Центральную Азию (см. врезку к рис. 1). На тектонических схемах он обычно относится к каледонидам Алтае-Саянской области, хотя, несомненно, включает в себя образования рифейского (байкальского) цикла. Несмотря на большую удаленность, Полярный Урал и Западный Саян в целом, и особенно локализованные в них офиолиты, обнаруживают много общего.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Офиолиты в Западном Саяне образуют три самостоятельные пояса (или ветви) — Северо-Саянский, Борусский и Куртушибинский (Пигус, Кузнецов, Волохов, 1958; Добрецов, Пономарева, 1976; Еремеев, Сибилев, 1974).

Северо-Саянский и Куртушибинский пояса образуют почти непрерывную дугу по северному и юго-западному обрамлению дугообразной структуры Западного Саяна, а Борусский причленяется кулисообразно к Северо-Саянскому поясу, отделяясь от него выступом метаморфических пород (рис. 32).

В строении всех трех поясов принимают участие три крупные серии генетически связанных пород, разделенные тектоническими контактами или поверхностями несогласий:

1. Метаморфическая джебашская серия, подразделяемая по составу на 2 или 3 части (свиты), а по степени метаморфизма — на 3 зоны;

2. Офиолитовая серия; нижняя часть — гипербазиты и габброиды субслонетого строения; верхняя — чингинская кремнисто-базальтовая толща, возраст которой, скорее всего, венд (возможно, с элементами S_1);

3. Вулканогенно-флишоподная серия кембрийского возраста, которая начинается с вулканогенных андезит-базальтовых (и нестрога состава) толщ терешкинской, нижне- и верхнемонокской свит, а завершается кремнисто-флишоподными толщами (аласугская и др. свиты). В целом эта серия имеет островодужный характер и с несогласием перекрывает офиолитовую. В ряде мест базальные конгломераты содержат обломки всех пород офиолитовой серии.

Взаимоотношения метаморфической и других серий повсеместно тектонические, поэтому существует несколько вариантов их сопоставления. Больше данных за то, что метаморфическая серия имеет дочингинский (раннерифейский) возраст. Соответствующие варианты будут обсуждены ниже.

Верхнекембрийские (арбатская и другие свиты) и нижнеордовикские отложения тесно связаны с аласугской серией, но в ряде мест между ними

Рис. 32. Офиолитовые пояса Западного Саяна. Офиолитовая серия (1) — гипербазиты и габброиды, 2 — чингинская кремнисто-базальтовая толща (Rf); джебашская метаморфическая серия, зеленостанная (3) и высокотемпературная (4) зоны; 5 — глаукофановые сланцы (акольская формация и ее аналоги); 6 — нижнекембрийские вулканогенные толщи (андезит-базальтовые и смешанного состава); 7 — ишкитинско-аласугская (Стр.) и нижнеордовикская туфогенно-флишоподная серия; 8 — средне-верхнекембрийские гранитные толщи (майский комплекс и др.); 9 — позднеордовикский — раннесилурийский эваж (включая гранитоиды борусского пояса); 10 — наложенные вулканогенные и угленосные прогибы (D_1 — S_1); 11 — границы распространения кембрийских гранитоидов (а); 12 — участки Куртушибинского пояса (4—3), показанные на рис. 33, 34 и 40, и Борусского (4,3) (см. также на рис. 41 и 42).



отмечается несогласие, смена характера осадконакопления и внедрение диоритов и плагиигранитов майнского и тануольского комплексов. Граница распространения этих гранитоидов оконтуривает область, в центральной части которой находится Куртушибинский офиолитовый пояс, лишенный кембрийских гранитоидов. К среднему — верхнему ордовика относится гранодиорит-плагиигранитный большепорожский комплекс (на рис. 32 не показан).

Верхнесилурийские, девонские и каменноугольные отложения образуют верхний структурный этаж, в форме наложенных мульд несогласно перекрывая все нижележащие отложения. Пространственно и генетически с ними тесно связаны плитообразные гранитные интрузии джойского комплекса (D_3-C_1). Возможно, они комагматичны кислым вулканитам этого этажа.

Стратиграфия и тектоника древних толщ в Западном Саяне рассмотрена во многих публикациях. Среди них можно отметить работы А. Г. Сивова (1953), Л. П. Зоненшайна (1963), И. Н. Казакова (1961), М. А. Черноморского (1967), Н. Н. Хераскова (1975), А. П. Щеглова (1967, 1969). Конечно, осталось много дискуссионных вопросов, что связано с недостаточной облаженностью и изученностью этого района (только небольшая часть территории покрыта съемкой масштаба 1 : 50 000). Ранние исследования по гипербазитам были обобщены в известной монографии Г. В. Пинуса, В. А. Кузнецова, И. М. Волохова (1958). Все же наименее изученными остаются две вышепозванные нижние серии. В то же время метаморфическая и офиолитовая серии являются ключевыми для познания геологического строения и истории района. В последние годы получены новые детальные материалы: джебашская серия специально изучалась В. П. Коробейниковым (1971), чингинская свита офиолитовой серии — В. М. Исаковым (1974); Куртушибинский пояс покрыт съемкой масштаба 1 : 50 000 (Я. В. Сарбаа и др.), часть офиолитов Куртушибинского пояса детально изучалась в связи с их асбестоносностью А. К. Сибилевым и др. (Еремеев, Сибилев, 1969, 1970, 1974); дополнительные исследования в Куртушибинском и Борусском поясах были проведены авторами в 1973—1975 гг. (в 1975 г. — Н. Л. Добрецовым совместно с А. К. Сибилевым и П. П. Кузнецовым). С учетом более ранних работ одного из авторов по Борусскому поясу (Добрецов, 1962, 1963) и данных предыдущих исследователей эти материалы и наши данные петрографо-минералогических исследований позволили достаточно детально охарактеризовать офиолиты Западного Саяна.

Куртушибинский и Борусский офиолитовые пояса различаются по своему составу и строению, поэтому мы рассмотрим их отдельно. Северо-Саянский пояс изучен пока недостаточно. В первом приближении он более сходен с Борусским, однако, здесь габбро-гипербазитовые члены офиолитовой серии распространены реже; чингинская свита имеет более кремнистый, менее базальтоидный характер разреза, встречаются фосфориты; наоборот, в Борусе только локально распространены андезиты и кислые эффузивы, грубообломочные породы (аналоги арбатской свиты и др.); менее широко встречаются плагииграниты, сопоставимые с таковыми майнского комплекса Северо-Саянского пояса. По-видимому, Северо-Саянский пояс представляет собой типичную островную дугу, по крайней мере в течение кембрия (см. ниже). Сопоставление всех поясов будет дано в заключении главы 6.

КУРТУШИБИНСКИЙ ПОЯС

Куртушибинская ветвь Западно-Саянского пояса и Западно-Тувинский пояс, выделявшиеся Г. В. Пинусом, В. А. Кузнецовым, И. М. Волоховым (1958), объединяются другими авторами (Еремеев, Сибилев, 1974) в еди-

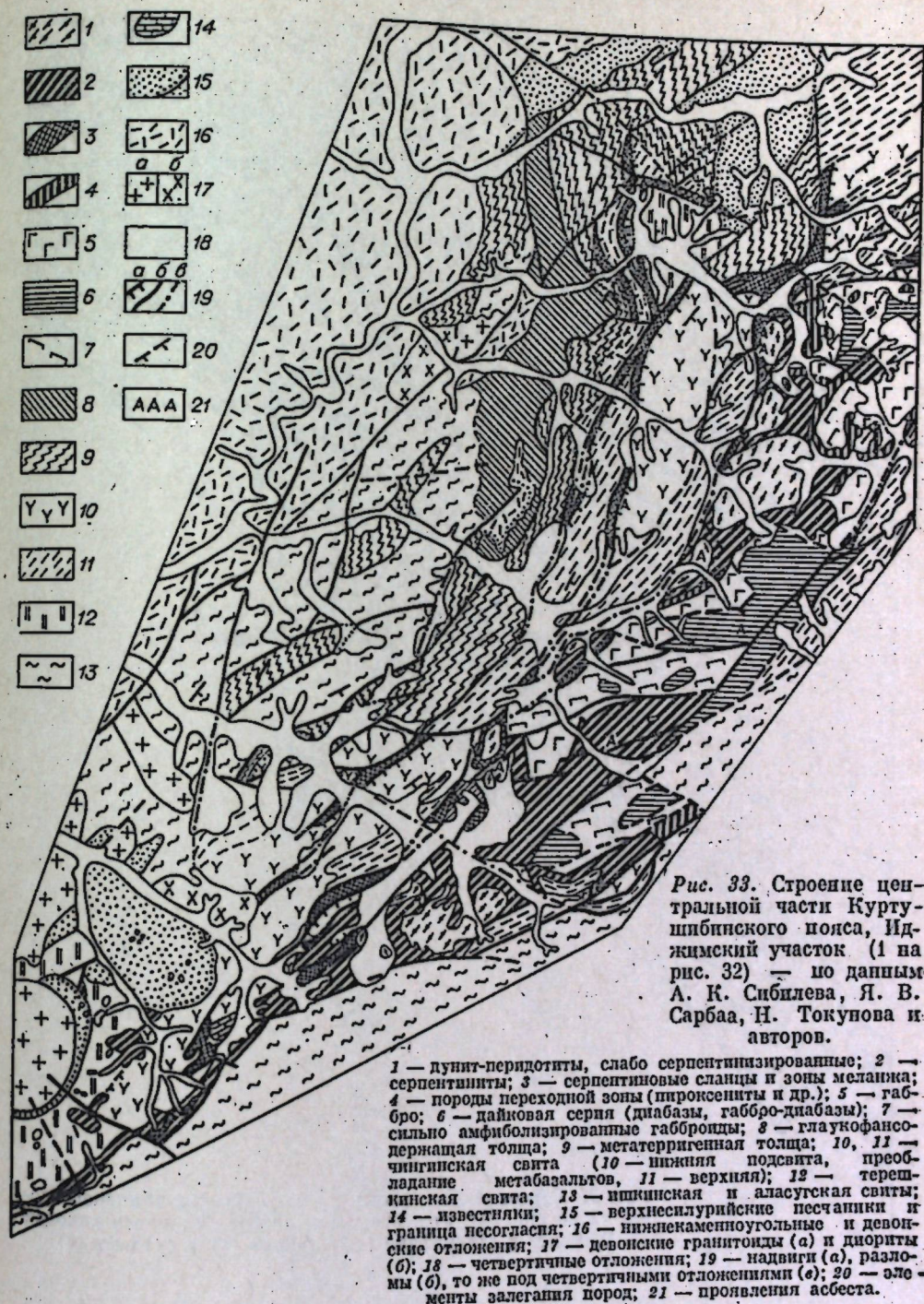


Рис. 33. Строение центральной части Куртушибинского пояса, Иджимский участок (1 на рис. 32) — по данным А. К. Сибилева, Я. В. Сарбаа, Н. Токунова и авторов.

1 — дунит-перидотиты, слабо серпентинизированные; 2 — серпентиниты; 3 — серпентиновые сланцы и зоны меланжа; 4 — породы переходной зоны (пироксениты и др.); 5 — габбро; 6 — дайковая серия (диабазы, габбро-диабазы); 7 — сильно амфиболизированные габброиды; 8 — глаукофаносодержащая толща; 9 — метатерригенная толща; 10, 11 — чингинская свита (10 — нижняя подсвита, преобладание метабазальтов, 11 — верхняя); 12 — терешкинская свита; 13 — ишинская и аласутская свиты; 14 — известняки; 15 — верхнесилурийские песчаники и граница несогласия; 16 — нижнекембрийские и девонские отложения; 17 — девонские гранитоиды (а) и диориты (б); 18 — четвертичные отложения; 19 — наадиги (а), разломы (б), то же под четвертичными отложениями (а); 20 — элементы залегания пород; 21 — проявления асбеста.

ный Саяно-Тувинский гипербазитовый пояс или подразделяются на Куртушибинский, Аргалыктинский, Актотракский. Мы рассмотрим часть этого пояса (поясов) в пределах Куртушибинского хребта (до р. Енисей), и поэтому используем название Куртушибинский пояс. В большинстве предыдущих работ (Пинус, Кузнецов, Волохов, 1958; Еремеев, Сибилев, 1974; Херасков, 1975) гипербазиты и габброиды пояса относились к разным интрузивным комплексам: гипербазиты — к актотракскому, габброиды — к куртушибинскому. Считалось, что комплексы разделены перерывом, но имеют близкий внутрикембрийский возраст на основании их тесной пространственной ассоциации с чингинской свитой, возраст которой при-

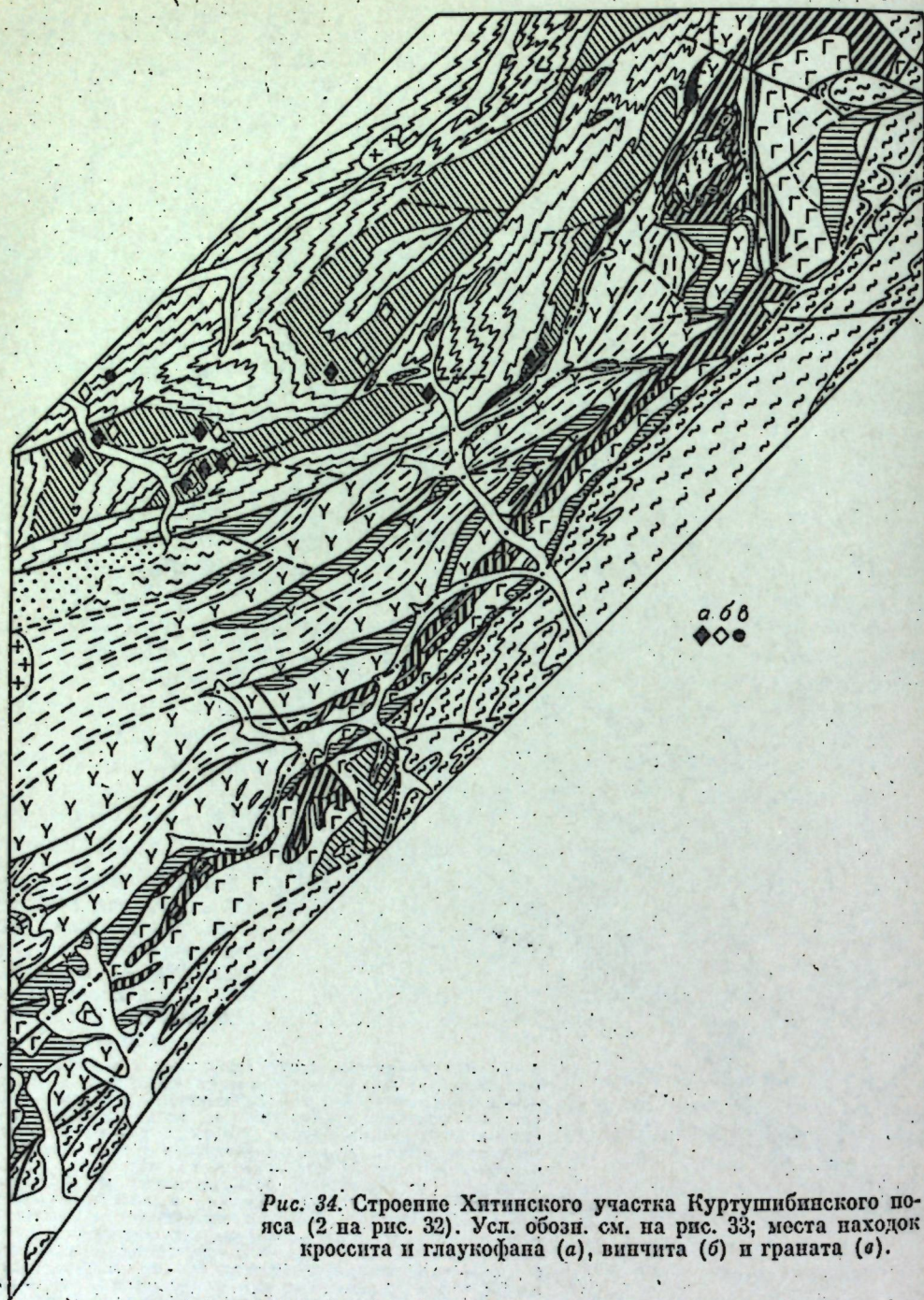


Рис. 34. Строение Хитинского участка Куртушибинского пояса (2 на рис. 32). Усл. обозн. см. на рис. 33; места находок кроссита и глаукофана (а), винчита (б) и граната (в).

мался в пределах нижнего кембрия. По новым данным (Ярошевич, 1971; Коробейников, 1971; Исаков, 1974), ее возраст, скорее, верхний рифей — венд, возможно, лишь с элементами нижнего кембрия. По нашим данным, приведенным ниже, гипербазиты, габброиды (включая габбро-диабазовый дайковый комплекс) и породы чингинской свиты образуют единую офиолитовую серию субслонистого строения. Взаимоотношения гипербазитов и габбро одновременно субслоистые и интрузивные (с более поздним образованием габбро), а интрузивные контакты гипербазитов и габбро с породами чингинской свиты нигде достоверно не установлены. За контактовыми явлениями («габбронизация пироксенитов») принимались детали внут-

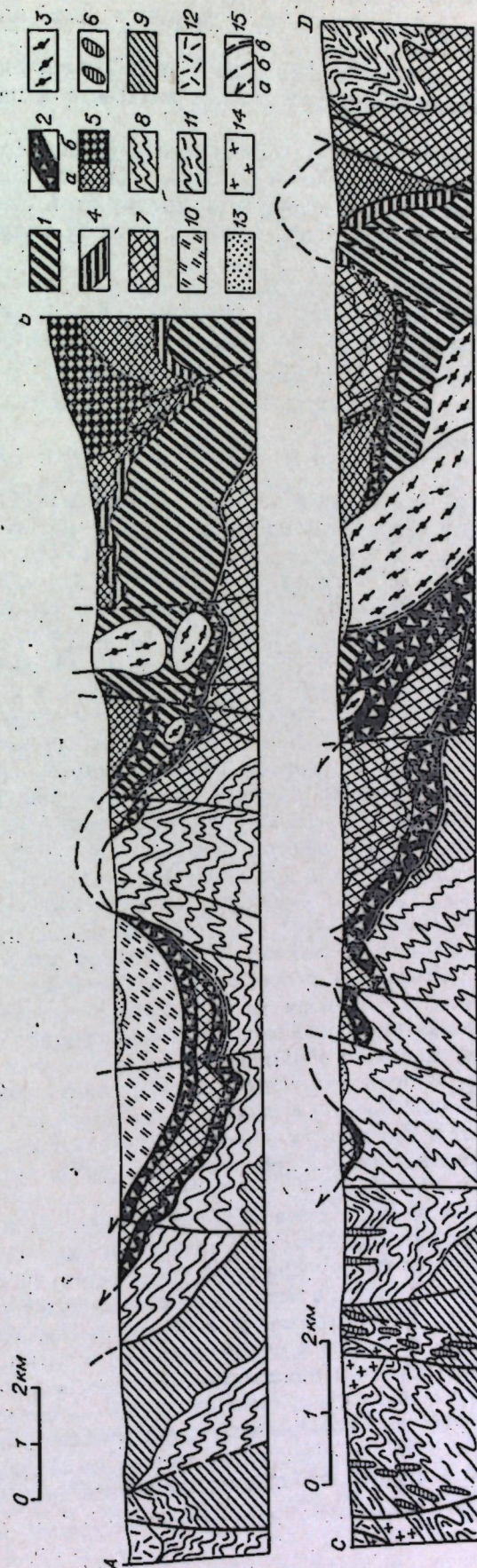


Рис. 35. Разрезы через Куртушибинский пояс по линиям АВ (р. Коярд — лев. исток Коярда) и СД (р. Идрим, см. рис. 33).

1 — перидотиты, аноптеридитовые серпентиниты; 2 — зоны меланжа; 3 — перидотиты, слабо серпентинизированные; 4 — пироксениты (переходная зона); 5 — габброиды (а) и диабазы (б); 6 — дайки габбро-диабазов; 7 — чингинская свита (КГ, — V); 8 — хибарская свита (слабо серпентинизированная); 9 — аноптеридиты (глаукофановые сланцы); 10 — терригенная (аццугутская) свита; 11 — ишигинская и аласутская свиты; 12 — девонские и каменноугольные отложения; 13 — четвертичные отложения; 14 — девонские граниты (диоритический комплекс); 15 — надвиги (а), разломы (б), разломы в серпентинитах сопровождающиеся брекчированием (в).

ренного строения дайкового комплекса, которые повсеместно в виде полосы или свиты отделяют габброиды от эффузивно осадочных пород чингинской свиты (см. ниже).

В северной половине Куртушибинского (Саяно-Тувинского) офиолитового пояса четко обособляются три зоны (с юго-востока на северо-запад, рис. 33 и 34):

1. Главное тело офиолитов с относительно ненарушенным разрезом;
2. Чингинская свита с «полосами» меланжа, фиксирующими в целом надвиги и складчатость — покровную структуру этой зоны;
3. Метаморфические сланцы с прерывистой полосой глаукофановых сланцев.

Строение этих зон показано также на разрезе рис. 35. В юго-западной части пояса главное тело отсутствует, а соотношение чингинской свиты и глаукофановых сланцев несколько иное (см. рис. 32). Примером служит участок по рекам Урбун и Акол (см. ниже, рис. 40).

Главное тело офиолитов

Оно сложено преимущественно гипербазитами, габбро и габбро-диабазам и простирается почти непрерывно от верховьев р. Амыл до долин рек Иджим и Узюп на 250 км в виде полосы шириной 0,5—10 км. При этом и гипербазиты, и габбро, и габбро-диабазовый дайковый комплекс прослеживаются в виде почти непрерывных параллельных полос (см. рис. 33, 34). Расширение полосы гипербазитов с «ядрами» слабо измененных перидотитов устанавливается в трех участках (блоках, по А. К. Сибилеву) — Иджимском, Орешском (с Коярдским и Орешским ядрами) и Кызыр-Бурлюкском (на севере, см. рис. 34). Раньше эти участки предполагались как изолированные массивы. При более детальном картировании выяснилось, что они соединяются в непрерывную полосу длиной 250 км. Между раздувами гипербазитов располагаются расширения габброидов, особенно дайковой серии габбро-диабазов. Эту структуру пояса можно трактовать как чередование относительно поднятых (с перидотитовыми «ядрами») и опущенных (габброидных) участков (Еремеев, Сибилев, 1969, 1970) либо как опрокинутую антиклинальную складку. Сохранившаяся ядерная часть такой складки образует раздувы гипербазитов, причем в северном, Кызыр-Бурлюкском, и частично в Коярдском участках видно замыкание складки с обтеканием гипербазитов габброидами и габбро-диабазам (см. рис. 33, 34). Большая часть западного лежачего крыла складки сорвана по контактному разлому, и только опрокинутые залегания большинства пород западного обрамления главного тела подтверждают это предположение. Субслоистое трехчленное строение главного гипербазитового тела (см. рис. 33—35) выявлено в процессе детальных поисково-съемочных работ в Иджимском «массиве» (участке) главного тела А. К. Сибилевым (Еремеев, Сибилев, 1969, 1970, 1974) и схематически показано на разрезах (см. рис. 35).

Наиболее отчетливо общий разрез офиолитов обнажен в верховьях р. Коярд (разрез АВ на рис. 35). Нижняя, гипербазитовая часть максимальной мощностью более 3 км сложена преимущественно апогарцбургитовыми серпентинитами, в которых в виде «ядер» сохраняются реликтовые тела относительно свежих перидотитов. В северной части Иджимского «массива», в Коярдском и Орешском ядрах (разрез АВ) они представлены полосчатым дунит-гарцбургитовым комплексом. Южнее, в долине р. Иджим (разрез СД), полосчатость в «ядрах» перидотитов менее отчетливая, здесь присутствуют в основном неоднородные гарцбургиты с содержанием ортопироксена от 5 до 30%. В целом среди перидотитов преобладают гарцбургиты (с переходами в дуниты либо обогащенные ортопироксеном гарцбургиты).

Взаимоотношения гипербазитов и габброидов в разрезе офиолитов несут признаки, с одной стороны, интрузивного контакта и более позднего образования габброидов, с другой — субслоистого залегания габбро выше гипербазитов с «переходной зоной» между ними. В пользу перроксенитов в гипербазитах, наличие и характер «переходной зоны» (см. ниже), а также ориентировка полосчатой (слоистой) структуры в дунит-гарцбургитах, которая как будто не соответствует контакту с габброидами вблизи Коярдского и Орешского «ядер»; в пользу второго — залегание габброидов только в юго-восточном висячем боку главного тела (при общем его падении к юго-востоку под углами 45—50°, что отчетливо устанавливается по геофизическим и геологическим данным), почти повсеместное падение элементов планпараллельной текстуры габброидов также к юго-востоку под углами 40—60°, залегание габброидов между гипербазитами и габбро-диабазовым дайковым комплексом (см. ниже), широкие поля пород «переходного слоя» в местах пологого контакта с гипербазитами.

Общий разрез офиолитов, составленный на основании рис. 33—35 и детальных наблюдений, представляется в следующем виде (рис. 36):

I. Дунит-гарцбургитовый комплекс струйчато-полосчатого строения, обусловленного неоднородным распределением ортопироксена с жилками пироксенитов и родингитизированных габбро. Мощность более 3 км;

II. Переходная пироксенитовая зона брекчиевидно-полосчатого строения (0,2—0,3 км). В нижней части (см. рис. 36, IIa) преобладают верлиты, реже троктолиты и габбро-пориты с линзами и угловатыми включениями нижележащих гарцбургитов и дунитов (IIb); верхняя имеет габбро-клинопироксенитовый состав. Многие участки в переходном слое и особенно жилы клинопироксенитов и габбро в серпентинитах родингитизированы;

III. Полосчато-такситовые эвкритовые габбро неравномерно, но почти повсеместно уралитизированы в отличие от родингитизации в нижележащих «слоях». Мощность 1—1,5 км. Строение габбро и переходного слоя отражает сложную картину магматического этапа взаимодействия базитовой магмы и гарцбургитового субстрата, а также двухэтапный метаморфизм и биметасоматоз (на контактах гипербазитов и габбро).

IV. Габбро-диабазовый дайковый комплекс (1,5—2 км).

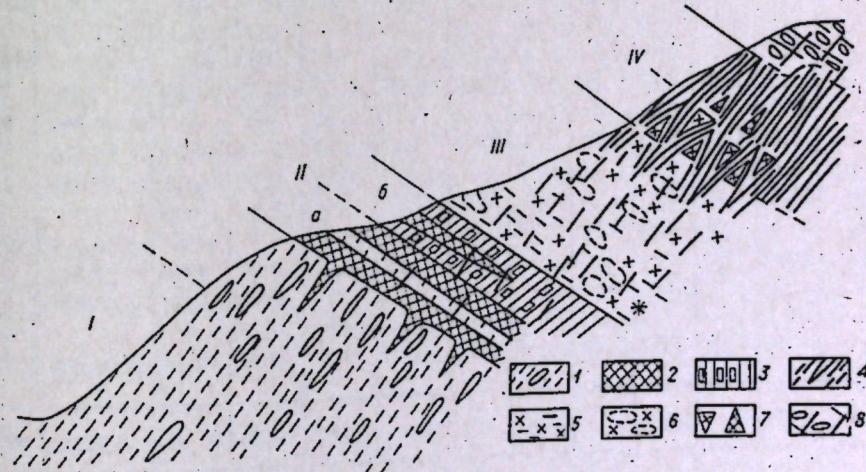


Рис. 36. Схематические обобщенные разрезы офиолитов Куртушибинского пояса.

1 — струйчато-полосчатые гарцбургиты с линзами верлитов; 2 — верлиты и пироксениты; 3 — троктолиты, клинопироксениты с ксенолитами перидотитов; 4 — комплекс параллельных даек и отдельные дайны габбро-диабазов; габбро полосчатые (5) и такситовые (6); 7 — ксенолиты габбро и пироксениты; 8 — подушечные лавы и туфы.

Рассмотрим подробнее состав и строение выделенных частей («слоев») главного тела офиолитов.

Гипербазиты представлены серпентинизированными перидотитами, сохраняющимися в вышеупомянутых «ядрах», и разнообразными серпентинитами. Среди первых (т. е. первичных пород) резко преобладают гарцбургиты, которые в Иджимском блоке характеризуются неравномерными сгущениями ортопироксена (от 5 до 35%) со слабо проявленной грубой полосчатостью, в Кызыр-Бурлюкском «ядре» — струйчато-полосчатым расположением зерен ортопироксена (фото 8) при содержании его в среднем около 10—15%. В Орешском и Коярдском «ядрах» присутствует полосчатый и сетчатополосчатый дунит-гарцбургитовый комплекс. В орешском «ядре», по данным А. К. Сибилева (Еремеев, Сибилев, 1969), намечается зональность: в краевой части ядра наблюдаются редкие жилообразные тела дунитов мощностью не более 4 м и протяженностью 20—60 м, по мере приближения к центру количество дунитов увеличивается, и в самом центре гарцбургиты и дуниты образуют чередующиеся полосы мощностью от сантиметров до 90 м с преобладанием здесь дунитов. Границы дунитов и гарцбургитов бывают ровные и резкие, извилистые и постепенные. Иногда вблизи контактов образуются крупные скопления и отдельные кристаллы ортопироксена, и порода приобретает пегматоидный облик. Наблюдаются также оторочки (мощностью до 60 см) гарцбургитов, обогащенных ортопироксеном.

В удалении от полосчатого комплекса среди гарцбургитов, содержащих до 5% клинопироксена, появляются (в подчиненном количестве) лерцолиты, содержащие 5—10% моноклинного пироксена. По мнению

Химические анализы офиолитов

Оксид	Гипербазиты						Переходная зона						Габ	
	дуниты		гарцбургиты		лерцолиты		верлит	вебстерит 51	плагиоклаз-клинопироксенит 52	неоднородное габбро 52а	троктолиты	диопсид-анортитовые		
	х	с	х	с	х	с	х				х	х	х	х
SiO ₂	37,9	1,41	40,0	1,40	41,5	0,65	39,9	49,9	52,9	49,1	45,9	43,3		
TiO ₂	0,02	0,02	0,02	0,05	0,01	—	0,03	—	0,30	0,30	0,15	0,06		
Al ₂ O ₃	0,57	0,19	0,86	0,33	1,28	0,26	1,56	2,05	3,80	17,1	15,5	19,6		
Fe ₂ O ₃	1,91	1,26	2,18	1,14	2,50	0,96	0,05	3,57	0,98	1,37	2,41	2,35		
Cr ₂ O ₃	0,35	—	0,36	—	0,30	—	0,33	0,08	—	—	0,09	0,06		
FeO	5,69	1,14	5,67	1,20	5,64	1,08	6,85	1,31	7,41	4,54	6,80	4,02		
MnO	0,09	—	0,10	—	0,11	—	0,13	0,13	0,14	0,11	0,13	0,11		
MgO	44,4	1,75	42,7	1,20	40,4	0,93	40,8	21,9	17,1	8,38	12,1	9,05		
CaO	0,53	0,28	0,85	0,53	1,66	0,66	3,49	18,8	14,1	14,8	12,2	16,1		
Na ₂ O	—	—	—	—	—	—	0,15	0,03	0,36	1,50	1,31	1,55		
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	Сл.	0,06	0,02	0,11	0,17		
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—	0,05	—	—	—		
П. п. п.	7,90	1,85	6,93	2,13	6,07	1,47	6,06	2,22	2,15	2,10	3,50	3,31		
Сумма	99,36		99,67		99,47		99,35	99,99	99,35	99,32	100,20	99,88		
Число анализов	16		29		7		8				4	7		

Примечание. Гипербазиты, габбро и метабазиты чингинской свиты (в целом) — по данным А. К. Сибилева.

А. К. Сибилева, дунит-гарцбургитовый полосчатый комплекс тяготеет к нижней части разреза гипербазитов, лерцолит-гарцбургитовый — к верхнему. В этом случае Коярдское и Орешское «ядра» характеризуются максимальным эрозийным срезом, а Иджимское (и промежуток между ними) — типичных минералов из них приведены в табл. 23 и 24.

В целом породы близки к дунит-гарцбургитовой формации Полярного Урала, отличаясь только несколько более низкими содержаниями хромшпинелидов и соответственно Al и Cr. Согласно тем же данным А. К. Сибилева, вверх по разрезу нарастает железистость и уменьшается отношение MgO/SiO_2 , но это связано, по его мнению, преимущественно с повышенной серпентинизацией верхних частей. В дунитах присутствуют оливин с железистостью около 8% (по оптическим свойствам), единичные кристаллы энстатита и акцессорный хромшпинелид (см. табл. 24, обр. 1485, 26144). Хромит из дунитов наиболее богат Cr_2O_3 (62—64,4%) и содержит всего 4,5—5,5 Al_2O_3 , очень сходен с хромитом, включенным в алмазы (Н. В. Соколов, 1974; см. также гл. 7).

Гарцбургиты и лерцолиты по составу минералов существенно не отличаются и содержат оливин с железистостью 9—10% (см. табл. 24), ортопироксен с железистостью 7—9% и хромшпинелид с содержанием 49—50% Cr_2O_3 и 19—26% Al_2O_3 . Акцессорный хромшпинелид в гарцбургитах и дунитах в целом более хромистый, чем в аналогичных породах Полярного Урала (см. гл. 7), что коррелируется с более низким содержанием Al_2O_3 в породах. В образце 73 клинопироксен отсутствует, в лерцолитах (и гарцбургитах с клинопироксеном) он, по предварительным данным, беден

Таблица 23

Куртушибинского пояса

бро		Дайковый комплекс								Метабазиты чингинской свиты			
экспр-ты	кварцевые	в целом		микрогабро 53б	диабазы		диабазовый порфирит 54а	в целом	в целом	р. Коярд			
		х	с		52в	53в		х	с	х	с		
49,2	51,1	46,21	2,93	55,3	53,7	53,2	55,5	54,0	49,0	3,16	46,8	2,95	
0,30	1,52	0,30	0,10	0,30	0,38	0,40	0,50	0,61	2,15	0,74	2,59	1,01	
19,1	18,2	18,35	3,16	9,10	11,4	15,4	16,3	13,7	14,0	1,56	15,5	0,77	
3,60	1,57	2,56	1,71	1,81	0,47	1,33	2,24	1,45	2,02	0,96	3,90	2,70	
0,04	0,02	0,06	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
3,90	5,56	4,83	1,54	6,66	7,57	6,50	5,98	8,15	9,77	1,68	8,15	2,55	
0,11	0,10	0,11	0,03	0,14	0,07	0,14	—	0,10	0,17	—	0,18	0,03	
5,65	5,77	8,58	2,67	11,9	10,1	7,64	5,56	7,79	6,69	2,29	5,90	2,02	
10,6	8,97	13,05	2,17	10,3	9,59	9,70	8,89	7,55	7,15	2,13	7,64	2,33	
3,09	3,62	2,10	0,83	1,25	2,35	2,30	2,00	2,00	2,23	0,89	3,64	0,55	
0,30	1,10	0,30	0,16	0,08	0,07	0,24	0,06	0,13	0,97	0,77	0,57	0,42	
—	—	—	—	0,18	0,09	0,09	0,04	0,12	0,16	—	0,30	0,13	
2,60	1,72	3,00	0,71	1,90	3,50	2,20	2,30	3,52	4,48	1,48	4,72	1,41	
99,49	99,25	99,45		99,92	99,29	99,14	99,37	99,12	10,79	—	99,89	—	
4	2	17						6	45		7		

А. К. Сибилева, остальные — наши данные; образцы 51—54а относятся к одному разрезу по

Особенности серпентинизации и ассоциирующей минерализации в аллометаморфических серпентинитах зависят от потенциала CO_2 и коррелируются как с региональным метаморфизмом вмещающих пород, так и с образованием родингитов (по крайней мере, низкотемпературных).

Так, в обрамлении Орешком и Коярдском «ядер», в частности, в описанном разрезе по р. Левый Коярд, в серпентинитах отсутствуют или редки карбонаты, но обычен брусит; серпентинизация сопровождается незначительным количеством магнетита, здесь же наблюдаются многочисленные тела родингитов, реже — тремолитов в серпентинитах, а также сульфиды, арсениды железа, никелевый пентландит, орегонит и маухерит (Еремеев, Сибилев, 1970). В более южной части массива, например, в разрезе по р. Иджим (разрез СД на рис. 35), в серпентинитах широко распространен карбонат, еще больше магнетита, в зонах разломов появляются тальк-карбонатные породы и листвениты, а родингиты, как правило, отсутствуют. В «переходном слое» здесь лучше сохраняются троктолиты, габбро-пориты. Таким образом, при серпентинизации растворами, бедными CO_2 и относительно восстановленными, CaO из гипербазитов (в количестве 0,9—1,7%) выносятся и фиксируются в глиноземистых породах, образуя жилы родингитов внутри серпентинитов за счет габбро или тектонических ксенолитов вмещающих базальтов, а также сеть жил вторичных пироксенитов (диаллагитов); родингитов и родингитизированных пород вдоль контакта и за счет «переходного» слоя.

Габброидная часть разреза офиолитов Куртушибинского пояса начинается, как обычно, с переходной зоны, представленной сложным сочетанием дунитов, перидотитов, верлитов, пироксенитов, троктолитов и габбро. Она имеет, как отмечалось выше, брекчиевиднополосчатое строение, т. е. в отличие от Полярного Урала более отчетливо проявлены реликтовость тел перидотитов и реакционные соотношения с пироксенитами и габброидами, менее — полосчатость пород. Наиболее четко строение этой зоны видно в разрезах в верховьях р. Коярд (АВ на рис. 35): многочисленные линзы и угловатые блоки-ксенолиты перидотитов и дунитов, интенсивно резорбируемых и замещаемых верлитами и пироксенитами. На рис. 37 показаны разные формы и стадии такого замещения — от системы жил пироксенитов среди перидотитов до роя мелких обломков дунит-перидотитов среди верлитов и пироксенитов. Непосредственно к дунит-перидотитам всегда примыкает зона верлитов и вебстеритов, содержащих два пироксена, затем оливковые клинопироксениты без ортопироксена ($\pm$ измененный плагиоклаз), наконец, троктолиты, дающие постепенные переходы к диопсид-анортитовым габбро.

В верхней половине переходной зоны преобладают клинопироксениты и диопсид-анортитовое габбро. Породы обнаруживают грубую полосчатость и неравномерно родингитизированы. Таким образом, в переходной зоне преобладают клинопироксениты с линзовидными телами перидотитов и габбро. Такой характер переходная зона сохраняет и в других местах, но и в бассейне р. Хут она интенсивно серпентинизирована и менее четко отделяется от собственно гипербазитов. Здесь переходная зона закартирована как серпентиниты с многочисленными линзами и полосами пироксенитов и габбро (см. рис. 34). Контактные клинопироксениты и верлиты содержат глиноземистую шпинель (обр. 42/73, табл. 24) в отличие от хромшпинелида в первичных перидотитах. В клинопироксене (в ассоциации со шпинелью) обнаружены повышенные количества TiO_2 и Al_2O_3 , а в клинопироксенах из вебстеритов и троктолитов (обр. 52, 52а) — минимальное количество CaO и, таким образом, они оказываются очень высокотемпературными. Соотношение $\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Mg})$ в них равно 0,30—0,34, что соответствует температуре около 1500°C (см. гл. 7). Они обнаруживают также зональность, причем «ядро» менее кальциевое и железистое (т. е. высокотемпературное). Высокотемпературность и зональность пироксенов свидетельствуют об их магматическом происхождении,

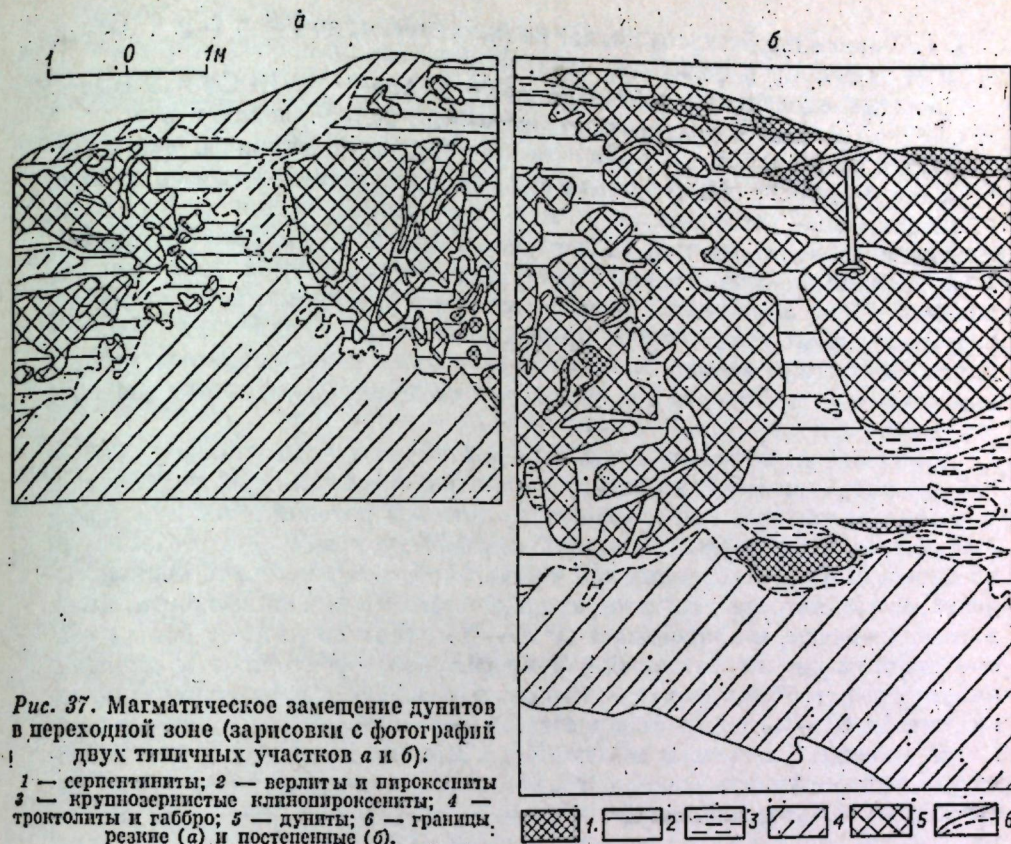


Рис. 37. Магматическое замещение дунитов в переходной зоне (зарисовки с фотографий двух типичных участков а и б).

1 — серпентиниты; 2 — верлиты и пироксениты; 3 — крупнозернистые клинопироксениты; 4 — троктолиты и габбро; 5 — дуниты; 6 — границы. разрезе (а) и постепенные (б).

т. е. соотношения, показанные на рис. 36, 37, представляют магматическое замещение, взаимодействие с очень высокотемпературной магмой.

Родингиты и родингитизированные породы образуются за счет жил и полос габбро в серпентинитах, а также в переходной зоне вблизи контакта или на контакте с перидотитами. Намечаются две группы родингитов — более высокотемпературные, сложившиеся до массовой аллометаморфической серпентинизации, и низкотемпературные, одновременные с серпентинизацией. В первых присутствуют везувиан, диопсид-салит, цоизит, редко Мп-цоизит (тулит),grossуляровый гранат, клинохлор (частью в поздних жилах). Во вторых — клиноцоизит, эпидот, тремолит, гранат grossуляр-андрадитовый, пренит, хлорит, редко диопсид. Гранат и везувиансодержащие родингиты чаще отмечаются в серпентинитах, здесь же найдены многочисленные будингованные тела нефритов и нефритоподобных тремолитовых пород. В переходной зоне преобладают цоизит-диопсидовые родингиты, а также цоизитизированные, пренитизированные, амфиболитизированные габбро.

Составы характерных минералов из родингитов приведены в табл. 24. Низкотемпературные родингиты образуются также за счет тектонических ксенолитов метабазальтов, включенных в серпентиниты вблизи тектонических контактов с чингиской свитой. Так, в районе Саянского месторождения хризотил-асбеста, по А. К. Сибилеву, характерна следующая зональность вокруг таких включений (в обобщенном виде):

1. Спилиты, диабазы ($\text{Ab} + \text{Хл} + \text{Акт} + \text{Стильп} + \text{Эп} + \text{Кцо} + \text{Ка} \pm \text{Кв}$);
2. Актинолит-альбитовая зона, замещающая зону 3 (до 2 м) ($\text{Акт} + \text{Ab} + \text{Стильп} + \text{Ка} + \text{Лейк}$);
3. Диопсид-альбитовая зона, 0,1—0,2 м ($\text{Ab} + \text{Ди} + \text{бурый Амф} + \text{Акт} \pm \text{Гр} \pm \text{Стильп}$; Ди 134 г., табл. 24);

4. Гранат-пироксеновая зона, не повсеместно, до 0,6 м (Гр + Сал + Кцо ± Аб; Гр и Сал 134Д, табл. 24);

5. Клинодоизитовая зона (Кцо + Хл + Акт + Пр + Сф или Кцо + Ди + Хл). Часто родингиты соответствуют только зонам 4 и 5.

Собственно габбро составляет большую верхнюю часть габброидного разреза. Макроскопически это полосчато-такситовые габбро, с такситовыми участками, обогащенными темновыми минералами, иногда с ксенолитами или маломощными линзами клинопироксенитов. Невыдержанная линзовидная полосчатость характерна для нижней части габбро, в верхней появляются более массивные, нередко мелкозернистые лейкогаббро, густо пронизанные жилами диабазов. Часто в одном обнажении можно наблюдать несколько разновидностей габбро, пересекающих друг друга и секущихся, в свою очередь, жилами диабазов (см. рис. 38).

Все габбро сильно изменены. Плагноклаз полностью замещен цоцзитом (± клинодоизитом) и (или) пренитом; пироксен, близкий к диопсиду, частично замещается светло-зеленой уралитовой роговой обманкой. Средний состав габбро (см. табл. 23) соответствует высокоглиноземистым кальциевым и магниальным габбро эвкритового типа с очень низкой железистостью, которые состоят преимущественно из клинопироксена, близкого к диопсиду, и плагноклаза № 70—90. Вверх по разрезу состав габбро закономерно меняется. Внизу преобладают троктолиты и диопсид-анортитовые габбро, вверху — эвкритовые габбро (с первичным плагноклазом Ап 60—70) и реже кварцсодержащего габбро. Последние превращены в альбит-цоцзитовые метагаббро, амфиболиты, иногда в них встречается куммингтонит. Таким образом, габбро и их метаморфические эквиваленты в Куртушибинском поясе очень сходны с габброидами восточной полосы Войкаро-Синьинского массива на Урале.

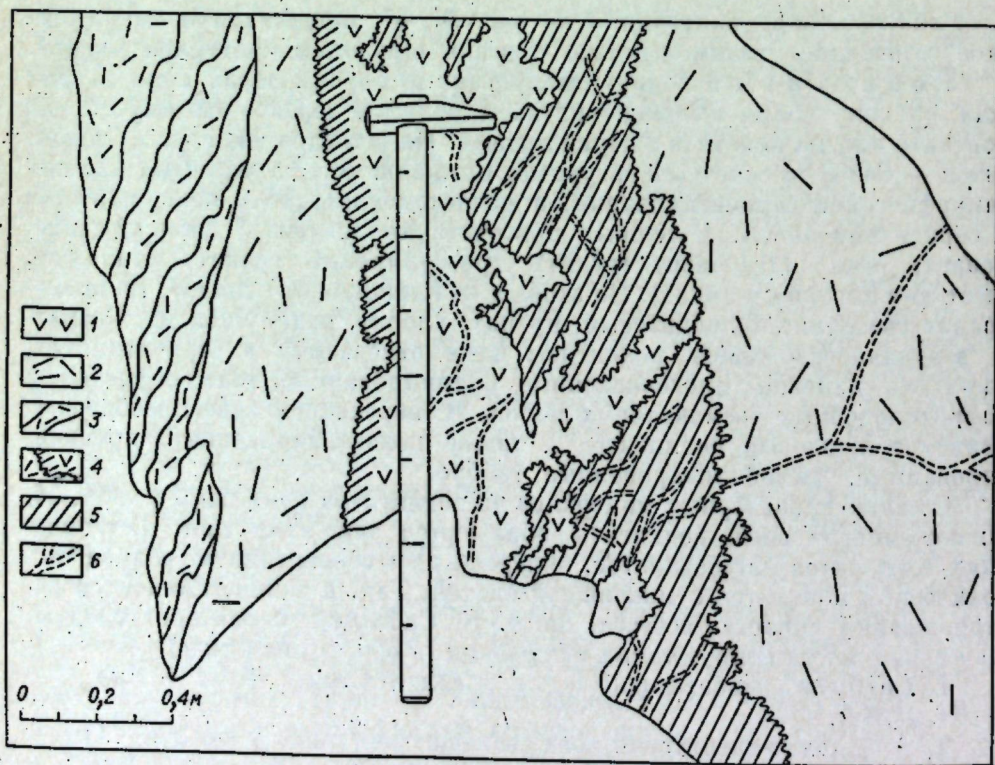


Рис. 38. Дайка диабаз (1) среди полосчато-такситовых габбро (2 и 3) (зарисовка с фотографии); 4 — зона закалки в дайке; 5 — измененный диабаз; 6 — жилки пренита, альбита и др.

Верхняя толща габбро-диабазов, выделенная А. К. Сибилевым и другими исследователями (см. рис. 33, 34), по крайней мере частично соответствует комплексу параллельных даек в некоторых офиолитовых ассоциациях и в океаническом разрезе на о. Маккуори. Дайковая серия по данным А. М. Чудина, есть в бассейне р. Хут и около Кызыр-Бурлюк-зоне и габбро и отсутствуют в перидотитах. Они образуют неравномерные сгущения в верхней части габбро, и в целом их количество возрастает вверх по разрезу. В нижней части собственно дайкового комплекса встречаются разнообразные ксенолиты габбро и пироксенитов. Они трактовались ранее (Пинус, Кузнецов, Волохов, 1958) как проявления «габбронизации» диабазов, однако зоны закалки в последних, секущие жилы диабазов с прямолинейными контактами, и другие факты убеждают нас, что это именно ксенолиты габбро и пироксенитов (рис. 39). Большая часть комплекса состоит из серии параллельных, тесно перемежающихся даек диабазов, диабазовых порфиритов, габбро-диабазов, диорит-порфиритов разнообразной структуры, преимущественно базальтоидного состава. Изредка встречаются дайки альбитофиров. Мощность их колеблется от 0,1 до 5 м, простирание северо-восточное, параллельное простиранию пояса. Верхняя часть комплекса (0,3—0,5 км) состоит из более однообразных диабазов с ксенолитами алевролитов и кремнистых пород, которые, судя по отдельным наблюдениям на горе Бялик, а также к западу от массива Кызыр-Бурлюк (устное сообщение А. М. Чудина), сменяются грубослойной толщей метабазальтов, метатифов и силлов (?) диабазов. Верхняя часть комплекса сходна с нижней частью чингинской свиты, примыкающей с северо-запада к главному телу офиолитов (гора Ореш, реки Узюп, Коярд, Сольджур и др.).

Средние составы габбро-диабазов и метабазальтов чингинской свиты петрохимически сходны между собой и резко отличаются от таковых габбро главного тела (см. табл. 23). Однако дайки более разнообразны по составу, как и следовало ожидать. В среднем они соответствуют толентам (с натриевым уклоном в чингинских метабазальтах, преимущественно за

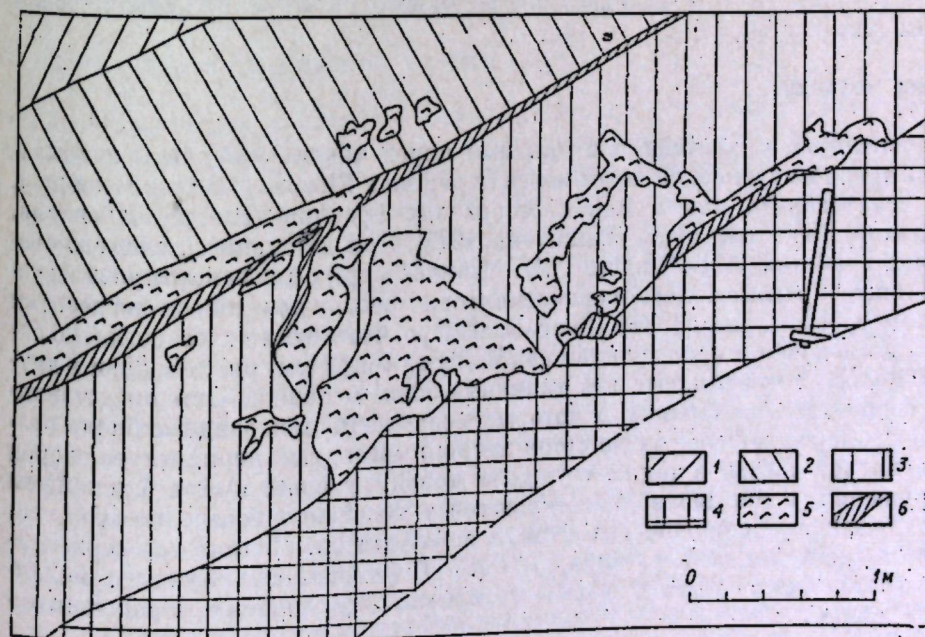


Рис. 39. Детали строения дайкового комплекса.
1—4 — разновозрастные дайки диабазов; 5 — ксенолиты габбро; 6 — зоны закалки в дайках.

счет их спилитизации), но отличаются от типичных океанических базальтов (как гавайского типа, так и срединно-океанических хребтов) повышенной железистостью и калиестью, низким соотношением Zr и Ti (20—100%, Zr при 1,7—3,3% TiO_2), и в этом отношении ближе всего к «переходному» типу толентов, характерному, в частности, для рифтовых систем (Добрецов, 1975; Vagne, Rubenach, 1972). Дайковая серия и нижняя часть metabазальтов чингинской свиты наиболее сильно сульфидизированы. Зоны сульфидизации, сопровождаемые пропилитизацией, отличаются повышенными концентрациями Cu , Ni , Co , Au , Ag , As (пирит, халькопирит, блеклые руды, арсенопирит и др.). Почти все выявленные аномалии этих рудных элементов приурочены к габбро-диабазовой серии или к ее контактам с чингинской свитой.

Габбро, габбро-диабазы и метабазальты чингинской свиты имеют общие особенности метаморфизма. Степень его — от эпидот-амфиболитовой до пренит-пумпеллиновой фации, но во всех случаях изменения носят характер «зеленокаменного перерождения» и локальной уралитизации без интенсивной деформации, с сохранением первичных структур и текстур и ассоциаций низких давлений. Такие ассоциации характерны и для магматической стадии в габброидах и диабазах (форстерит + основной плагиоклаз), эпидот-амфиболитовой фации (уралит + куммингтонит + плагиоклаз ± цонзит), зеленокаменной стадии (пренит + хлорит + альбит + кварц; актинолит + пренит + цонзит + хлорит и др.). Метаморфизм, по-видимому, непосредственно следовал за магматической стадией; интенсивность его возрастает в габбро и нижней части дайкового комплекса, которые амфиболизируются обычно неравномерно. Все эти признаки характерны для разреза на о. Макуори (Varne, Rubenach, 1972).

Состав и особенности габбро, их сходство с включениями в лавах островных дуг типа Курил и Камчатки, метаморфизм низких давлений дали основание заключить (Добрецов, 1974б), что такие офиолиты представляют сложно построенный фундамент вулканических поднятий типа островных дуг. Аналогия с о. Маккуори позволяет предположить, что это может быть фундамент особого типа островных дуг, развившихся на океанической (или рифтовой?) коре. В обоих случаях особенности строения офиолитов и наличие дайкового комплекса лучше всего согласуются с моделью Каппа (Capp, 1970) в условиях непрерывного расширения океанической коры (см. гл. 7).

Зоны меланжа

Серпентиниты с обломками и глыбами пород чингинской свиты описывались давно из тувинской части пояса (в районах Шогонар, Актотрак и др.), но трактовались иначе, как своеобразные брекчии (Пипус, Кузнецов-Волохов, 1958) или туфы (Никитчин, 1972). При детальных поисково-съемочных работах (Я. В. Саарба, А. К. Сибилев и др.) были закартированы узкие лентообразные полосы серпентинитов, прослеживающиеся на десятки километров (см. рис. 33, 34). По крайней мере, часть этих полос, согласно нашим исследованиям, по долинам рек Иджим, Коярд (см. рис. 33, 35) и в других местах показали, что это типичные зоны меланжа. Они представляют серпентиновые сланцы, в которых погружены линзовидные блоки разных размеров (от первых до сотен метров) массивных перидотитов, пород чингинской свиты, а также «чуждых» пород, не известных в ближайшем окружении, в том числе брекчированных массивных белых известняков, глаукофановых сланцев, гранатовых амфиболитов. Количество серпентинового «цемент» разное, чаще 30—60%. В большинстве случаев в меланже преобладают блоки и глыбы массивных кремнистых пород чингинской свиты.

В разрезе по р. Иджим (разрез СД на рис. 35) наблюдается определенная закономерность в распределении глыб разного состава. В зоне мелан-

жа, примакающей к главному офиолитовому телу, преобладают блоки «местных» пород (массивных перидотитов — в удалении от контакта с сланцев — вблизи контакта с чингинской свитой, metabазальтов и филлитовидных «чуждые» породы, в частности, вышеупомянутые белые мраморизованные известняки, которых нет в разрезе чингинской свиты). Но и здесь встречаются известняки, которых нет в разрезе чингинской свиты. Крупный блок тако- нце главного тела, на левобережье р. Узюп. Эти известняки могут от- носиться к терешкинской свите. Во фронтальных зонах, удаленных от главного тела, встречаются более «глубинные» породы — глаукофановые сланцы и кварциты со спессартином (вскрытые севернее по рекам Коярд и Ореш, по-видимому, из-под фронтального надвига) и гранатовые амфибо- литы (апоэклогитовые?) — в самой внешней зоне меланжа. Зоны мелан- жа часто оборваны более молодыми крутопадающими разломами, хотя падение серпентинитовых «полос» под углами 40—55° в ряде случаев установлено определенно по геологическим и геофизическим данным. Однако важнейшим аргументом в пользу надвиговой природы зон мелан- жа служат их состав и строение, в частности, наличие глубинных и вообще чуждых пород, траспортированных вместе с серпентинитами далеко от места их залегания.

Аналогичные зоны меланжа выявлены в юго-восточной части Борусского офиолитового пояса (см. рис. 43), однако здесь распределение глубинных обломков иное (см. гл. 6). По-видимому, в Куртушибинском поясе главный надвиг — фронтальный, сопровождаемый меланжем с наиболее глубинными обломками. Перед ним и под ним располагается зона глаукофановых сланцев (см. рис. 33—35 и ниже). Надвиг происходит одновременно с образованием крупных лежащих складок, в ядре которых обнажаются гипербазиты и габброиды, а на крыльях — чингинская свита. Залегание последней, как и примыкающих метаморфических сланцев и пород ишгинской свиты, на всем протяжении вдоль надвига опрокинутое. Опрокинутое залегание и надвиги послужили причиной ряда неправильных стратиграфических построений (см. ниже).

Конечно, разрезы, показанные на рис 35, идеализированы и схематизированы, но мы уверены, что они лучше отражают структуру пояса, чем просто система вертикальных блоков.

Чингинская и терешкинская свиты

Полоса развития чингинской свиты примыкает к главному офиолитовому телу с северо-запада; на юго-западе присутствуют лишь отдельные элементы ее разреза благодаря крупному Куртушибинскому разлому (крутому взбросу), который ограничивает офиолиты с юго-запада. В этой полосе имеются и более молодые образования терешкинской (алтынбулакской, верхнечингинской) и ишгинской свит, которые иногда с трудом отделяются от чингинской свиты. Даже в последней работе В. М. Исакова (1974), посвященной стратиграфии чингинской свиты, в ее состав ошибочно, по нашему мнению, включается под названием нижней подсвиты туфо-песчано-алевритовая пачка (р. Урбун и другие места), содержащая обломки плагиоклазовых андезитов и дацитов и относящаяся к ишгинской свите, а в верхнюю подсвиту — лиловые и ярко-зеленые порфириды и туфы, относящиеся, скорее, к терешкинской свите. Это объясняется сложным чешуйчато-покровным строением полосы чингинской свиты, особенно в юго-восточной части пояса (бассейн р. Урбун, хр. Шом-Шум). Поэтому наша схема двучленного деления чингинской свиты на рис. 33, 34 несколько отличается от схем ее расчленения В. М. Исаковым, Я. В. Сарбаа и др.

Нижняя часть чингинской свиты (пилюу-лавы, туфы, сланцы и др.), как уже отмечалось, залегает непосредственно выше дайковой серии и довольно точно

Химические анализы пород чингинской и терешкинской свит

Чингинская свита																	Терешкинская свита					
Описел	метабазальты										кварциты			доломит по А. К. Сибилеву (1968)	метабазиты		крас- ная яшма	порфириты верхне- монок- ские				
	по А. К. Сибилеву (1960)		р. Корнд		силл	шаровая лава	кремни- стые слан- цы		по А. К. Сибилеву (1968)	76	р. Корнд	Зо- лотая и Кындар- лог	Σ									
	Σ	S	Σ	S			Σ	Σ							Σ							
	Σ	S	Σ	S	Σ	Σ	Σ	Σ	Σ	Σ	Σ	Σ	Σ		Σ							
	Σ	S	Σ	S	Σ	Σ	Σ	Σ	Σ	Σ	Σ	Σ	Σ		Σ	Σ						
SiO ₂	49,0	3,46	46,8	2,95	48,9	80,5	53,7	94,8	95,0	4,98	47,1	47,3	87,6	48,3								
TiO ₂	2,15	0,74	2,59	1,01	2,27	0,25	1,18	0,05	0,10	0,02	2,16	1,18	0,29	1,07								
Al ₂ O ₃	14,0	1,56	15,5	0,77	12,7	5,18	11,6	0,34	1,20	0,09	13,62	15,6	1,14	17,5								
Fe ₂ O ₃	2,02	0,96	3,90	2,70	2,76	2,97	2,27	0,60	0,14	0,48	3,92	2,96	6,26	4,64								
FeO	9,72	1,68	8,15	2,55	8,17	2,94	8,02	0,83	0,76	0,36	6,28	7,58	1,39	6,85								
MnO	0,17	—	0,18	0,03	—	0,17	0,18	0,03	—	0,04	0,18	0,15	0,08	0,15								
MgO	6,69	2,29	5,90	2,02	7,37	2,72	8,80	1,60	0,16	17,9	4,71	7,52	1,05	5,54								
CaO	7,15	2,13	7,64	2,35	10,9	0,98	9,24	0,55	0,46	33,2	9,76	9,41	0,87	9,07								
Na ₂ O	3,23	0,89	3,64	0,55	1,68	0,44	3,00	0,12	Сл.	0,01	4,65	2,40	0,20	2,53								
K ₂ O	0,97	0,77	0,57	0,42	0,72	0,44	0,07	Сл.	»	—	0,11	0,83	0,04	0,68								
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—								
P ₂ O ₅	0,16	—	0,30	0,13	0,32	0,05	0,05	0,09	—	0,03	0,20	—	0,12	0,07								
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	0,02	—	Сл.	—	—	—	—								
П. ш. п.	4,48	1,48	4,72	1,41	2,90	1,74	1,50	0,69	2,20	42,3	6,65	4,39	0,74	3,80								
Сумма	99,79	—	99,89	—	99,29	98,32	99,61	99,72	100,02	99,41	99,32	99,32	99,78	100,20								
Число анализов	45	—	7	—	1	2	1	1	1	1	3	9	1	17								

Примечание. Метабазиты («порфириты») — по данным Г. М. Владимирского (р. Зелотая и др.) и В. П. Коробейникова (р. Кыдырлог).

соответствует разрезу о. Маккуори (Varne, Rubenach, 1972). Верхняя часть чингинской свиты и ее преобладающие разрез к северо-западу от (графитистые, кремнистые и туфогенно-глинисто-кремнистые), переменное количество метабазитов, туфов и метаграувак, прослой черных доломитов, а в некоторых разрезах Северо-Саянского пояса и фосфоритов (Ярошевич, 1971; Исаков, 1974). Судя по литологии и составу пород части континентального склона, а также красной части островной вулканической дуги. В карбонатных породах вблизи границы верхней и нижней подсвит во всех трех офиолитовых поясах найдены (А. П. Щегловым, В. П. Коробейниковым, В. М. Исаковым) и определены (М. В. Степановой) онколиты и катографии, которые указывают на низы венда.

Иной характер имеет терешкинская свита с фауной санаштыкгольского горизонта ленинского яруса нижнего кембрия, с разрывом залегающая на чингинской свите и офиолитах. Содержит обломки габбро и гипербазитов и даже породы типа серпентинитовых песчаников (Зайков, Зайкова, 1969; Исаков, 1974). В Иджимском массиве выделяется давно, хотя возраст ее долго дискутировался (Зоненшайн, 1963; Черноморский, 1967; Коробейников, 1971), и предполагается нами южнее в так называемых иджирской и устушшинской толщах. В составе последних объединяются джебашская, чингинская, терешкинская и ишкинская свиты. Залегание терешкинской свиты здесь, как правило, аллохтонное в комплексе сложно построенных чешуй. По составу и возрасту свита аналогична верхнемонокской, частично нижнемонокской Северо-Саянского пояса, где наряду с пестроокрашенными яшмами преобладают порфириты малотитанистые, маложелезистые, с повышенным Al₂O₃, т. е. андезит-базальтового (лейкобазальтового) типа (см. табл. 25), встречаются гравеллиты, конгломераты и белые известняки. Такие породы отмечаются и в вышележащей ишкинской свите, хотя здесь резко преобладают грауваки андезитонного и андезит-дацитового состава. По-видимому, терешкинская, ишкинская + аласутская свиты и нижний ордовик образуют единую серию — разрез, близкий к островной дуге с постепенно затухающим базальт-андезит-дацитовым вулканизмом. Однако в отличие от Северо-Саянского пояса здесь отсутствуют полные аналоги нижнемонокской свиты и в начале кембрия (боградский век) между отложениями чингинской и терешкинской свит могли быть перерыв и размыв; в терешкинской свите в отличие от верхнемонокской практически нет кислых эффузивов, ишкинская и аласутская свиты не содержат грубообломочных пород и более метаморфизованы (в отличие от арбатской свиты Северо-Саянского пояса), отсутствуют кембрийские гранитоиды (майинский комплекс), широко распространенные в Северо-Саянском поясе. Другими словами, режим островной дуги (переходная стадия, по А. В. Пейве и др., 1972) в Куртубинском поясе существенно отличался от Северо-Саянского и мог соответствовать таковому островной дуги, выдвинутой в океан (типа Изу-Бонинской или Марианской).

Глаукофановые и ассоциирующие метаморфические сланцы

Возраст осадконакопления и метаморфизма этих сланцев дискуссионен, но очень важен для реставрации геологической истории. Поэтому обсудим подробнее все данные, которыми мы располагаем. Полоса метаморфических сланцев к северо-западу от чингинской свиты и зоны надвигов (см. рис. 32—34) при геологической съемке масштаба 1:200 000 была отнесена к среднему кембрию (под названием амьельская свита), т. е. считалась моложе чингинской свиты, примерным метаморфизованным аналогом ишкинской и аласутской свит. Эта точка зрения до сих пор имеет

сторонников (Херасков, 1975), хотя факты убеждают большинство исследователей, что эти метаморфические сланцы относятся к докембрийской джебашской серии, более древней, чем чингинская. Утверждения о налегании амыльских (= джебашских) сланцев, на чингинские не подтвердились (Коробейников, 1971), хотя нормальные стратиграфические соотношения между этими толщами отсутствуют, и все наблюдавшиеся контакты являются тектоническими.

Более существенно, что метаморфические сланцы джебашской серии заметно отличаются по составу, структуре и степени метаморфизма и от чингинской, и от ишкинской и аласугской свит. По составу среди джебашских сланцев Куртушибинского хребта преобладают однообразные метаморфические сланцы альбит-хлорит-карбонатные (метаграувакково-мергельные) и эпидот-альбит-хлоритовые (туфогенные) с прослоями кварцито-сланцев, которые отличаются лишь количественными соотношениями главных минералов (альбита, хлорита, кальцита, кварца, фенгита, эпидота; в туфогенных сланцах встречается актинолит). Названные породы связаны постепенными переходами, что видно из их средних химических составов (табл. 26). Эти сланцы были отнесены В. П. Коробейниковым к уртенской свите джебашской серии, но наряду с ней в Куртушибинском и Борусском поясах он выделил контактную толщу, которая, по нашему мнению, по большей части представляет нижнюю, наиболее метаморфизованную часть ишкинской свиты.

Мы присоединяемся к мнению М. А. Черноморского (1965), что в Куртушибинском хребте отложения ишкинской свиты залегают на различных горизонтах джебашской серии со скрытым несогласием. Однако и эти контакты, как правило, осложнены разломами или плохо обнажены, залегание пород нередко опрокинутое. Поэтому неудивительно, что многие исследователи объединили джебашские сланцы и ишкинские метапесчаники в одну толщу. Главный критерий здесь, кроме состава пород, — резкое отличие степени метаморфизма и структур. Сланцы джебашской серии соответствуют средне- и высокотемпературной частям фации зеленых сланцев, частично фации глаукофановых сланцев (см. ниже), а метапесчаники ишкинской свиты не выходят за границу прениит-пумпеллиновой фации. В породах ишкинской и аласугской свит, как и в чингинской, наблюдаются только сжатые изоклинальные складки северо-восточного простирания, в джебашских сланцах наряду с ними устанавливаются реликты более древних меридиональных структур. Подобное положение складок и плоск северо-восточного простирания на меридиональные простирания пластов наблюдалось нами на р. Коярд и в верховьях р. Ус.

Древний возраст джебашской серии подтверждается некоторыми К-Аг датами и микропалеонтологическими определениями. Наиболее древние цифры установлены в Куртушибинском поясе на р. Хемчик (1115 млн. лет) и в Джебашском выступе (933 млн. лет); наряду с ними определена серия дат в интервале 583—517 млн. лет (Коробейников, 1971; Черноморский, 1965). В джебашских сланцах, обнажающихся по Усинскому тракту (восточная часть Джебашского выступа), найдены и определены Б. В. Трофимовым микрофоссилии среднепротерозойского (?) возраста, а в филлитах ишкинской свиты (относимых также к контактной серии) — микрофоссилии, которые встречаются с верхов кембрия и выше (Кеппежинская и др., 1975). Гальки метаморфических сланцев, как и обломки офиолитов, найдены в конгломератах терешкинской и верхнемонокской свит с фауной ленского яруса.

Наиболее интересны среди пород джебашской свиты глаукофаносодержащие толщи. Они обнажаются в трех участках вдоль северо-западного края Куртушибинского офиолитового пояса (см. рис. 32): 1) в районе Черного озера (верховья рек Ус, Амыл, Хут — см. рис. 34), где впервые были обнаружены и кратко описаны М. А. Черноморским и дополнительно изучены нами; 2) по рекам Коярд, Ореш, Иджим — наши данные (см. рис. 33

Таблица 26

Химические анализы метаморфических пород Куртушибинского пояса

Описание	Метабазиты										Карбонатные сланцы		Карбонатно-метаграувакковые сланцы		Кварцито-сланцы		Кварциты	
	1		2		3		4		5		6		7		8		9	
	лазонит-глаукофановые		по р. Урбун		по р. Коярд и Черному озеру		промежуточная зона без глаукофана		(1)+(4)		S		S		S		S	
	X	S	X	S	X	S	X	S	X	S	X	S	X	S	X	S	X	S
SiO ₂	47,8	2,26	49,5	2,80	47,6	3,83	47,9	5,00	47,9	5,70	47,9	5,55	55,1	5,83	71,0	6,12	92,9	5,12
TiO ₂	2,45	0,75	2,54	1,11	3,10	0,43	2,30	0,83	2,39	0,84	1,82	1,25	1,43	0,71	0,41	0,14	0,12	0,09
Al ₂ O ₃	14,5	2,41	14,1	2,62	14,2	0,82	14,4	1,71	14,4	1,72	13,1	0,33	14,0	2,26	10,2	2,67	1,36	1,44
Fe ₂ O ₃	2,22	0,94	3,92	1,91	6,43	2,28	3,50	2,04	3,01	2,04	4,35	3,19	2,71	1,76	2,25	0,93	0,33	0,23
FeO	10,3	2,17	7,76	2,17	5,28	1,61	6,78	2,93	8,12	2,95	4,66	2,52	5,56	1,99	2,95	0,67	1,49	0,70
MnO	0,21	0,06	0,20	0,06	0,13	0,05	0,21	0,06	0,21	0,06	0,20	0,05	0,27	0,18	0,12	0,09	0,16	0,10
MgO	4,85	1,12	4,16	0,93	4,23	0,77	5,43	1,81	5,20	1,80	3,55	1,94	4,34	1,12	2,47	1,27	0,37	0,45
CaO	9,41	1,57	6,38	2,72	8,87	3,60	10,1	4,33	9,83	4,35	10,7	1,91	6,58	4,18	2,81	1,58	1,21	1,45
Na ₂ O	3,23	0,73	5,13	1,15	4,07	1,00	2,94	0,98	3,05	0,98	2,67	1,07	1,98	0,99	1,70	1,51	0,01	0,02
K ₂ O	0,65	0,38	0,97	0,94	0,75	0,55	0,58	0,44	0,61	0,45	1,70	1,29	1,70	0,71	1,42	0,97	0,32	0,31
P ₂ O ₅	0,14	0,21	0,62	0,68	0,43	0,07	0,21	0,20	0,19	0,20	0,39	0,47	0,00	0,11	0,06	0,06	0,01	0,02
П. п. п.	3,81	0,96	4,63	2,05	4,50	2,55	5,62	3,41	4,93	3,40	9,11	2,97	6,28	3,06	3,72	2,80	1,16	1,37
Сумма	99,57		99,91		99,59		99,97		99,84		100,15		99,74		99,11		99,44	
Число анализов	8		9		9		13		21				11		4		5	

Таблица 27

Ассоциации минералов (1—15) в глаукофан-сланцевых толщах

Минерал	Участок рек Урбун и Акол														
	Участок р. Коярд—оз. Черное					промежуточная зона					лавансит-глаукофан-сланцевая зона				
	промежуточная зона					промежуточная зона					лавансит-глаукофан-сланцевая зона				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Лавсонит	+												+	+	×
Глаукофан													+	+	×
Кроссит													+	+	+
Винит													+	+	+
Актинолит													+	+	+
Хлоромеланит													+	+	+
Хлорит													+	+	+
Эпидот													+	+	+
(Ми-льмонитит)													+	+	+
Пумпеллит													+	+	+
Альбит													+	+	+
Кварц													+	+	+
Гранат													+	+	+
Стильпомелан													+	+	+
Гематит													+	+	+
Магнетит													+	+	+
Фенит													+	+	+
Карбонат													+	+	+
Число шлифов	3	20	3	25	7	34	37	3	4	20	18	8	21	15	10

Примечание. + минерал присутствует, — возможно, присутствует, × — проанализированные минералы, приведенные в табл. 28, 29.

Таблица 28

Химические анализы минералов из метаморфических пород акольской свиты (р. Коярд—Черное озеро)

Оксид и катион	65		65а				104-12		104/9	4-1
	Кр	Хл	Кр	Хл	Сл	Гр	Са-крос-сит	Хл	винчит	Акт
SiO ₂	54,3	27,1	54,8	26,4	50,2	37,4	53,4	31,8	52,6	55,3
TiO ₂	0,10	0,20	—	0,02	0,03	—	0,05	—	0,08	—
Al ₂ O ₃	3,55	18,5	2,27	16,5	21,9	20,5	2,80	18,6	2,29	1,66
Fe ₂ O ₃	11,0	—	15,4	—	4,4	0,9	11,1	—	8,30	—
FeO	12,6	28,2	12,2	35,9	2,87	15,7	6,65	18,8	11,9	13,4
MnO	0,20	0,43	0,49	1,36	0,08	0,37	0,20	0,36	0,13	0,26
MgO	9,30	15,7	6,50	7,18	3,47	0,10	9,27	19,0	11,9	16,7
CaO	1,04	—	0,87	0,03	—	22,1	4,02	0,04	6,07	12,0
Na ₂ O	7,30	—	7,28	—	0,10	0,03	6,15	—	4,67	0,50
K ₂ O	0,01	—	0,02	0,02	10,6	0,03	—	—	0,07	0,06
H ₂ O	1,50	10,0	1,50	11,0	5,00	—	2,0	11,0	2,0	2,0
Cr ₂ O ₃	0,04	0,10	0,02	0,03	0,02	0,03	—	—	—	—
Сумма	100,94	100,23	100,85	98,44	98,77	97,16	96,39	99,60	100,01	101,89
f, %	58,4	56,6	70,0	76,3	53,3	98,1	51,6	36,3	47,83	31,5
Si	8,01	2,90	8,02	3,05	3,52	3,02	7,99	3,16	7,6	7,83
Ti	0,01	0,01	—	—	0,002	—	—	—	0,01	—
Al	0,68	2,18	0,40	2,19	1,81	1,95	0,43	2,17	0,41	0,27
Fe ³⁺	1,30	—	1,70	—	0,24	0,05	1,27	—	0,94	—
Fe ²⁺	1,50	2,75	1,58	3,34	0,16	1,03	0,84	1,57	1,44	1,56
Mn	0,03	0,04	0,06	0,14	0,005	0,03	0,03	0,03	0,01	0,03
Mg	2,03	2,14	1,45	1,08	0,36	0,02	2,01	2,81	2,61	3,46
Ca	0,16	—	0,14	—	—	1,93	0,65	0,01	0,96	1,80
Na	2,10	—	2,11	—	0,014	—	1,76	—	1,33	0,13
K	—	—	0,003	—	0,94	—	—	—	0,02	0,01
Cr	0,005	0,01	0,02	—	0,001	—	—	—	—	—
Сумма	15,82	10,04	15,48	9,75	7,05	7,04	15,04	9,75	15,36	15,09

чингинской свиты скрытым несогласием (или надвигом, или небольшим перерывом), как считает В. П. Коробейников (1971), либо это нижняя часть (или фациальный аналог) чингинской свиты, совмещенная (сдвинутая) по пологому надвигу в долинах рек Урбун и Акол (см. рис. 40). В любом случае, разрезы в районах р. Коярд и Черного озера представляют, скорее всего, внешнюю (менее барическую) часть более полной зональности, вскрытой в долинах рек Урбун и Акол. Остальная часть может быть скрыта под надвигами (см. рис. 32).

Минеральные ассоциации, часть анализов минералов (обр. 614, 614 г из табл. 29) и метаморфическая зональность участка р. Акол были охарактеризованы ранее (Добрецов, Лепезин, Пуклинская, 1972). В табл. 29 приведены дополнительные анализы (обр. 560а—161), на рис. 40 показано распространение индикаторных минералов и примерные контуры метаморфической зональности. Следует подчеркнуть широкое развитие глаукофана с f 51—58%, но с низким содержанием Fe³⁺ (см. табл. 27), и ассоциаций с лавсонитом, пумпеллитом, жадеитовым пироксеном, стильпомеланом, которые редки или отсутствуют в районах р. Коярд и Черное озеро.

Химические анализы минералов из

Оксиды и катионы	614				614 г			568 д	560		
	Гл	Хл	Ст	Лав	Гл	Хл	Пум	Зл	Гл	винчит	Хл
SiO ₂	56,7	27,2	45,0	41,8	56,6	27,3	39,1	57,0	56,9	53,5	28,8
TiO ₂	—	—	—	—	—	—	—	0,11	0,21	—	—
Al ₂ O ₃	8,57	18,1	6,80	32,2	9,53	18,0	24,4	8,99	8,42	0,94	17,9
Fe ₂ O ₃	5,30	—	22,2	—	2,40	—	5,50	3,65	5,40	1,60	—
FeO	12,1	26,0	7,7	—	13,3	27,2	—	14,2	13,4	14,1	27,6
MnO	0,07	0,74	1,36	—	0,10	0,44	0,36	0,44	0,23	—	—
MgO	7,13	13,9	7,80	0,02	6,58	13,1	2,57	7,17	7,47	15,5	15,2
CaO	0,92	—	0,01	17,9	1,06	—	23,2	0,67	0,75	11,3	0,12
Na ₂ O	7,18	—	—	—	6,70	—	0,21	6,87	7,20	1,17	0,10
K ₂ O	—	—	—	—	0,03	—	—	0,05	0,07	—	—
H ₂ O ⁺	(2,00)	(13,0)	(8,0)	(8,0)	(2,0)	(13,0)	(5,0)	(2,0)	(2,0)	(2,0)	(11,0)
Сумма	99,97	98,94	98,87	99,92	98,30	99,04	100,34	101,15	102,05	100,11	100,72
f, %	57,1	51,9	67,7	—	56,9	53,5	54,0	57,9	57,8	36,1	50,4
Si	8,0	2,86	8,15	2,09	8,07	2,96	6,01	7,97	7,90	7,76	2,98
Ti	—	—	—	—	—	—	—	0,01	0,02	—	—
Al	1,41	2,25	1,46	1,90	1,59	2,31	4,42	1,48	1,37	0,16	2,19
Fe ³⁺	0,56	—	3,40	—	0,26	—	0,63	0,39	0,57	0,17	—
Fe ²⁺	1,43	2,29	0,80	—	1,59	2,41	—	1,66	1,51	1,72	2,39
Mn	0,01	0,07	0,21	—	0,01	0,03	0,05	0,01	0,03	—	—
Mg	1,50	2,18	2,10	—	1,40	2,12	0,59	1,50	1,54	3,34	2,35
Ca	0,14	—	—	0,96	0,16	—	3,82	0,10	0,11	1,76	0,01
Na	1,97	—	—	—	1,85	—	0,06	1,86	1,93	0,33	0,02
K	—	—	—	—	—	—	—	0,01	0,01	—	—
Сумма	15,02	9,65	16,22	4,95	14,93	9,83	15,58	14,99	14,99	15,24	9,94

Примечание. Все анализы выполнены на микрозонде MS-46 авторами, Л. В. Усовой и мулой минералов, Fe³⁺ в формуле (соответственно Fe₂O₃ в анализах) амфиболов определялось по вес-Акол и Урбуи, материалы наши.

Лавсонит-глаукофановая зона (см. ассоциации в табл. 27) распространена только в юго-восточной части участка. Глаукофан в этой зоне (обр. 614, 614г, 568д в табл. 29) содержит не более 25—27% рибекитового (Fe³⁺) компонента, вместе с ним широко распространены лавсонит, пумпеллинт, стильномелан. Последний относится преимущественно к ферристильномелану — обогащен Fe³⁺, плеохроирует в бурых — ярко-желтых тонах, но содержит много Mg (обр. 614 в табл. 29). В этой зоне наиболее отчетливо проявлен зеленосланцевый диафорез — глаукофан интенсивно замещается хлоритом и винчит-актинолитом (± альбит), лавсонит-стильномеланом, пумпеллинт, кальцитом, слюдой, в результате возникают полиминеральные (в частности двуамфиболовые) ассоциации, а глаукофан и лавсонит нередко сохраняются только в виде реликтов.

Кросситовая (промежуточная) зона слагает большую часть площади выходов акольской свиты. Лавсонит и пумпеллинт в ней встречаются только вблизи границы с предыдущей зоной, в лавсонит-актинолитовых и лавсонит-пумпеллинт-эпидотовых сланцах без глаукофана (ассоциации 11 и 12, в табл. 27). Пумпеллинт был встречен также вблизи границы с чингинской свитой и в самой свите. Большинство ассо-

метаморфических пород акольской серии

Таблица 29

561 в		248 в		252			248 Д	154-3			161
Кр	Хл	Ст	Хл	Эп	Хл	Хлм	Гл	Кр	Ст	Сл	Ст
54,5	28,7	(48,0)	30,61	39,3	30,6	59,0	56,7	—	45,0	51,2	54,3
0,18	—	0,08	0,09	0,05	0,06	0,02	0,05	—	0,03	0,25	—
4,15	18,3	7,47	20,4	20,9	—	1,42	9,25	—	6,05	22,5	7,26
14,6	—	17,90	—	16,0	17,8	14,0	4,4	—	21,2	—	11,0
6,60	27,7	10,0	30,7	—	23,5	4,63	10,2	21,2	10,0	5,48	18,8
0,27	0,44	0,17	0,07	0,11	0,30	0,10	0,07	—	0,21	0,02	—
5,04	13,9	3,06	7,60	0,05	15,3	4,28	7,89	3,55	5,19	2,77	2,66
3,63	0,06	0,05	0,17	21,9	0,18	8,79	0,23	0,04	0,20	8,08	0,17
8,19	0,06	2,76	0,08	—	0,07	8,40	7,66	11,1	0,30	0,18	0,06
—	—	0,06	0,07	0,09	0,02	0,11	0,09	0,16	3,85	9,93	0,22
(2,0)	(11,0)	(7,0)	(11,0)	(2,0)	12,0	—	(2,0)	(2,0)	(6,50)	(4,50)	(6,50)
99,16	100,16	96,55	100,79	100,4	99,83	100,75	98,54	—	98,53	97,01	100,97
69,2	53,0	—	—	—	46,5	—	51,0	77,0	—	—	—
7,95	3,00	8,246	2,964	3,135	3,155	2,10	8,042	—	7,812	3,691	8,773
0,02	—	0,010	0,007	—	0,005	—	0,005	—	—	0,014	0,029
0,70	2,25	1,527	2,640	1,950	2,165	0,070	1,545	—	1,252	2,01	1,398
1,59	—	2,312	—	0,951	—	0,48	0,455	1,748	2,774	—	1,339
0,81	2,41	1,434	2,818	—	2,021	0,10	1,222	—	1,450	0,348	2,611
0,03	0,04	0,031	0,007	0,005	0,026	0,02	0,009	—	0,031	0,002	—
1,08	2,17	0,784	1,241	0,010	2,356	0,25	1,668	0,521	1,345	0,314	0,631
0,57	0,01	0,010	0,020	1,860	0,020	0,36	0,034	0,004	0,031	0,006	0,019
2,30	0,01	0,929	0,013	—	0,013	0,60	2,12	2,111	0,104	0,027	0,019
—	—	0,021	0,013	0,010	0,003	0,004	0,017	0,020	0,855	0,964	0,039
15,05	9,89	15,304	9,723	7,921	9,764	3,974	15,118	—	15,654	7,381	14,858

О. С. Хмельникова под руководством Ю. Г. Лаврентьева; H₂O⁺ теоретическое в соответствии с формулировкой (Na+K)—Al. Образцы 614, 614г — р. Акол, материалы Г. Г. Лепезина, остальные — рени

циаций с кросситом и глаукофаном (без лавсонита) аналогичны вышеописанным на участках р. Коярд и Черное озеро. Глаукофан, переходный к кросситу (обр. 560а в табл. 29; около 30% рибекита), и кроссит (обр. 154-3, 561в; 60—70% рибекита) обычно встречаются вместе с натрий-кальциевым амфибол-винчитом (обр. 560а), хлоритом (f = 50—53%), альбитом, эпидотом, сфеном (ассоциации 8 и 9 в табл. 27). Обнаруживается также кроссит в карбонатных туфогенных сланцах (+ Эп, Аб). В отличие от предыдущих участков, глаукофан встречается чаще, а в глаукофан-альбитовых породах обнаруживается довольно чистый глаукофан (обр. 248Д). В туфогенных сланцах широко распространен буро-желтый ферристильномелан (обр. 248в, 161, 154-3), содержащий меньше MgO (2—5%), чем в лавсонит-глаукофановой зоне. Вместе со стильномеланом, эпидотом, гематитом и кварцем обнаружен эгириповый хлоромеланит (обр. 252), а вместе с альбитом и кросситом — хлоромеланит, который, судя по оптическим свойствам, содержит до 40% жадеита (ассоциации 9 в табл. 27). В проанализированных фенгитах из туфогенных и микрограувакковых сланцев (обр. 251 и 154-3 в табл. 29), как и на Черном озере, мало Na₂O (что можно объяснить отсутствием парагонита в толще), но много (60—65%) фенгитового компонента. В кварцитах и кварцито-сланцах встре-

Температура образования сланцев промежуточной зоны близка температуре устойчивости ассоциаций Пум + Хл и Стильп + фенгит + Кв, т. е. около 400°C по схеме субфаций (Добрецов, 1974а). Более точных данных пока нет. При этой температуре давление, оцененное по составу слюд, составляет 9—10 кбар, а по составу хлоромеланита (40% жадеита в ассоциации с альбитом и кварцем), — не менее 8—9 кбар. В зеленосланцевой зоне остается только винчит (см. табл. 27), по-видимому, вследствие падения давления (< 8 кбар).

В лавсонит-глаукофановой зоне при этом же давлении (9—10 кбар) температура ниже — около 350°C (или при той же температуре давление выше > 10 кбар). В целом тип разреза (преобладание метабазитов, включая туфогенные породы), метаморфическая зональность (от лавсонит-глаукофановой до зеленосланцевой), ассоциации и составы минералов сходны с таковыми в Пенжинском поясе (Добрецов, 1974а), для которого мы оценили условия метаморфизма по жадеитовым пироксенам и слюдам: $P \leq 9-10$ кбар, $T = 400-450^\circ\text{C}$ (Добрецов и др., 1973).

Резюмируя все данные о метаморфических сланцах Кургушибинского пояса, можно заключить, что осадконакопление и ранние стадии метаморфизма, по крайней мере, нижней и средней частей джебашской серии, более древние, чем осадконакопление чингинской свиты. По поводу возраста акольской свиты и глаукофановых сланцев существует двойное толкование. Не исключено, что акольская свита — примерный эквивалент чингинской, формировавшейся в условиях желоба, при обилии базальтоидных граувакк (турбидитов?) и туфогенных пород; дальше к внутренней части Западного Саяна эта толща выклинивается или фациально замещается и становится неотличимой от остальной части джебашской серии. Зональный глаукофановый метаморфизм происходил до ныне фиксируемых надвигов (в значительной степени зональность перекрыта надвигами), но, возможно, одновременно с метаморфизмом офиолитов и нижней части чингинской свиты; на глаукофановые сланцы, в меньшей мере на офиолиты и чингинскую свиту наложен зеленокаменный диафторез пумпеллитовой фации, связанный с формированием и метаморфизмом кембрийской островодужной серии (терешкинская + ишкйинская + аласутская свиты).

Таким образом, вопрос о возрасте и происхождении джебашской серии — это проблема дочингинского фундамента Западного Саяна, а проблема глаукофановых сланцев связана с выявлением древних аналогов зон Бениоффа, возможности в них субдукции и условий формирования офиолитов. Эти вопросы мы обсудим после рассмотрения материалов по Борусскому поясу.

БОРУССКИЙ ОФИОЛИТОВЫЙ ПОЯС

Борусский офиолитовый пояс протягивается в северо-восточном направлении и под острым углом прицеляется к Северо-Саянскому поясу, имеющему широтное простирание (см. рис. 32). Между ними располагается Джебашский выступ, сложенный метаморфической джебашской серией, которую на этом участке почти все исследователи относят к протерозою. Однако и к запад-юго-западу от Борусского пояса, и внутри него обнажаются метаморфические сланцы, которые многие исследователи не относят к джебашской серии. В целом они аналогичны метаморфическим сланцам северо-западного края Куртушибинского пояса. Для них характерно, как мы видим, сочетание метаморфических сланцев джебашской серии и метапесчаников-метаалевролитов ишкитинской свиты. И те и другие отнесены В. П. Коробейниковым (1971) частично к джебашской, частично к кокташской толще, которую он сопоставляет с нижней частью чингинской свиты. Геологи ВАГТа (Зоненшайн, 1963; Херасков, 1975) на основании реликтов метапесчаников относили все эти сланцы к амыльской свите предположительно среднекембрийского возраста.

По нашим данным, под названием амыльской и большей части кокташской толщи в Борусской зоне объединены собственно джебашские (включая акольские) метаморфические сланцы и метаморфизованные песчаники и алевроитистые филлиты нижней части ишкинско-аласутской серии. Эти толщи В. П. Коробейников четко разделяет в верховьях р. Ус, но объединяет в других местах, отмечая в то же время их двойственный облик (кристаллических сланцев, с одной стороны, и обломочных пород — с другой), а также тождественность джебашских сланцев и парасланцев кокташской свиты вблизи Южно-Ворусского и Абдырского разломов.

Внутреннюю часть метаморфических сланцев, примыкающих непосредственно к офиолитам Борусского пояса, Н. Л. Добрецов (1963) сопоставлял с акольской свитой Куртушибинского хребта, эти же сланцы на юго-западном выклинивании Борусского пояса В. П. Коробейников (1971) выделил в стантаскыльскую толщу, которую он также сопоставлял с верхней частью джебашской серии, т. е. с акольской свитой.

Таким образом, офиолиты Борусского пояса представляют узкую полосу (шириной около 15 км в центральной части) с тектоническими контактами среди метаморфических сланцев докембрия. Такую структуру большинство авторов трактовало как грабен (Борусский грабен-синклиналь). Но с учетом новых данных, изложенных ниже, не исключено, что это чешуя, надвинутая на метаморфические сланцы, как и Куртушибинский пояс.

Центральная часть Западного Саяна между Куртушибинским и Бо-
русским поясами выполнена ордовик-силурийскими флишоподными отло-
жениями. Из-под них обнажаются слабо метаморфизованные породы иш-
кинско-аласугской серии (E_{1-3}) и ещё и ещё ниже — метаморфические
сланцы джебашской (кокташской и акольской) серий, которые, как от-

мечалось, сходны в обоих бортах Западно-Саянского синклинория. Последний, таким образом, имеет грубосимметричное строение, однако ограничивающие его Борусский и Куртушибинский пояса не эквивалентны.

Различаются также формации и структуры на внешней стороне поясов. К юго-востоку от Куртушибинского пояса обнажается разрез, по строению сходный с центральной частью Западного Саяна (аласутская серия кембрия и породы ордовика — силура с узкими тектоническими линзами чингинской свиты и офиолитов). К северо-западу от Борусского пояса прослеживается джебашская серия метаморфических сланцев (см. рис. 32). Эти сланцы вблизи северо-восточного и юго-западного выклинивания Борусского пояса превращены в полиметаморфические зональные сланцево-гнейсо-амфиболитовые комплексы — когдарский и абаканский. В ядре когдарского комплекса среди амфиболитов и плагиогнейсов обнажаются мигматиты и гранито-гнейсы, имеющие возраст около 600 млн. лет (Коробейников, 1971). Гальки этих пород встречены в среднекембрийских отложениях. Этими фактами подтверждается не только докембрийский возраст джебашской серии, но и верхнедокембрийский (вендский) — зонального метаморфизма и плагиомигматитов, формирование которых, возможно, было одновременным с формированием офиолитов и началом осадконакопления чингинской свиты.

Офиолиты Борусского пояса изучались Н. Л. Добрецовым в 1960—1961 гг. Полученные материалы с учетом данных предыдущих исследователей, опубликованных в сводной монографии Г. В. Пинуса, В. А. Кузнецова, И. М. Волохова (1958) и статьях М. И. Юдина (1959, 1963), были обобщены в специальной работе одного из авторов (Добрецов, 1963). Нижеприведенное описание в значительной мере основывается на этой работе. Учтены также новые материалы, полученные авторами в 1973 г. в бассейне р. Кантегир, а также результаты геологической съемки масштаба 1 : 50 000 в юго-западной части массива (Гребенщиков, Кулаков и др.) и исследований пород хр. Стан-Таскыл В. П. Коробейникова и М. И. Исакова.

Во внутреннем строении Борусского пояса (рис. 41) принимают участие гипербазиты, образующие крупный Борусский массив площадью более 200 км² и ряд более мелких линз и «полос», включая зоны меланжа (см. ниже), метагаббро-амфиболиты, образующие ряд линзообразных тел, тяготеющих к сланцам акольской (стантыскыльской) свиты (самое крупное из них — по кл. Кашутка, левобережье Енисея), метаморфические сланцы акольской свиты, иногда с винчитом и кросситом, распространенные преимущественно в юго-восточном краю пояса, слабо метаморфизованные эффузивы и углисто-кремнистые сланцы чингинской свиты, габбро, диориты и гранодиориты Кантегирского массива, сопоставляемые нами с майнским комплексом кембрийского возраста, более молодые (O—S) гранитоиды, образующие Сизинский и Копенский массивы, которые своими краевыми частями прорывают породы пояса. Уже из этого краткого перечисления видны главные отличия Борусского пояса от Куртушибинского: небольшое количество габброидов, не участвующих в единой «стратиграфической» колонке офиолитов, отсутствие дайкового комплекса, только спорадические находки винчита и кроссита, наличие гранитоидов, сходных с плагиогранитами Северо-Саянского пояса, иное строение внешнего (северо-западного) обрамления пояса. Кроме того, как мы увидим ниже, состав и строение членов офиолитовой серии также существенно отличаются от таковых Куртушибинского пояса.

ГИПЕРБАЗИТЫ

В пределах Борусского массива (см. рис. 41, 42) они расчленены нами на полосчатый дунит-энстатит-гарцбургитовый комплекс, гарцбургиты, перцолиты (иногда верлиты) и разнообразные серпентиниты, включая кум-



на рис. 32).
новые породы
ская) толща,
— конгломерат
виги; 20 — эле



на рис. 32).
кумминтонит-оливино-
ый массив; 8 — граноди-
— порфиобластовые с-
17 — метапорфириты и
новного (б) составов; 21 —
известняки; 24 — зоны

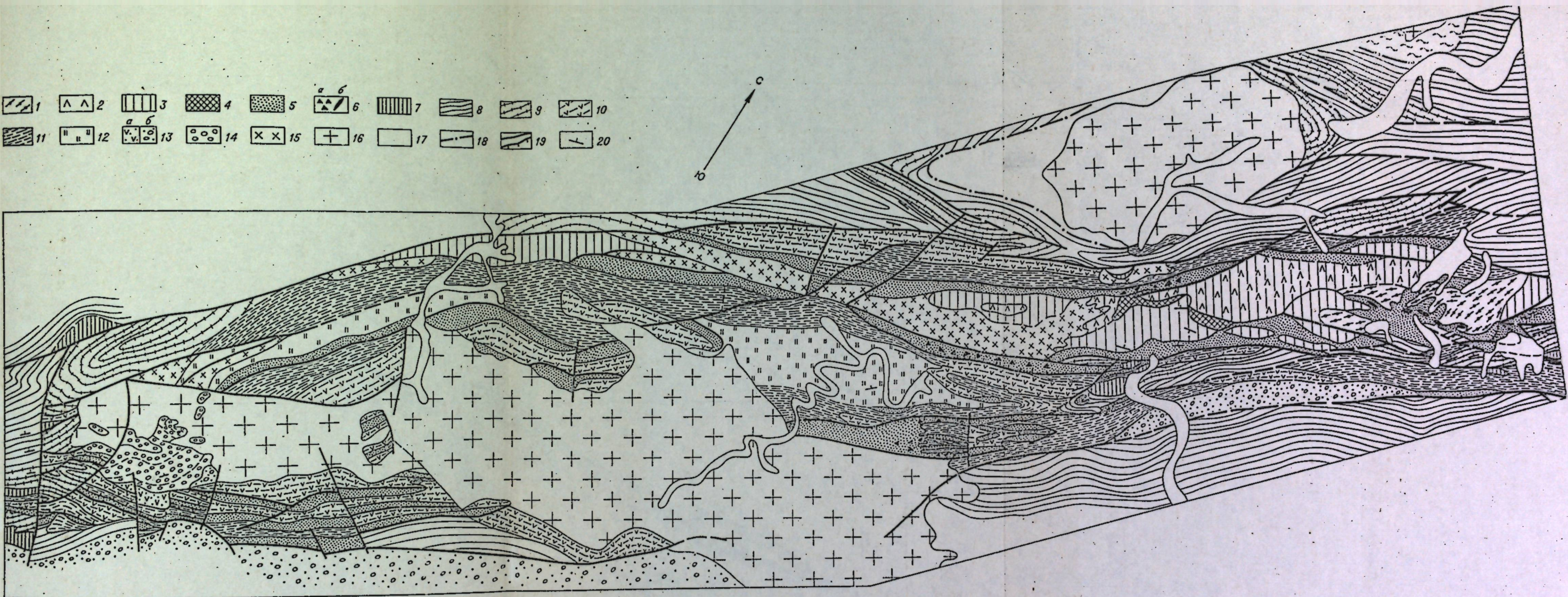


Рис. 41. Геолого-структурная схема Борусского гипербазитового пояса (4 на рис. 32).

1 — полосчатые дунит-гарцбургиты; 2 — перцолиты; 3 — серпентинизированные и кузмингонизированные перидотиты (преимущественно гарцбургиты); 4 — вторичные антигорит-оливиновые породы; 5 — алломорфические серпентиниты, рассланцованные серпентиниты, зоны меланжа; 6 — экзотические обломки и глыбы в зонах меланжа (а) и линзы жадеитовых и альбитовых пород (б); 7 — метагаббро, амфиболиты; 8 — джебашская серия; 9 — стантасильская (анольская) толща, преимущественно метабазиты; чилгшская свита; 10 — преимущественно метабазиты 11 — черные сланцы, кремнистые породы; 12 — нижнемонокская (верхнечингинская?) свита; 13 — туфогенно-терригенные верхнемонокская (а), нижинская и ануйская (б) свиты (Ст₁ — О₁); 14 — конгломераты арбатской (?) свиты Ст₁; 15 — каптегирский массив дворит-плагитогранитов; 16 — джебашский комплекс гранитов, D — D₂; 17 — четвертичные отложения; 18 — граница контактового ореола вокруг джебашских гранитов; 19 — разломы и надвиги; 20 — элементы залегания пород и полосчатости в гипербазитах.

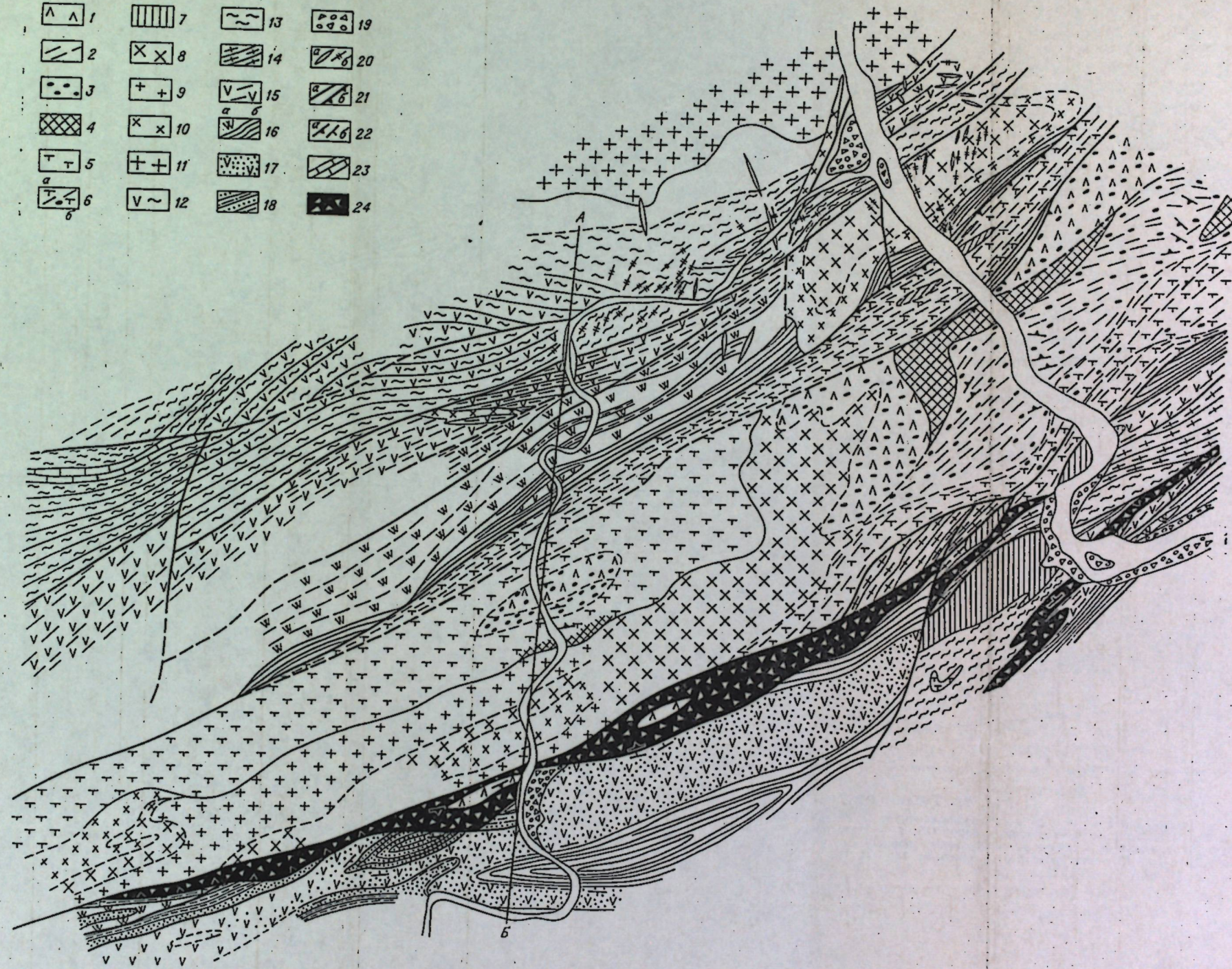
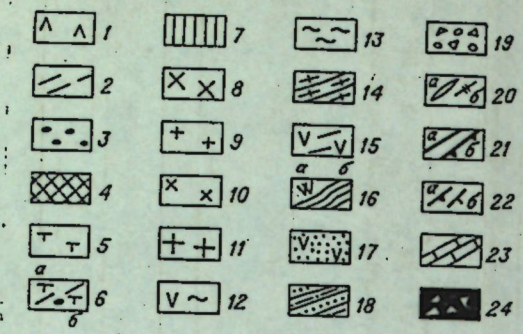


Рис. 42. Строение приенсейской части Ворусского пояса (5 на рис. 32).

Гипербазиты: 1 — апогарцбургитовые, 2 — апогарцбургитовые, 3 — куммингтонит-антигоритовые, 4 — регенерированные куммингтонит-оливиновые породы, 5 — нерасчлененные серпентиниты, 6 — серпентинитовые сланцы (а), то же, с куммингтонитом (б); 7 — метагаббро-амфиболиты; кантегирский массив; 8 — гранодиориты, 9 — плагиограниты, 10 — диориты, 11 — двойские граниты; джебашская серия; 12 — метабазитовые, 13 — хлорит-карбонатные сланцы, 14 — порфириобластовые сланцы и «гнейсы»; чингисская и верхнемонокская (?) свиты; 15 — метабазальты нижней подсвиты, 16 — кремнистые породы (а) и углестые филлиты (б), 17 — метанорфиты и метатифы средней подсвиты, 18 — глинистые сланцы, метапесчанники, алевролиты; 19 — аллювиальные отложения; 20 — дайны кислого (а), среднего и основного (б) составов; 21 — разломы (а) и надвиги (б); 22 — элементы залегания полосчатости в гипербазахитах (а) и слоистости в осадочных породах (б); 23 — известняки; 24 — зоны меланжа.

меланжа, 5 — црассчлененные
ориты, 9 — плагиограниты, 10 —
таши и «гнейсы»; чингискал и
статуфы средней подсаиты, 18 —
разломы (а) и надринги (б); 22 —
меланжа.

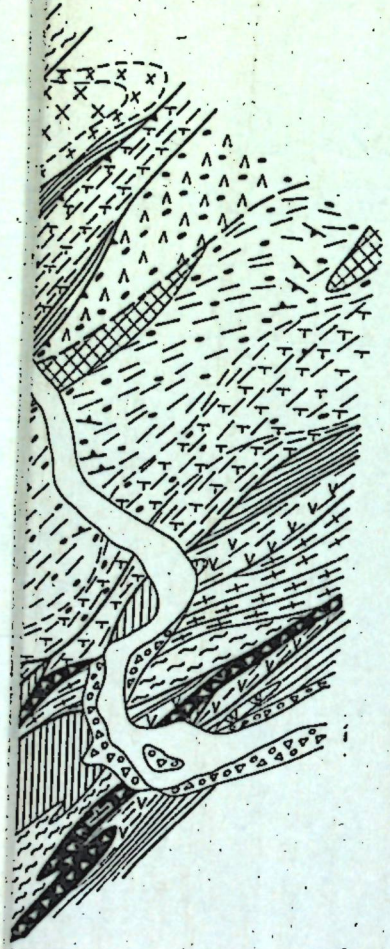


Таблица 30

Химические анализы офиолитов Борусского пояса

Химические анализы офиолитов Борусского пояса

Таблица 3

Окисел	Дуниты		Гарцбургиты		Лерцолиты		Экстагиты		Гипербазиты в целом		Серпентиниты		Антигортитовые серпентиниты				Габброиды		Кварцевое габбро	Кварцевые диорит-гранодиориты	
	Σ	S	Σ	S	Σ	S	Σ	S	Σ	S	Σ	S	Σ	S	365	70м	Σ	Σ			
SiO ₂	38,66	1,92	40,90	1,70	40,05	1,34	51,31	1,34	42,18	5,00	40,00	2,16	41,04	2,39	37,5	45,28	41,48	48,34	56,68		
TiO ₂	0,19	0,17	0,02	0,03	0,02	0,04	0,09	0,04	0,08	0,12	0,07	0,07	0,07	0,04	0,13	1,36	1,74	0,58	0,34		
Al ₂ O ₃	1,60	1,38	1,04	0,62	1,45	0,93	2,11	0,93	1,49	0,99	1,99	2,02	1,23	0,66	1,6	13,91	14,07	15,20	16,39		
Fe ₂ O ₃	2,85	0,75	2,71	1,77	3,55	1,01	1,94	1,01	2,82	1,44	3,54	2,40	3,59	3,24	8,43	5,35	3,19	4,51	3,45		
FeO	5,40	0,48	5,51	1,93	4,18	1,55	5,80	1,55	5,27	1,40	3,60	2,00	4,27	1,72	4,02	8,32	9,08	7,25	5,95		
Cr ₂ O ₃	(0,56)	—	0,42	0,06	He	—	0,29	—	0,40	0,20	0,29	0,08	0,34	0,1	0,32	—	—	—	0,01		
MnO	0,14	—	0,11	0,05	0,20	0,01	0,13	0,08	0,13	0,08	0,11	0,05	0,09	0,03	0,06	0,35	0,21	0,16	0,11		
MgO	47,22	1,55	42,60	1,64	40,54	3,95	34,27	3,95	42,02	5,07	38,09	1,98	37,07	0,70	36,36	6,89	13,33	9,72	4,38		
CaO	0,30	0,35	0,34	0,30	1,30	1,02	1,86	1,02	0,78	0,81	0,49	0,53	0,05	0,1	0,00	10,60	8,63	7,77	6,43		
Na ₂ O	0,03	—	0,05	0,05	0,06	—	Сл.	—	0,03	0,03	—	—	0,03	—	—	2,15	3,30	2,75	3,02		
K ₂ O	—	—	0,00	0,01	0,02	»	»	—	Сл.	—	—	—	0,03	—	—	0,30	0,80	1,21	2,10		
P ₂ O ₅	—	—	0,008	—	He	—	—	—	—	—	—	—	0,0010	0,002	0,010	0,30	0,06	0,24	0,17		
П. п. п.	3,31	1,40	5,70	2,62	7,66	1,34	2,15	1,34	4,57	2,62	11,60	0,96	11,70	0,34	11,21	5,42	4,53	2,27	1,33		
Сумма	100,26	—	99,41	—	99,03	99,95	—	99,77	—	99,78	—	99,64	100,21	99,75	100,00	100,34					
Число анализов	6	7	3	4	20	10	4	20	10	4	1	1	1	1	2	10					

Примечание. 20 анализов гипербазитов заимствованы из работ Г. В. Пинуса, Ю. Н. Колесника (1966); материалы М. И. Юдина, остальные — наши, химлаборатория ИГиГ СО АН СССР; две последние колонки — по данным В. Н. Гребенщикова, К. К. Кулакова и др.

Химические анализы минералов из

Оксид и катион	325				130*	338		343-2*	1123*	109*	Гр*
	Ол	Рп	Мп	Хр	Рп	Ол	Ди	(Амф)	(Сл)	(Серп)	
SiO ₂	41,80	57,5	54,7	—	53,20	40,9	53,7	55,37	50,87	42,42	37,92
TiO ₂	—	0,0	0,11	0,04	0,10	—	—	0,13	0,25	0,05	0,44
Al ₂ O ₃	—	2,31	3,28	22,37	2,22	—	1,31	1,78	25,64	1,61	9,79
Fe ₂ O ₃	—	—	—	3,55	3,01	—	—	1,24	0,76	2,16	17,02
FeO	9,08	4,84	5,46	16,1	4,20	10,5	2,06	5,34	0,86	4,02	0,95
MnO	0,15	0,11	0,18	0,38	0,13	0,35	0,09	0,14	0,05	0,085	0,35
MgO	42,3	33,9	20,9	12,96	33,60	48,9	17,4	19,98	5,01	37,06	0,12
										BaO	
CaO	0,17	1,02	12,0	—	1,79	0,01	23,8	7,23	0,50	0,05	32,93
Na ₂ O	—	0,07	0,57	—	—	—	0,03	5,88	0,37	—	—
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	0,58	10,55	—	—
H ₂ O	—	—	—	—	1,48	—	—	1,34	4,90	12,12	0,51
Cr ₂ O ₃	—	1,01	1,12	43,83	—	0,06	0,66	0,40	—	0,23	—
Сумма	100,34	100,76	98,29	99,03	99,73	100,72	99,05	100,11	99,76	99,66	100,03
f, %	9,5		8,9	45,5	8,3	11,0	8,0	15,2	19,7	8,5	—
Si	1,01		1,98	—	1,909	0,999	1,976	7,80	3,40	4,10	3,04
Ti	—		0,003	0,001	0,004	—	—	0,01	0,01	—	0,05
Al	—		0,14	0,83	0,095	—	0,057	0,31	2,02	0,18	0,93
Fe ³⁺	—		—	0,08	0,041	—	—	0,12	0,06	0,16	1,02
Fe ²⁺	0,18		0,17	0,42	0,125	0,21	0,064	0,62	0,05	0,33	0,06
Mn	0,003		0,005	0,01	0,004	0,007	0,002	0,02	—	—	0,24
Mg	1,78		1,13	0,61	1,797	1,78	0,955	4,20	0,50	5,32	0,015
Ca	—		0,46	—	0,069	0,0004	0,937	1,09	0,04	—	2,83
Na	—		0,04	—	—	—	0,004	1,61	0,05	—	—
K	—		—	—	—	—	—	0,10	0,89	—	—
Cr	—		0,03	1,09	—	—	—	0,01	—	0,01	—
Сумма	2,97				4,044	1,988	4,01				6,97

* Химические анализы. Остальные выполнены на микрозонде под руководством Ю. Г. Лав
Примечание. Образцы 74, 76, 36, 43 — жадеитовые пироксены (1, 1а, 2, 2а — зоны ми
за работы Н. Л. Добрецова (1963), химлаборатория ИГиГ СО АН СССР, 130 — из работы Г. В. Пи
торов.

мингтонитсодержащие антигоритовые серпентиниты. Средние составы
этих пород приведены в табл. 30. Гарцбургиты тяготеют к нижним частям
массива, имеющего на значительном протяжении грубоинклинальное
строение, насколько это можно судить по элементам планпараллельной
структуры в гарцбургитах (см. рис. 41 и 42). В северо-восточной части
хр. Борус намечается антиклинальное строение массива, в ядре которого
обнажается полосчатый комплекс с жилообразными полосами энстатитов
и бронзитов. Субмеридиональная ориентировка полосчатости в этом
ядре несогласна с общим простиранием и тектоническим ограничением
массива. Краевые и верхние (?) части массива интенсивно серпентинизиро
ваны, в частности, почти полностью серпентинизированы лерцолиты,
поэтому их распространение показано на карте несколько условно.

Обычные гарцбургиты, по-видимому, преобладали в Борусском мас
сиве, но из-за своего краевого положения интенсивно серпентинизированы.

офиолитов Борусского пояса

Таблица 31

245 В		Жд		74			76			36		43	
Эг		Жд		74			76			36		43	
2	2а	1а	1	1	2а	2	2*	2	2а	1	1а*	2*	2а
51,6	52,1	60,1	59,3	59,2	55,6	54,7	56,65	56,5	56,2	59,4	58,9	56,6	57,5
—	—	—	—	—	—	—	0,06	0,05	0,15	—	0,34	0,10	0,03
1,0	2,7	20,4	23,8	19,4	11,0	8,10	10,0	10,2	11,0	24,4	21,6	13,7	11,2
5,2	11,4	3,90	1,50	1,80	2,20	3,20	5,52	5,05	4,30	0,40	1,44	2,35	2,70
15,8	8,1	0,15	—	—	2,00	3,20	2,66	1,10	0,80	0,30	0,45	1,35	0,80
0,0	—	—	—	0,08	0,04	0,04	0,16	0,23	0,23	—	0,01	0,10	0,23
4,35	4,37	0,44	0,13	2,90	7,60	8,9	6,37	7,00	7,40	0,12	1,66	6,75	8,30
18,6	13,9	0,80	0,26	4,10	12,8	15,0	10,15	12,2	11,6	0,40	2,77	10,3	12,4
2,9	6,1	14,2	14,2	13,1	7,65	6,2	7,82	8,30	8,70	14,9	12,8	8,77	7,73
—	—	—	—	—	0,00	0,20	0,19	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,08	0,10	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
99,45	96,67	99,99	99,19	100,58	98,89	99,34	99,58	100,63	100,38	99,92	100,05	100,12	100,89
72,3	70,0	79,0	80,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2,045	2,06(?)	2,07	2,02	2,01	2,00	2,00	2,01	2,00	1,99	2,01	2,00	1,99	2,01
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,02	—	—
0,05	0,13	0,84	0,96	0,78	0,47	0,35	0,43	0,43	0,46	0,97	0,87	0,57	0,46
0,16	0,31	0,10	0,04	0,05	0,06	0,09	0,15	0,14	0,12	0,01	0,04	0,06	0,07
0,52	0,29	0,01	—	0,55	0,07	0,10	0,09	0,04	0,03	0,01	0,02	0,04	0,03
0,26	0,26	0,03	0,01	0,15	0,40	0,49	0,34	0,35	0,39	0,01	0,08	0,36	0,43
0,75	0,59	0,03	0,015	0,15	0,49	0,58	0,40	0,46	0,44	0,02	0,10	0,39	0,43
0,22	0,46	0,95	0,95	0,86	0,53	0,4	0,56	0,57	0,59	0,98	0,85	0,60	0,53
4,045	4,10	4,02	4,005	4,005	4,02	4,05	3,98	3,99	4,02	4,01	3,98	4,01	3,96

рентгена. В образце 343-2 (вес. %): FeO=0,59; NiO=0,11, в образце 1123 BaO=0,42.
минералов, соприкасающихся и находящихся в равновесии; 343-2, 1123, 109, 245В (Гр), 36(1а), 43(2) —
луса и Ю. Н. Колесника (1960), остальные — наши материалы; 325 — новый анализ, материал ав-

Состоят из реликтового оливина с железистостью 9—11% по оптическим
свойствам $N_g = 1,690-1,693$), замещаемого петельчатым lizardитом
и (или) антигоритом, ромбического пироксена с железистостью 11—12,5%
($N_g = 1,679-1,681$), замещаемого тальком или баститом, и редких зерен
хромита. В менее серпентинизированных гипербазитах хорошо заметна
интенсивная деформация зерен оливина. В ромбическом пироксене встре
чаются структуры распада твердого раствора — микроскопические линзо
видные параллельные вроски моноклинического пироксена, иногда более
крупные неправильные вроски этого минерала. Эти данные указывают
на высокотемпературность ортопироксена (900—1000°C), как и энста
титов, анализы которых приведены в табл. 31. В породах без признаков
катаклаза пироксен образует более крупные, чем оливин, в целом ксено
морфные зерна. Эти зерна характеризуются струйчато-полосчатым рас
положением, подчеркиваемым серпентинизацией и расщеплением, что

обуславливает отчетливые планпараллельные структуры в гардбургитах. Средние составы гардбургитов близки к таковым в Куртушибинском поясе (см. табл. 23), некоторые отличия намечаются по Al_2O_3 , CaO и степени окисления.

Полосчатые гардбургиты с жилами бронзитов обнажаются в осевой части хр. Борус. Междужильные породы, жилы и линзы бронзитов (мощностью 1—5 см, редко больше) состоят из тех же минералов, но оливин в жилах составляет лишь 5—10% породы. В виде примеси (~ 5%) присутствует также моноклинный пироксен. В участках сближенных параллельных жил бронзитов породе, расположенная между жилами, обеднена пироксеном и переходит в дунит. По простиранию жилы образуют прерывистую цепочку линз и отдельные скопления и цепочки зерен пироксена, аналогичные таковым в обычных гардбургитах.

Взаимоотношения минералов из полосчатого образца (325 в табл. 31) обычно реакционные. Железистости оливина и ортопироксена (см. также обр. 130 в табл. 31) сходны с таковыми в обычных гардбургитах, только в энстатитах наблюдаются большие пределы колебаний. Судя по примеси Ca в ортопироксене и особенно по составу клинопироксена (обр. 325), эти минералы и породы образовались при очень высоких температурах. Отношение $Ca/(Ca + Mg)$ в клинопироксене (0,29) соответствует (по термометру Бойда) температуре 1500°C.

Эти полосчатые породы были описаны М. И. Юдиным (1959) под названием «дуниты» и рассматривались им как результат сложного метасоматического замещения серпентинитов, происшедшего с привнесением магния. В первую стадию процесса (во фронтальной части метасоматической колонны) образовались жилы пироксенитов в серпентините, а затем произошло замещение и тех и других оливиновой породой. Один из авторов в статье о Борусском массиве (Добрецов, 1963) критически рассмотрел эту гипотезу и пришел к выводу, что ее нельзя признать убедительной. Новые факты о высокотемпературности пироксенов подтверждают эту критику. Однако и без этих данных достаточно очевидно, что жилы бронзитов возникли в перидотитах, а не серпентинитах, бронзит жил замещает, как правило, оливин, а не наоборот, и линзовидные выделения его представляют не «плитки-ксенолиты», как думал М. И. Юдин, а жилы в начальную стадию сегрегации. В полосчатых гипербазитах серпентин развивается явно позже оливина. Но взаимоотношения их осложнены наличием различных по форме «псевдожилок» и «псевдокристаллов» оливина, которые М. И. Юдин рассматривал как метасоматические жилки оливина в серпентинитах. Особую роль в образовании этих псевдожилок играют деформация, спайность и ориентированное расположение зерен оливина, благодаря чему агрегаты и лизардита, и антигорита развиваются ориентированно.

Интенсивная деформация зерен оливина установлена нами во всем массиве и проявляется в линейчатом погасании (обусловленном субмикроскопическим двойникованием), отчетливой спайности по (010), изогнутости и дроблении кристаллов, возникновении мелкозернистых агрегатов и катакlastических структур, а также в отчетливой тектонической ориентировке оливина. Последнее установлено на основании статических замеров ориентировки кристаллов оливина и пироксена и построения микроструктурных диаграмм по слегка видоизмененному методу А. Б. Вистельнуса (1948). Наконец, установлены складчатые жилы бронзитов, которые встречаются не только вблизи контактов, как описано М. И. Юдиным (1959), но и в центре массива.

Таким образом, в настоящем виде перидотиты, в том числе обычные и полосчатые гипербазиты, являются тектоническими, а история формирования полосчатого комплекса включает высокотемпературную магматическую стадию (точнее, с участием высокотемпературного расплава) и последующую деформацию и пластическое течение еще горячих пород.

согласно той интерпретации, которую дает А. Николя и Ф. Будье (Nikolas, Boudier, 1975; Nikolas, Boudier, Boullier, 1973; Nikolas, Bouchez, ментального изучения ориентированных структур перидотитов (см. гл. 7). Эти особенности, а также описанные ниже куммингтонизированные лерциты аналогичны метаморфическим процессам, описанным в гипербазитах офиолитовых поясов Полярного Урала, особенно в массивах Сыум-Кеу и Рай-Из. Данные анализов гипербазитов, приведенные в табл. 30, наиболее сходны с данными по гипербазитам массива Рай-Из, включая вторичные дуниты и энстатититы (точнее бронзититы, как и в Борусском массиве).

Лерцолиты (подчиненные верлиты) отличаются от гардбургитов более светлой или красноватой выветрелой коркой, наличием двух пироксенов и особенно «ямчатым» обликом, обусловленным легкой разрушаемостью псевдоморфоз амфибола и серпентина по моноклинному пироксену. Так же, как и гардбургиты, лерцолиты нередко характеризуются отчетливым при выветривании расположением зерен пироксена, особенно нигде не образует. Лерцолиты, как правило, сильно изменены, состоят из реликтов оливина, серпентина (преимущественно хризотила), псевдоморфоз по моноклинному пироксену (обр. 338 в табл. 31), реже бастита, а также вторичных тонкозернистых агрегатов куммингтонита по ортопироксену (фото 14). Количество пироксена в слабо измененных породах доходит до 25%, однако такие породы редки, реликты ромбического пироксена сохраняются еще реже, поэтому трудно различать лерцолиты и верлиты и закартировать их распространение, особенно если баститовые псевдоморфозы перекристаллизованы. Судя по среднему составу пород (см. табл. 30), преобладают лерцолиты, бедные клинопироксеном (10—15%), но богатые серпентином и амфиболом (70—80%).

Оливин существенно не отличается от такового в гардбургитах ($f \approx 10—11\%$, обр. 338 в табл. 31). Моноклинный пироксен представлен хром-диопсидом с содержанием 0,6—0,9% Cr_2O_3 (обр. 338) и железистостью 8—10%. В отличие от свежих пород (обр. 325) диопсид в сильно измененных лерцолитах и верлитах, как правило, содержит много Ca , т. е. является метаморфизованным (низкотемпературным).

ПРОЦЕССЫ МЕТАМОРФИЗМА

Процессы метаморфизма в гипербазитах Борусского пояса проявлены сильнее, чем в гипербазитах Куртушибинского.

Амфиболизация. В лерцолитах (верлитах), особенно в припирсейской части массива, широко распространены своеобразные явления амфиболизации:

1. Развитие вышеупомянутых псевдоморфоз по пироксену, которые обычно представлены волокнистым агрегатом амфибола и серпентина с пылевидным магнетитом и реликтами моноклинного пироксена, в проходящем свете окрашенными в буроватый цвет и хорошо выделяющимися в шлифе.

2. Кроме этих псевдоморфоз, по-видимому, в более измененных породах формируются буроватые мелкозернистые (чаще волокнистые или игольчатые) агрегаты в виде «мути» и ватовидных скоплений. Часто такое явление наблюдалось отчетливо не только по диопсиду, но и по оливину (вдоль трещин и по краям зерен). Этот процесс тесно переплетается с серпентинизацией оливина, так что нередко образуется «сетчатое» или «перистое» переплетение буроватых амфиболовых агрегатов, промежутки между которыми сложены серпентином. Взаимоотношения серпентина и амфиболового агрегата недостаточно ясны, во всяком случае фактов,

позволяющих категорически утверждать более раннее образование амфибола, не имеется.

3. Микрозернистые плохо диагностируемые агрегаты амфибола переходят в отчетливо кристаллические, образующие пятна и гнезда, которые сливаются в «полосы» и «линзы», состоящие из сплошного мозаичного агрегата изометричных зерен амфибола, вторичного оливина, насыщенных пылевидным магнетитом и с примесью антигорита. Реликтовые минералы и структуры первичных пород исчезают.

Амфибол по оптическим свойствам и химическому составу амфиболитизированных лерцолитов сильно отличается от тремолита. Довольно слабый, но отчетливый буроватый оттенок, положительный угол оптических осей ($2V = 82-88^\circ$) и большое двупреломление при $N_g = 1,654-1,656$ позволяют диагностировать амфибол как магнезиальный куммингтонит с необычно большими углами погасания cNg ($19-25^\circ$). Химические анализы амфиболовой породы (с примесью диопсида, серпентина и магнетитовой «пыли») показывают лишь небольшую примесь CaO ($1-2\%$).

В приенисейской части пояса (см. рис. 42) намечается метаморфическая зональность. В центре ее обнажается полоса регенерированных перидотитов с округлыми зернами оливина, пронизанного магнетитом, примесью диопсида, куммингтонита, антигорита. Вокруг них развиты амфиболитизированные перидотиты (нередко с карбонатом) и серпентиниты.

Генезис куммингтонита в перидотитах не вполне ясен. В целом описанные куммингтонит-антигоритовые ($\pm$ диопсид и вторичный оливин, магнетит) породы сходны с аналогичными породами Полярного Урала, особенно массива Рай-Из, где они связываются с процессами регионального метаморфизма гипербазитов. Определенной корреляции указанной минерализации с гранитоидами не наблюдалось. В достоверных гарцбургитах и дунитах амфибол отмечался лишь в единичных случаях. Однако возможно, что развитие его почти исключительно в верлитах (лерцолитах) объясняется пространственным совпадением приуроченности к верхней зоне массива.

Кроме куммингтонита, в одном шлифе, взятом на левобережье р. Енисей, встречен антофиллит. Антофиллитовый агрегат с примесью серпентина и талька образует полосчатые (светло-серые в изломе) образования в серпентинизированном дуните (светло-серые в изломе) в отличие от куммингтонита в верлите. Оптические свойства его: $N_g = 1,659$; $N_r = 1,640$; $2V_{Nr} = 84-86^\circ$; $cNg = 0-5^\circ$.

Специфической формой метаморфизма и метасоматоза является образование тел жадеитов и альбититов в отличие от родингитов и нефритов в Куртушибинском поясе. Эти тела будут описаны ниже в связи с зонами меланжа.

Серпентинизация и серпентиниты. Описанный М. И. Юдиным (1959) контакт «дунитов» и серпентинитов примерно соответствует по положению и форме контакту гарцбургитов и более серпентинизированных лерцолитов и к «серпентинитам», как таковым, отношения не имеет. Юго-западная и краевые части массива гипербазитов сложены преимущественно серпентинитами и сильно серпентинизированными перидотитами.

Общей особенностью серпентинитов Борусского пояса по сравнению с Куртушибинским является широкое развитие серпентинитов с магнетитом, что отражается в повышенной степени окисления всех пород.

Среди серпентинитов и прочих метаморфических пород, образовавшихся по гипербазитам Борусского массива, можно выделить:

1) вышеописанные куммингтонит-серпентиновые породы ($\pm$ диопсид, вторичный оливин, магнетит);

2) «автометаморфические» лизардитовые и лизардит-антигоритовые (с баститом) серпентиниты с хорошо сохранившимися признаками первичных структур и реликтовыми минералами (апогарцбургитовыми, аполерцолитовыми и др.);

3) аллометаморфические антигоритовые и хризотил-антигоритовые серпентиниты, сопровождающиеся зонами дробления и расслаивания с обильным магнетитом и многочисленными жилками магнетита, антигорита, асбеста, зональными магнетит-серпентитовыми жилками и др.;

4) крупночешуйчатые антигоритовые серпентиниты и хлорит-антигоритовые жилы, а также мелкочешуйчатые нефритоподобные серпентиниты, связанные с телами жадеитов и альбититов;

5) тальк-карбонатные, серпентин-тальковые и кварц-карбонатные породы, образовавшиеся при гидротермальной переработке гипербазитов вдоль разломов.

Устанавливается до 7-8 генераций серпентина: 1) петельчатые жилки лизардита по оливину, нередко ассоциирующиеся с тальком по бронзиту, 2) сплошные массы мелкочешуйчатого антигорита ($\pm$ хризотил), 3) пластинки, перистые или параллельно-ориентированные агрегаты крупночешуйчатого антигорита. Среди них выделяются железистые антигориты (дженкинскиты) зеленоватого (в шлифе) цвета, повышенного преломления и двупреломления (до 0,015), 4) серпентин с магнетитом и карбонатом в виде тонких жилок и (или) пятен, 5-7) жилки антигорита с каемками магнетита, поперечно-волокнистого хризотил-асбеста с «волокнистым» магнетитом, изотропного или слабо двупреломляющего серпентина с магнетитом и др. По взаимному пересечению среди этих жилок устанавливается несколько генераций.

Более подробно опишем крупночешуйчатые антигоритовые серпентиниты и хлорит-антигоритовые жилы. Они развиты в районе кл. Кашикарк вблизи жадеитовых тел. Представляют зеленоватые «слиудоподобные» постепенно переходящие в «обычные» серпентиниты. Главные минералы их — антигорит, железистый антигорит (дженкинскит), карбонаты, магнетит, хлорит. Дженкинскит образует иногда не «слиудистый», а «зернистый» агрегат. Хлорит присутствует вблизи жадеитовых тел. Карбонат (магнезит или доломит) представляет неправильные пятна или жилки с магнетитом почти во всех образцах. Своеобразна порода, в которой он образует порфировидные зерна, выделяющиеся на темном фоне серпентинита. Этот карбонат близок к магнезит-брейнериту ($NO = 1,720$).

Жилообразные тела хлорит-антигоритовых пород (см. ниже рис. 45) имеют северо-восточное простирание, согласное с расслаиванием тел серпентинитов мощностью до 30 м и длиной до 200 м. Они характеризуются зональным строением:

1) в центре — светлый крупнопластинчатый антигорит, напоминающий мусковит, с отдельными зернами магнетита;

2) хлорит-серпентиновая зона с обильным магнетитом, спутанночешуйчатого строения, серпентин более железистый;

3) карбонатно-хлоритовая зона «шестоватоподобного» сложения, vyplненная клинохлором и подчиненным доломитом ($NO = 1,680$), образующим также жилки;

4) мелкочешуйчатая зона, состоящая из более железистого хлорита, антигорита и карбоната. При выветривании превращается в золотисто-желтую оторочку гидрослюда.

Мелкочешуйчатые однородные (нефритоподобные) серпентиниты, состоящие из одного антигорита с резорбированными зернами хромита, образуют каймы вокруг тел альбититов в осевой части хр. Борус.

Главные этапы метаморфизма гипербазитов Борусского массива:

1) пластические деформации и образование ориентированных структур и текстур, в определенных участках сегрегационных жил пироксенитов магматической или ранней постмагматической (высокотемпературной) стадии формирования интрузии;

2) автометаморфические постмагматические процессы (развитие талька по ромбическому пироксену, хризотила в краевых частях, меньше — в центральной части массива);

3) амфиболизация перидотитов, связанная, возможно, с предыдущим этапом;

4) сплошная серпентинизация зон дробления с обильным выделением и частичным привнесением магнетита (до 30%);

5) перекристаллизация с образованием крупночешуйчатого ориентированного агрегата антигорита и хлорит-антигоритовых жил (этапы 3 — 5 могли перекрывать друг друга во времени, возможно, они представляют разные стадии единого процесса регионального метаморфизма, с которым связаны также образование и диафторез жил альбититов и жадеититов; некоторые хлорит-антигоритовые породы, а также нефритоподобные серпентиниты ассоциируются с амфиболовыми оторочками);

6) образование сетки жил серпфита и хризотил-асбеста (последний установлен в осевой части хр. Борус вблизи ядра полосчатых гарцбургитов и вдали от участков карбонатизации, т. е. в ситуации, в которой осуществлялась аналогичная асбестовая минерализация Куртушибинского пояса; однако выявленные масштабы асбестовосности в Борусском поясе пока значительно скромнее);

7) образование листовитоподобных пород вдоль зон дробления. Габброиды. В метаморфических сланцах, сопоставляемых с породами акольской свиты Куртушибинского хребта, в нескольких местах встречаются небольшие тела метаморфизованных габброидных пород, превращенных в габбро-амфиболиты и амфиболиты. Такие породы обнажаются как на юго-восточной, так и на северо-западной стороне пояса, а также на юго-западном выклинивании пояса в хр. Стап-Таскыл, где только в одном случае они соприкасаются с рассланцованными серпентинитами (см. рис. 41), а в остальных изолированы от гипербазитов, поэтому их положение в общем разрезе офиолитов неясно. По крайней мере, всегда эти породы образуют удлиненно-линзовидные тела, вытянутые по простиранию вмещающих метаморфических сланцев, но в некоторых местах обнаруживают секущие контакты. В целом интрузивные соотношения замаскированы в результате регионального метаморфизма. Наиболее крупное тело (5×1,5 км) обнажается на р. Кашутка (левобережье Енисея, см. рис. 42). В центре тела здесь сохраняются массивные слабополосчатые габбро-амфиболиты с реликтами моноклинового пироксена. Большая часть тела превращена в полосчатые, иногда сланцеватые эпидотовые амфиболиты.

Породы состоят из сине-зеленой роговой обманки, эпидот-клиноцоизита, альбита, хлорита, титаномагнетита, сфена. Иногда сохраняются реликты моноклинового пироксена, близкого к диопсиду. В серпентинитовом меланже на р. Кантегир и кл. Кашкарак (см. ниже) встречены также тектонические включения гранатовых амфиболитов (обр. 70М в табл. 30). Гранат-кальциевый альмандин интенсивно замещается хлоритом и стильпномеланом и сохраняется только в реликтах. Остальные минералы (Рог, Аб, Эп, Хл, Мт) аналогичны таковым из безгранатовых амфиболитов. Составы этих пород, приведенные в табл. 30, показывают, что борусские метагабброиды отличаются от куртушибинских повышенной железистостью, титанистостью и натровостью. К ним близки также кварцевые габбро Кантегирского массива (см. табл. 30), которые, в свою очередь, сходны со многими силлами и дайками чингинской свиты (см. ниже).

Кантегирский габбро-плагногранитный массив вытянут по простиранию пояса от р. Енисей в левобережную часть р. Кантегир на расстояние 35 км. Он отчетливо прорывает гипербазиты, хотя большая часть контактов тектоническая. На р. Кантегир в контакте с гранитоидами описаны оливковые и тремолит-оливковые роговики, образующие контактовую зону мощностью около 100 м (Юдин, 1963). В гранитоидах вблизи контактов встречаются также ксенолиты амфиболовых пород, сложенные мало-железистой роговой обманкой. Породы массива представлены кварцсодержащими габбро, диоритами и кварцевыми диоритами, биотит-рого-

обманковыми гранодиоритами и плагногранитами. По составу и степени метаморфизма они аналогичны породам манского габбро-плагногранитного комплекса в Северо-Саянском поясе, для которого устанавливается среднекембрийский возраст (гальки гранитоидов встречаются в конгломератах арбатской свиты ϵ_{2-3}). Интенсивный метаморфизм кантегирских диоритов и гранитоидов выражается в интенсивной хлоритизации и эпидотизации, дроблении и катаклазе пород. Характерны эпидозиты, образующие мощные полосы и брекчиевидно-прожилковые зоны.

Кварцсодержащие габбро, по данным В. Н. Гребенщикова, К. К. Кулакова и других исследователей, выделяются в юго-западной части массива. Взаимоотношения их с диоритами и гранитоидами точно не выяснены. Судя по аналогии их состава с составом метагаббро и наличию амфиболовых ксенолитов в гранодиоритах, это могут быть более ранние офиолитовые габбро, или ранняя фаза комплекса.

Преобладающие породы относятся к ряду диорит — плагногранит. Вариации в них количественных соотношений главных минералов — андезина, кварца, микроклина (в гранодиоритах) и структурно-текстурные особенности позволяют выделить целую серию разновидностей (но на их детальной характеристике мы в данной работе не останавливаемся).

Биотит — густо-бурый по Ng, зеленовато-желтый по Np; Ng от 1,641 до 1,652, что соответствует 46—56% железистого компонента по диаграмме В. С. Соболева (1950). Роговая обманка — зональная, более светлая в центре до светло-зеленой (по Ng) в краевой части. В амфиболе и биотите присутствуют крупные зерна титаномагнетита, сфена, призмь апатита. Для этих пород характерно то, что микроклип в ряде случаев отчетливо замещает плагиоклаз. Одновременно биотит тоже частично разъедает плагиоклаз и по степени идиоморфизма примерно равен микроклину. Иногда наблюдается более поздняя альбитизация. Каемки альбита развиваются не только по плагиоклазу, но и по микроклину с образованием мirmekитов (и тогда даже, когда кислый плагиоклаз содержит примесь апортитового компонента, т. е. Ab_{5-10}). Эти замещения характеризуют, возможно, раннюю постмагматическую стадию.

Более поздние метаморфические (?) изменения начинаются с образования ярко-зеленого хлорита по биотиту, меньше по роговой обманке, кристаллического эпидота по роговой обманке. Последняя нередко обрастает каемками и отдельными зернами полущелочного голубовато-зеленого амфибола с заметной дисперсией оптических осей. Андезин деапортизируется и замещается серпцитом и соссоритом, особенно вдоль зон дробления. Возникают также жилы кристаллического эпидота, альбита, кварца (иногда с пренитом).

ЗОНЫ МЕЛАНЖА И ТЕЛА ЖАДЕИТОВЫХ ПОРОД

Полосы серпентинитовых сланцев с обломками вмещающих и «чуждых» пород были выделены одним из авторов еще в 1961—1963 гг., хотя тогда они не были названы меланжем (Добрецов, 1963). В одной из таких полос на правобережье р. Кашутка среди серпентинитовых сланцев были обнаружены «плавающие» глыбы хромита и метагаббро, на основании чего даже проводились поиски хромитовых руд. Позже такие очень протяженные и нередко изогнутые полосы серпентинитов с обломками были прослежены при геологической съемке масштаба 1 : 50 000 (В. Н. Гребенщиков, К. К. Кулаков и др.) и схематически показаны на рис. 41.

Одна из таких зон с телами жадеититов, альбититов, гранатовых амфиболитов, амфиболитов и амфиболовых сланцев, кварцитов, слюдистых и кварцевых пород прослеживается вдоль юго-восточного края гипербазитового массива по обоим берегам р. Кантегир (см. рис. 42). Часть этой зоны с телами жадеититов была закартирована нами (Добре-

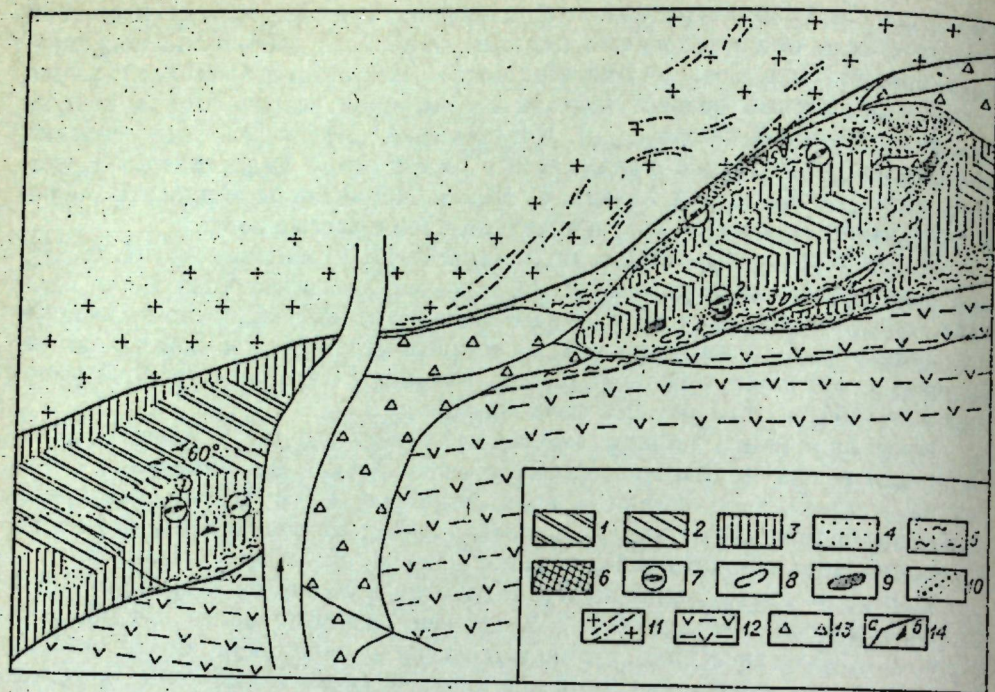


Рис. 43. Строение меланжа (участка с жадеитовыми телами) на р. Кантегир. 1 — габбуриты; 2 — массивные серпентиниты; 3 — сланцеватые серпентиниты с хлоритом; 4 — то же, с карбонатом; 5 — перетертые серпентинитовые сланцы; 6 — листвениты, тела; 7 — альбититы, жадеититы; 8 — кремнистые породы; 9 — гранатовых амфиболитов; 10 — линзы хлорит-антигоритовых пород; 11 — гранитоиды; 12 — метаффузны; 13 — аллювий и делювий; 14 — тектонические контакты (а) и элементы сланцеватости (б) в гипербазитах.

цов, 1963) в 1960—1961 гг. и изображена на рис. 43. Все вышеперечисленные породы отсутствуют во вмещающих породах зоны, они слагают округлые тела и блоки-ксенолиты в серпентинитах и серпентиновых сланцах неоднородного полосчатого строения. После ревизии этой зоны в 1973 г. мы пришли к выводу, что она представляет меланж, как и большая часть других «полос» серпентинитовых сланцев. Зона меланжа на кл. Кашкарак подстилает главное тело гипербазитов и падает на северо-запад под углами 40—50° (см. разрез на рис. 44).

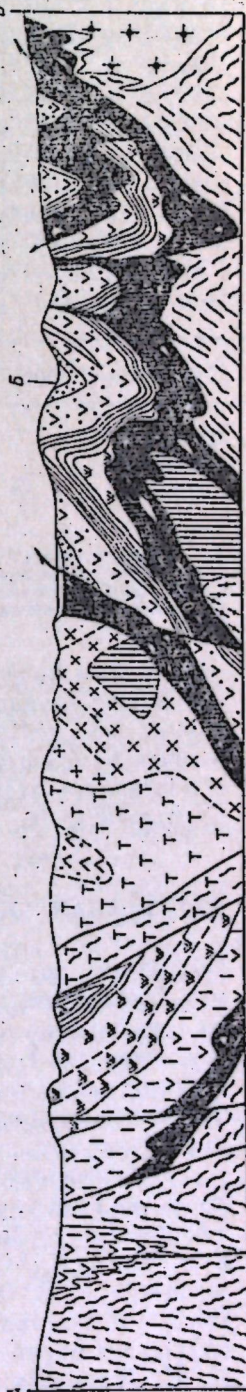
Наибольший интерес в этом меланже представляют самые глубокие породы — жадеититы и гранатовые амфиболиты. Жадеититы, в отличие от полярноуральских, представляют крупнозернистую породу, в которой зональный жадеит (обр. 36 и 74, в табл. 31) обрастает диопсид-жадеитом (обр. 76 и 43) и замещается в разной мере альбитом, канкрипитом, слюдой, аномальным анальцитом (Добрецов, 1962, 1963). Самое крупное тело (100×50 м) имеет округлую форму, в северо-восточной части сложено голубоватым диопсид-жадеитом, но четких первичных оторочек в нем нет. Другие тела жадеититов, особенно на левобережье р. Кантегир, интенсивно альбитизированы, местами содержат амфиболовую оторочку. Присутствуют также тела мелкозернистых альбититов, в центре кварцсодержащих, с натровым амфиболом типа магнезиорибекита или кроссита. Актинолитовые и хлоритовые оторочки сохраняются в них только в углублениях внешнего округлого контура тела. Слюдиты и слюдяные оторочки (обр. 112з в табл. 31) представлены фенгитом. Многие тела имеют зеркала скольжения, иногда отполированы до блеска. Во всех таких случаях можно думать, что они были тектонически «обкатаны», «обтерты» в меланже и первичные их оторочки в основном сорваны. Но, судя по реликтам, это были диопсид-жадеитовые и роговообманковые оторочки, замещающиеся актинолитом и хлоритом, аналогично полярноуральским жадеити-

там. Гранатовые амфиболиты обнаружены в канавах; они образуют округлые тела размерами в поперечнике 5—20 м.

Другая зона с телами жадеититов и альбититов располагается в водораздельной части хр. Борус на его юго-восточном склоне. Вмещающие породы — нефритоподобные серпентиниты — и здесь в большинстве случаев сильно перемятые, реже плотные (обр. 109 в табл. 31). Однако меланжевое происхождение этой зоны внутри гипербазитов проблематично. Здесь присутствуют удлиненные тела (дайки?) альбитизированных гранитоидов, за счет которых, как мы считали (Добрецов, 1963), и образовались жадеититы. Но непосредственные переходы сейчас не сохранились. Жадеититы еще больше альбитизированы, жадеит сохранился в виде реликтов только в центральной части тел. Возникающие альбитовые диафориты имеют четкую метасоматическую зональность и амфиболовую оторочку, представленную Na-актинолитом или рихтеритом (обр. 343-2 в табл. 31). При диафорезе жадеититов возникают также ассоциации высоких давлений — альбититы, содержащие не только Na-амфибол, как на кл. Кашкарак, но также ассоциацию жадеитовый пироксен + кварц. В табл. 31 приведены минералы из образца 245В, в котором присутствуют альбит, кварц, зональный жадеитовый пироксен (в центре — эгириновый хлормеланит 2 и 2а, на краях — чистый жадеит 1 и 1а с вростками кварца),grossуляр-андрадитовый гранат, Na-амфибол, анальцит и натролит. Эта ассоциация образовалась явно в несколько стадий, но если даже предположить равновесие жадеита с кварцем и целитами и принять температуру порядка 200°C, то и тогда давление составляет не менее 10 кбар. Альбит-жадеитовые породы и слюдиты на кл. Кашкарак могли соответствовать температуре 400—500°C и давлению 8—10 кбар, первичные крупнозернистые жадеититы — еще более высокой температуре, не менее 600°C, и давлению 10—11 кбар.

Таким образом, в Борусском поясе ассоциации минералов высоких давлений (того же порядка, что и в Куртушибинском, — около 10 кбар присутствуют в меланже в подошве главного офиолитового тела или внутри него. В остальных зонах меланжа (серпентинитовых сланцев), т. е. к югу и юго-востоку от главного тела (см. рис. 41 и 42), такие ассоциации не обнаружены, отмечались только местные породы — углисто-кремнистые, кварциты и метабазальты чингинской свиты. Сами эти зоны разделяют отдельные пластины чингинской свиты и (или) акольской и нередко смяты вместе с ними в складки, как показано на разрезе рис. 44. В ядре этих складок образуются расширения зон серпентинитовых сланцев с отходящими от них «апофизмами» — пластинами меланжа в ядрах более мелких антиклинальных складок (см. рис. 42 и 44). Подобная интерпретация требует еще уточнений, но вместе с

Рис. 44. Разрез через Борусский офиолитовый пояс. Усл. обозн. и положение линии АВ см. на рис. 42.



Химические анализы метаморфических сланцев и метабазитов

Оксид	Метабазиты						Карбонатные и метаграуваки			
	1		2		3		4		5	
	$\bar{x}$	S	$\bar{x}$	S	$\bar{x}$	S	$\bar{x}$	S	$\bar{x}$	S
SiO ₂	47,91	4,33	46,90	3,49	47,95	5,69	42,84	7,66	53,39	4,66
TiO ₂	2,86	0,95	2,46	0,45	2,23	0,83	1,38	0,67	0,98	0,43
Al ₂ O ₃	14,34	1,50	15,74	1,89	14,37	1,71	12,00	1,88	12,87	1,57
Fe ₂ O ₃	4,62	2,08	7,06	1,94	3,39	2,04	2,64	1,48	2,95	3,13
FeO	8,44	2,22	6,70	1,31	6,66	2,93	4,29	2,59	6,15	3,81
MnO	0,19	0,04	0,22	0,07	0,22	0,06	0,18	0,03	0,19	0,06
MgO	5,25	2,39	5,11	1,35	5,50	1,81	2,94	1,45	4,83	2,22
CaO	8,50	4,43	9,35	3,06	10,15	4,33	17,04	5,77	7,70	3,31
Na ₂ O	3,16	1,63	2,73	1,02	3,01	0,98	3,43	0,70	2,19	1,09
K ₂ O	0,55	0,45	0,23	0,16	0,61	0,44	0,51	0,40	1,34	0,75
P ₂ O ₅	0,32	0,39	0,11	0,16	0,19	0,20	0,27	0,36	0,15	0,12
П. п. п.	3,87	1,63	3,56	1,04	5,84	3,41	13,00	2,84	7,27	2,07
Сумма	100,01	—	100,17	—	100,12	—	100,52	—	100,01	—
Число анализов	10		5		12		6		6	

Примечание. 1 — метабазиты аюльской (стантаскыльской) толщи приенисейской части свиты Куртушибинского хребта; 4 — хлорит-карбонатные породы; 5 — карбонатно-хлоритовые; таграуваки ишиной свиты по Усинскому тракту; чингинская свита: 10 — графитистый феллит; фазиты Северо-Саянского пояса, I тип; 15 — то же, II тип.

остальными фактами (глубинные высокобарические ксенолиты в меланже в подошве главного тела и др.) она предполагает иной механизм продвижения, чем в Куртушибинском поясе. Основной надвиг, вероятно, произошел в подошве главного гипербазитового тела, а перед его фронтом образовались вторичные «складчатые» надвиги и пластины чингинской и аюльской свит.

ЧИНГИНСКАЯ И НИЖНЕМОНОКСКАЯ СВИТЫ

Обе свиты, как и в Куртушибинском поясе, сложены преимущественно метабазальтами, метатифами, переслаивающимися с кремнистыми породами, графитисто-кремнистыми и туфогенными сланцами. Можно предполагать, что и в Борусском поясе чингинская свита соответствует верхней части разреза офиолитов, однако здесь, как мы отмечали, псевдостратиграфические соотношения гипербазитов, габбро и чингинской свиты не реконструируются, так как пояс сильно тектонически переработан.

В составе чингинской свиты Борусского пояса выделяется несколько пачек или подсвит. В. П. Коробейников (1971) и В. М. Исаков (1974; Исаков, Коробейников, 1969, 1970) выделяют 3 подсвиты и верхнемонокскую свиту; В. Н. Гребенщиков и К. К. Кулаков, проводившие съемку масштаба 1 : 50 000 юго-западной части пояса, расчленяют 4 подсвиты. На более детальной карте приенисейской части (см. рис. 42) показаны пачки, примерно соответствующие 4 подсвитам В. Н. Гребенщикова и К. К. Кулакова. Две нижние обнажаются преимущественно вблизи от гипербазитов в хр. Стан-Таскыл и верховьях р. Голубая. Они близки

чингинской свиты Борусского и Северо-Саянского поясов

Таблица 32

Ковые сланцы		Кварциты		Метакесчанники		Чингинская свита						
6		7	8			10	11		12	13	14	15
$\bar{x}$	S	($\bar{x}$)	(131a)	9		($\bar{x}$)	$\bar{x}$	S	($\bar{x}$)	($\bar{x}$)	($\bar{x}$)	($\bar{x}$)
				$\bar{x}$	S							
55,23	4,48	63,0	94,02	63,25	3,65	51,00	50,10	2,42	48,02	52,06	46,10	47,6
1,79	1,31	0,48	0,21	0,69	0,27	2,86	1,87	0,76	2,73	1,27	2,86	1,07
14,94	1,96	11,23	0,71	14,43	1,98	14,30	14,71	1,01	14,72	14,70	14,30	13,40
3,37	2,55	3,31	—	1,17	1,04	5,80	3,56	2,51	5,06	2,37	2,83	2,07
5,61	1,16	2,28	1,44	4,92	1,44	5,73	6,99	1,20	7,73	6,40	9,63	8,57
0,15	0,07	0,08	0,14	0,13	0,04	0,28	0,22	0,06	0,23	0,22	0,21	0,20
3,81	1,26	3,28	—	3,60	0,99	3,70	5,63	1,84	5,23	6,13	6,09	9,84
6,83	2,90	5,27	1,87	3,12	2,81	9,65	9,59	2,09	8,56	9,71	7,51	9,56
3,52	1,36	1,73	0,10	2,61	0,60	4,50	3,52	0,62	3,53	3,51	3,76	2,86
1,17	0,59	1,86	0,18	1,50	0,49	0,75	0,75	0,59	0,36	0,90	0,82	0,85
0,27	0,37	0,11	0,32	0,05	0,07	—	0,18	0,18	0,18	0,09	0,31	0,15
3,32	1,86	6,83	0,64	4,61	2,12	1,05	3,51	1,45	4,23	3,01	5,42	3,77
100,01	—	99,46	99,82	100,08	—	99,62	100,63	—	100,48	100,37	99,84	99,94
6		2	1	8		2	10		4	6	11	6

Борусского пояса; 2 — то же, по Усинскому тракту; 3 — зеленосланцевые метабазиты аюльской свиты Куртушибинского хребта; 4 — хлорит-карбонатные породы; 5 — карбонатно-хлоритовые; таграуваки ишиной свиты по Усинскому тракту; чингинская свита: 10 — графитистый феллит; фазиты Северо-Саянского пояса в целом; 12 — то же, I тип; 13 — то же, II тип; 14 — метаф-

двум подсвитам Куртушибинского пояса. В нижней преобладают метаморфизованные, местами рассланцованные метабазальты и их туфы серо-зеленого и серого цвета, содержащие зеленосланцевые ассоциации: Акт + АБ + Эп + Хл + Сф ± Пум; АБ + Хл + соссюрит + Мп(рел.) + Сф + карбонат; Эп + Пум + Хл + АБ ± Сл. Вторая подсвита сложена графитисто-кремнистыми, кремнистыми, кварцитовидными породами (силицидами) и графитистыми филлитами с прослоями метабазитов.

Третья подсвита, вновь вулканогенная, представлена слабо метаморфизованными порфиридами (часто с разложившимися фенокристаллами плагиоклаза) и их туфами, с прослоями зеленых яшм. Возможно, к этой же подсвите относятся зеленые кремнистые сланцы и силицилиты, выделяемые в качестве третьей подсвиты В. П. Коробейниковым и В. М. Исаковым в хр. Стан-Таскыл. Четвертая подсвита сложена чередующимися слабо метаморфизованными разногальчными конгломератами, туфопесчаниками и туфоалевролитами с прослоями порфиритов * и условно сопоставляется В. М. Исаковым и В. П. Коробейниковым с верхнемонокской свитой Северо-Саянского пояса. В таком случае очень вероятно, что третья пачка соотносится с нижнемонокской свитой. Она заметно отличается по составу и степени метаморфизма (хорошо сохраняются первичные структуры, первичные пироксены и иногда реликты плагиоклаза, характерны жилки пумпеллинита и стильпомелана). По составу они менее железистые и титанистые, чем в нижней подсвите.

* В бассейне р. Кантегир четвертая пачка на геологической карте В. Н. Гребенщикова, К. К. Кулакова ошибочно объединена с второй подсвитой.

Подобная неоднородность — разделение на два типа базальтов — прослеживается и в других разрезах Борусского и Северо-Саянского поясов. Средние составы этих двух типов базальтов приведены в табл. 32. Одинаковые содержания Al_2O_3 и щелочей в базальтах показывают, что последние не могут быть дифференциатами одной серии. Первый тип (железистый и титанистый) совершенно аналогичен метабазальтам чингинской свиты Куртушибинского пояса, второй, менее железистый, титанистый (и более кальциевый), уклоняется в сторону нижнемонокских андезит-базальтов в Борусском поясе и океанических плагиобазальтов в Северо-Саянском поясе. Пока неясно, представляет ли эта неоднородность результат смешения чингинской и нижнемонокской свит * или же базальты и ишмы, сходные с нижнемонокскими, появляются уже в разрезе чингинской свиты. В верхах разреза чингинской свиты в Борусской и Северо-Саянской зонах, по В. М. Исакову, присутствует фауна низов кембрия, отмеченная еще А. Г. Сивовым на кл. Малый Кашкарет. Не исключено, как отмечает и В. М. Исаков, что эти горизонты относятся уже к нижнемонокской свите. Недаром чингинская свита в Северо-Саянском и Борусском поясах многими авторами объединялась с нижнемонокской или они считались эквивалентами (Зоненшайн, 1963; Велинский, 1968).

В любом случае в Борусском и Северо-Саянском поясах чингинская и нижнемонокская свиты связаны очень тесно, в Куртушибинском же поясе аналоги нижнемонокской свиты отсутствуют и терешкинская (акдуртская) свита (аналог верхнемонокской) залегает с разрывом и, вероятно, со скрытым несогласием на чингинскую свиту и офиолиты (Зайков, Зайкова, 1969). В то же время базальты терешкинской свиты в Куртушибинском поясе, как было отмечено выше (см. табл. 25), сохраняют преемственность с базальтами чингинской свиты, а в Борусском, и особенно в Северо-Саянском поясах состав вулканитов в нижнемонокской (частично внутри чингинской свиты?) резко меняется в сторону типичных островодужных эффузивов (малотитанистых базальтов, андезит-базальтов, андезитов и кислых эффузивов). В результате зеленокаменного метаморфизма они обогащены натрием и обеднены кальцием. В соответствии с этим их называют «спилитами, кератоспилитами и кератофирами» (Велинский, 1968), хотя по остальным признакам они не отличаются от островодужных ассоциаций.

Особое положение занимают метадиабазы и метатифы Северо-Саянского пояса, обнажающиеся по Усинскому тракту севернее рч. Собачьей. Они относились разными авторами к чингинской, нижнемонокской и кокташской толщам. По ассоциациям, в частности по наличию синезеленого амфибола типа винчита, они сходны с породами акольской свиты; по массивному облику пород и ассоциации с филлитами ближе к чингинской свите, по составу соответствуют и тем и другим (см. табл. 32). Учитывая также близость метабазитов (и части метаграувакк) акольской свиты метаэффузивам чингинской и повышенную долю метабазитов в разрезах джебашской серии, примыкающих к офиолитам (Коробейников, 1971), можно предположить, что даже акольская и чингинская свиты в Борусском и Северо-Саянском поясах связаны достаточно тесно.

В Борусском поясе (в хр. Стан-Таскыл, на р. Малый Кашкарет, в верховьях р. Сизая) присутствуют отложения арбатской свиты верхнего кембрия, представленные, как и в Северо-Саянском поясе, преимущественно конгломератами, песчаниками и алевролитами. Таким образом, весь разрез кембрия в Борусском поясе сходен с Северо-Саянским и заметно отличается от Куртушибинского.

* Выборка анализов метабазальтов чингинской свиты в табл. 32 взята из диссертации М. В. Исакова. Из нее отброшены туфогенные и сомнительные анализы, остальные разделены на две группы. В первой преобладают анализы с р. Сизая и левобережья Енисея, во второй — с р. Малая Шуль.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ СЛАНЦЫ

Как и в Куртушибинском поясе, метаморфические сланцы относятся к докембрийской джебашской серии, но обнаруживаются по обе стороны от офиолитового пояса. Часть из них, примыкающая к офиолитам и представленная преимущественно метабазитовыми сланцами, объединялась с чингинской свитой, или относилась к сютхольской свите кембрия. Впервые эти сланцы выделены в самостоятельную толщу и сопоставлены с акольской свитой джебашской серии Н. Л. Добрецовым (1963), позже под названием стантаскыльская толща — В. М. Исаковым и В. П. Коробейниковым (1969). Стантаскыльская толща считается верхней частью джебашской серии, т. е. тоже примерным эквивалентом акольской свиты. В остальной части джебашской серии (уртенская свита, по В. П. Коробейникову) преобладают хлорит-карбонатные и карбонат-альбит-хлоритовые сланцы. Такие же породы встречаются и в акольской (стантаскыльской) свите; в уртенской отмечаются метабазиты. В обеих свитах присутствуют одинаковые зеленчатые и белые полосчатые кварциты, слюдистые кварцито-сланцы, прослой мраморов. Другими словами, свиты отличаются только по преобладанию метабазитов или карбонатсодержащих парасланцев и граница между ними весьма условна. В то же время, как отмечает В. П. Коробейников (1971), отложения чингинской свиты структурно тесно связаны с метаморфическими сланцами джебашской серии.

Составы главных разновидностей метаморфических сланцев в обрамлении Борусского пояса приведены в табл. 32. Из сравнения с табл. 26 хорошо видно, что аналогичные сланцы в Куртушибинском и Борусском поясах практически идентичны.

Метабазиты, судя по хорошей полосчатости и большим колебаниям состава (что отражается в высоких дисперсиях, особенно SiO_2 и CaO , см. табл. 32), представляют преимущественно метаморфизованные туфогенные породы. Интересно отметить, что их средние составы близки таковым метабазальтов чингинской свиты (1 типу в Борусском поясе, см. колонки 1, 3 и 12 в табл. 32 и 1, 3 и 4 в табл. 26). Значимые отличия обнаруживаются только по дисперсии SiO_2 , CaO и Na_2O . В зеленосланцевых метабазитах джебашской серии Куртушибинского хребта (колонка 3 в табл. 32) намечается также меньшая железистость.

Карбонатные, метаграувакковые сланцы и кварцито-сланцы, как и в Куртушибинском хребте, отличаются только количественными соотношениями альбита (олигоклаза), хлорита, эпидота, кальцита и кварца. Как видно из сравнения средних содержаний SiO_2 , CaO и п. п. п. (CO_2), они образуют непрерывный ряд от карбонатных сланцев через карбонатно-хлоритовые и метаграувакковые карбонатно-хлорит-альбитовые сланцы к карбонатсодержащим кварцито-сланцам и далее к кварцитам. Большая часть сланцев (колонки 4—6 в табл. 32) носит отчетливый базальтоидный характер (их усредненные составы опять же близки таковым метабазальтов с добавлением ~ 10% кальцита и кварца). Граувакковые метапесчаники иштинской свиты (колонка 9 в табл. 32) соответствуют андезитам, кварцито-сланцам джебашской серии (см. также табл. 26), отличаются только большим содержанием CaO , меньшим Na_2O и Al_2O_3 ; если из содержаний (колонка 7) вычесть около 30% кремнистого вещества, получается состав, близкий базальтовому.

Таким образом, породы джебашской серии в целом представляют продукты разрушения и частичной дифференциации базальтоидов, близких к акольским или чингинским, в условиях сильной карбонатизации кальциевых силикатов. Постоянная повышенная карбонатность сланцев джебашской серии — одно из существенных отличий от чингинской свиты. Другое важное отличие — повышенная степень метаморфизма. Породы джебашской серии регионально метаморфизованы; в них не сохраняются признаки первичных структур и реликты первичных минералов и мине-

ральные ассоциации не опускаются ниже среднетемпературной субфации зеленосланцевой фации, в частности, отсутствуют пумпеллит, стильпномелан, пренит, обычные в породах чингинской свиты и части офиолитов. В отличие от джебашской серии Куртушибинского пояса в Борусском поясе и Джебашском выступе отсутствуют (или очень редки) ассоциации повышенных давлений и характерны относительно высокотемпературные ассоциации (T выше фации зеленых сланцев). Сине-зеленый амфибол типа винчита отмечался нами только по Усинскому тракту (р. Собачья) и низовья р. Кантегир; ранее А. Г. Сивов, по-видимому, ошибочно описывал отсюда глаукофан. Винчит или кроссит был отмечен Г. М. Владимирским также на юго-восточном склоне хр. Борус, в верховье р. Березовская Сосновка. Однако даже в этих ассоциациях P могло быть не выше 6—7 кбар, а в большинстве пород — и меньше (ориентировочно 4—5 кбар, судя по ставролиту и отсутствию ассоциаций $\text{Pog} + \text{Kum}$ в высокотемпературных зонах). Высокобарические ассоциации отмечены только в тектонических включениях внутри гипербазитов.

Переход от зеленосланцевой зоны к более высокотемпературным фиксируется появлением очковых порфиробластических сланцев, в которых порфиробласты сложены олигоклазом, а актинолит сменяется зеленой актинолитовой роговой обманкой, далее — обычной роговой обманкой; в части метаграувакковых сланцев появляется биотит, в кварцитах — гранат, в мраморах — тремолит. Такие породы были закартированы нами в юго-восточной части пояса в приенисейской части (см. рис. 42), в верховьях р. Абдыр и отмечены в северо-западной части пояса — в Джебашском хребте (Коробейников, 1971) и на правом берегу Енисея нами. Порфиробласты олигоклаза содержат включения слюдястых и рудных минералов, образующих линии включений S-образной формы, что доказывает рост порфиробласт одновременно с деформациями и вращением зерен (R-текtonиты).

С этими породами, относящимися к эпидот-амфиболитовой фации, пространственно сопряжены вышеописанные явления метаморфизма в гипербазитах (амфиболитизация и регенерация перидотитов). В то же время устанавливаются постметаморфические нарушения, поскольку границы эпидот-амфиболитовой фации в гипербазитах не прослеживаются. В когдарском комплексе (см. ниже) высокотемпературные породы контактируют непосредственно с серпентинитами, хотя здесь же отмечены гарцбургиты с пойкилобластами энстатита (по-видимому, регенерированные).

В Джебашском выступе вблизи северо-восточного и юго-западного окончаний Борусского пояса (см. рис. 41) наблюдается более высокотемпературная метаморфическая зональность. Подробнее она описана на северо-востоке в когдарском метаморфическом комплексе (Коробейников, 1970, 1971). Здесь выделяются зона I (биотитовая), II (альбит-альмандин-роговообманковая), III (олигоклаз-альмандин-роговообманковая), IV (безэпидотовая, с андезином и сине-зеленой роговой обманкой.) В отличие от вышеописанных олигоклазовых порфиробластических сланцев олигоклаз в когдарской зональности появляется после альмандина и бурозеленой роговой обманки, что вместе с широким распространением альмандиновых амфиболитов свидетельствует о повышенных давлениях (7—8 кбар?).

В осевой части зоны IV находится мигматит-плагногранитный комплекс, в котором для амфибол-плагноклазового гнейса известна цифра 671 млн. лет (K-Ar метод, по породе; Коробейников, 1971). В. П. Коробейников считает часть мигматитов догипербазитовыми, часть — послегипербазитовыми. Однако доказательства первого варианта, по нашему мнению, неоднозначны. Более вероятно, что весь зональный метаморфизм постгипербазитовый, накладывавшийся на гипербазиты с образованием амфиболитизированных и регенерированных перидотитов. В таком случае, если учесть цифры 671 млн. лет, 557—583 млн. лет в тот факт, что фаунистиче-

ские остатки раннего венда присутствуют в верхней части чингинской свиты, можно заключить, что офиолиты, включая чингинскую свиту, в основном были сформированы в начале или в середине венда.

Начало их формирования можно в какой-то степени сопоставлять с наиболее древними цифрами в джебашской серии (1100—930 млн. лет), если допустить изохронность хотя бы части джебашской серии и офиолитов и то, что рубеж около 1100 млн. лет является очень существенным во всей Урало-Монгольской области (Добрецов, 1974а). В вендское время (670?, 580? млн. лет) сформировался зональный метаморфический комплекс, с которым была, вероятно, связана первая стадия воздымания джебашского выступа (или, скорее, валообразного поднятия, ось которого совпадала примерно с зональными метаморфическими комплексами). Дальнейшее его развитие привело к образованию в раннекембрийское время островной дуги, режим которой просуществовал весь кембрий и, возможно, нижний ордовик. Рост поднятия и первые надвиги вывели офиолиты всех поясов Западного Саяна на эрозионную поверхность уже в раннем кембрии (обломки офиолитов в конгломератах терешкинской, верхнемонокской(?) и арбатской свит). Не исключено, что Борусский и Северо-Саянский пояса представляют чешуи фундамента, которые сползли с центральной части растущего поднятия. Возможны и другие варианты; можно предположить, что борусские гипербазиты представляют пластину более древнего фундамента, подстилающего джебашские метаморфические сланцы.

В любом случае очевидно, что борусские офиолиты представляют тектонически сильно нарушенные «разрезы» по сравнению с куртушибинскими, надвигались в основном с север-северо-запада на юго-восток, судя по тому, что чешуи и зоны меланжа сформировались перед фронтом движения. При этом они могли перекрыть зону с глаукофановыми сланцами и жадеитовыми породами, обломки которых вытасены в зоны меланжа. Начиная с раннего кембрия, условия осадконакопления и вулканизма в Борусском и Северо-Саянском поясах существенно не отличались и соответствовали режиму островной дуги, в котором происходило внедрение гранитоидов майнского комплекса.

По всем основным признакам Куртушибинский пояс отличался от Борусского. Возможно, он с самого начала представлял особое вулканическое поднятие типа срединно-океанического хребта (или центрального поднятия в крупном рифте типа Аденского), о чем свидетельствуют наличие дайкового комплекса (непрерывное расширение!), высокие температуры в гипербазитах и габбро (поднятие астеносферы) и другие признаки (см. гл. 7). Это поднятие развилось в специфическую островную дугу типа выдвинутых (Изу-Бонинской и др.), так как в нем отсутствуют гранитоиды и слабо проявлен кислый вулканизм.

Конечно, в этих интерпретациях остается много дискуссионных моментов. Одна из главных проблем, как мы отмечали, — это возраст и происхождение джебашской серии и зон глаукофановых сланцев. Джебашская серия сходна по составу и особенностям метаморфизма с «блестящими сланцами» Пеннинской зоны Альп и многих других офиолитовых поясов (многие положения в этом отношении общие). В связи с интересующей нас проблемой в Западном Саяне возможно несколько вариантов.

Наиболее вероятно, что джебашская серия хотя бы частично одновозрастная с офиолитами и чингинской свитой; последняя начала формироваться на гребне глубоководного вулканического хребта позже нижней части джебашской серии (находящейся в удалении от хребта) и примерно одновременно с акольской свитой, которая образовалась на месте желоба у основания растущего поднятия и превратилась в глаукофан-сланцевый пояс; при последующем надвигании этот пояс был частично перекрыт «осевыми» офиолитами. Сходная картина намечается и для Борусского и Северо-Саянского поясов, с тем только отличием, как нам представляется, что это были внешние поднятия у края древнего континента.

ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ ОФИОЛИТОВ ПОЛЯРНОГО УРАЛА И ЗАПАДНОГО САЯНА И УСЛОВИЯ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

Эта глава написана Н. Л. Добрецовым и отражает в основном его точку зрения. Другие авторы согласны с частью общих принципиальных моментов о субслоистом строении офиолитов, о необходимости их типизации, аналогиях с океанической корой и т. д. Но, конечно, многие вопросы остались дискуссионными. Главные из них оговорены в тексте или в примечаниях.

СУБСЛОИСТОЕ СТРОЕНИЕ

При новой интерпретации офиолитов как вероятного разреза фундамента эвгеосинклинальных зон и как аналога коры океанического типа важное значение приобретает субслоистое строение (псевдостратификация) типичных офиолитов в относительно ненарушенном залегании. До недавнего времени все габбро-гипербазитовые ассоциации складчатых областей, в том числе на Полярном Урале и в Западном Саяне, трактовались как субвертикальные, последовательно сформированные тела в зонах глубинных разломов. Предполагается, что первоначально образовались интрузии (или протрузии) гипербазитов, затем интрузии габброидов с широким метасоматическим ореолом (или полностью метасоматической «габбронизацией»). Такая точка зрения имеет активных сторонников и в настоящее время (Велинский, 1976; Пинус, 1974; Леснов, 1972; Suzuki, 1967, 1972; Misar, 1974; и др.).

Однако результаты детального изучения в 1968—1971 гг. строения многих — притом крупнейших — офиолитовых (габбро-гипербазитовых) комплексов в Омане (Reinhardt, 1969; Reinhardt e. a., 1974), в Калифорнии (Beiley e. a., 1970), в Новой Гвинее (Davies, 1971), на Кипре (Mooges, Vine, 1971; Lappierre, Rossi, 1967) и в других местах (см. обзоры: Thayer, 1969; Coleman, 1971) привели исследователей к единодушному мнению о субслоистом, или псевдостратифицированном, строении этих комплексов. Внизу повсеместно залегают гипербазиты, в средней части — габброиды (отделяясь от гипербазитов «переходной», преимущественно пироксенитовой, зоной), сверху — базальтоидные вулканы и глубоководные (как правило) осадки. Эти разрезы хорошо сопоставлялись с гипотетическим разрезом океанической коры, полученным задолго до нас (см., например: Hess, 1964) на основании геофизических материалов и драгирования срединно-океанических хребтов. Один из первых обзоров этой проблемы Тейер (Thayer, 1969) так и назвал: «периодит-габброидные комплексы как ключ к петрологии срединно-океанических хребтов».

В результате на Пенроузской конференции по офиолитам (Penrose conference..., 1972) и на Международном симпозиуме по офиолитам в Москве в 1973 г. наметилась тенденция использовать термин «офиолиты» к массам, показывающим отчетливую стратификацию. «Упрощенная модель страти-

графии офиолитовой ассоциации, широко принятая в геологических кругах, сводится к следующему: в основании залегают интенсивно деформированные ультрабазиты, сменяющиеся слоистыми габбро, трондjemитами, дайками диабазов, а в верхней части разреза — подушечными лавами. Разрез перекрывается типичными пелагическими осадками, преимущественно радиоляритами» («Научная программа...», 1974, с. 1). На Пенроузской конференции предлагалось даже наличие комплекса параллельных даек включить в определение офиолитов.

Однако многие авторы показали существенные отклонения от этой схемы как в океанических хребтах (Hekinian, 1974; и др.), так и в офиолитах складчатых областей (Miyashiro, 1973, 1975a, б; Добрецов, 1974б; Rossi e. a., 1975). Многие авторы, учитывая сложную тектоническую позицию офиолитовых комплексов, возражали против такого сужения термина офиолитов, и фактически остается в силе традиционное представление об офиолитах как о пространственной тесной ассоциации гипербазитов, габбро и кремнисто-базальтоидных толщ.

В программе Международного проекта «Офиолиты континентов» (Научная программа..., 1974) и в работах многих исследователей (Пейве, 1969; Пейве и др., 1972, 1973; и др.) подчеркивается проблема вторичного залегания офиолитов, их тектонического перемещения и последующей переработки нередко с полным нарушением первичных соотношений. Особенно характерно это для мелких тел, а также областей, испытавших неоднократную тектоническую переработку, внедрение гранитоидов и блоковую тектонику. Тем не менее, во многих относительно ненарушенных и — что важно еще раз подчеркнуть — крупнейших массах субслоистое строение офиолитов не вызывает сомнения ни у одного исследователя. Особенно отчетлива стратификация (а также планпараллельные структуры гипербазитов и габбро) в типе офиолитов, который выделен ниже как тип I. Ненарушенные разрезы, естественно, лучше всего сохраняются в молодых складчатых областях.

При специальном изучении относительно ненарушенные разрезы можно найти и в древних областях, в частности, в докембрийских структурах Лабрадорского трога (Dimroth, 1971, 1972) и, как показано в нашей книге, в рифейско-нижнепалеозойских структурах Алтае-Саянской и Уральской областей.

Субслоистое строение (стратификация) офиолитов отчетливо видно в офиолитах Полярного Урала и Куртушибинского пояса Западного Саяна. Оно устанавливается на основании детального картирования, изучения структур, контактов и сопоставления их с геофизическими материалами. На представленных картах (см. рис. 2, 9, 19, 20, 33—35) достаточно детально (на основе съемок масштаба 1 : 50 000 и крупнее) закартированы узкие параллельные полосы гипербазитов, пироксенитов «переходного слоя», габброидов, дайкового комплекса, протягивающиеся на большие расстояния подобно свитам осадочных пород; они смяты нередко в складки вместе с вышележащими вулканитами. Так, в восточной части Войкаро-Сыльинского массива (см. рис. 19) и в Куртушибинском поясе (см. рис. 33 и 34) узкие (до 1—2 км шириной) полосы названных комплексов прослеживаются непрерывно на расстоянии 200—250 км. На всем этом протяжении наблюдаются выдержанный характер, устойчивая повторяемость разреза, хотя и осложняемая местами тектоническими разрывами и складками. Падение контактов нередко пологое, но в среднем около 40—50°, что хорошо коррелируется и с геофизическими материалами (Молдаванцев, Берлянд, Казак, 1976; Савельев, 1974; и др.) элементы внутренней структуры (слоистость и др.) габброидного и «переходного» комплексов в целом располагаются параллельно контактам.

Благодаря разрывам и дополнительным складкам, картируемым и внутри слоистых комплексов гипербазитов и габброидов, падение контактов очень часто крутое, но это не должно вводить в заблуждение. Го-

раздо важнее вышеназванные параллельность узких протяженных полос, устойчивость разреза, общее падение пластин по геофизическим данным, отдельные пологие или субгоризонтальные контакты.

ПОРОДНЫЕ АССОЦИАЦИИ, СТРУКТУРНЫЕ ЕДИНИЦЫ И ВЗАИМООТНОШЕНИЯ МЕЖДУ НИМИ

В изученных разрезах офиолитов Полярного Урала и Западного Саяна, как и в ненарушенных разрезах всего Мира, отчетливо выделяются одни и те же породные ассоциации (комплексы), составляющие «триединую» последовательность офиолитов:

I. Гипербазиты (чаще всего деформированные гарцбургиты и серпентиниты);

II. Габброиды (пироксенит-габброидный комплекс):

а. Дунит-пироксенитовая или пироксенитовая «переходная» зона,

б. Габброиды (часто слоистые),

в. «Верхние» лейкократовые габбро, диориты;

III. Гипабиссальные породы и вулканы:

а. Дайковый комплекс,

б. Вулканы (чаще всего pillow-лавы) и осадочные породы.

Нередко эти комплексы метаморфизованы; группы пород II и III присутствуют не во всех разрезах. Кроме того, некоторые разрезы дополняются комплексом тоналит-плагиогранитов, который может занимать место между ассоциациями II и III или внутри ассоциации III. Как будет показано ниже, составы пород внутри ассоциации также варьируют в разных типах офиолитов. Таким образом, общим и наиболее устойчивым признаком всех офиолитов является тесная пространственная и генетическая взаимосвязанность (часто в едином разрезе) ассоциаций I, II и III, тогда как группировка и составы пород внутри этих ассоциаций, а также характер и степень метаморфизма могут заметно варьировать.

В то же время часто устанавливаются дискордантность и перерыв между временем образования комплексов I, II и III, т.е. они выступают и как самостоятельные структурные единицы или формации (см. гл. 4—6). Так, в массивах Рай-Из и Войкаро-Сыныинском внутренние структуры гипербазитов (мульд- и валообразные складки и др.) срезаются границами пироксенит-габброидных формаций. В Куртушибинском поясе намечается подобное же структурное несогласие и устанавливаются многочисленные угловатые блоки-ксенолиты перидотитов и дунитов в переходном пироксенитовом слое. Доказательства перерыва и структурного несогласия между «комплексами» I и II имеются в десятках других массивов во многих складчатых областях.

Сам переходный слой имеет различный характер. Четкие ксенолиты нижележащих гарцбургитов и дунитов, как в Куртушибинском поясе — довольно редкий случай. В большинстве случаев реакционные соотношения дунитов с верлитами и пироксенитами менее отчетливые, угловатые ксенолиты отсутствуют и взаимоотношения нередко трактуются как метасоматические (см. гл. 3). В некоторых случаях, как удалось наблюдать автору и другим участникам экспедиции в октябре 1975 г. в районе Саб-завар и Иране, переходная зона почти отсутствует, габбро непосредственно контактируют с деформированными перидотитами, образуют в них вблизи контакта «бахрому» жил (часто пегматоидных габбро) с узкими оторочками вебстеритов. Сходная ситуация описана местами в массиве Тродос и Келлаки (Lapierre, Rossi, 1967). Наоборот, в ряде офиолитовых массивов в Иране (район Эсфадаге — Sabzehei, 1970), в Турции и других местах Альпийского пояса доказываются постепенный переход между габбро и гипербазитами, наличие переслаивания дунитов и пироксенитов без реакционных соотношений, слоистых хромитовых руд с градиционной

слоистостью в дунитах и т. д. По-видимому, в этих случаях переходная зона более мощная и включает нижнюю «кумулятивную» часть габброидов. Формационная граница проходит внутри гипербазитов — между «кумулятами» и тектонизированными перидотитами; и определить ее, как подчеркивал Т. Тейер (Thayer, 1969), значительно труднее.

В гипербазитах устанавливаются интенсивные деформации и признаки пластического течения, которые, как правило, отсутствуют в габброидах и выпележащих породах. Наиболее детально деформации и их происхождение в альпинотипных гипербазитах изучены французскими петрологами под руководством А. Николя. Материалом для этого послужило детальное структурное исследование перидотитов Ланцо и других гипербазитовых массивов в Альпах и Испании (Nikolas, 1974; Nikolas et al., 1971; Nikolas, Jackson, 1972; Nikolas, Bouchez, Boudier, 1972; Darot, Boudier, 1975; Nikolas, Boudier, 1975), структур глубинных включений в базальтах и кимберлитах (Boullier, Nikolas, 1974) и экспериментальное изучение деформаций (Nikolas, Boudier, Boullier, 1973). В лерцолитах массива Ланцо, располагающегося на границе Альпийских структур и палеозойского кристаллического фундамента зоны Ивреа, было проведено систематическое изучение и измерение элементов залегания плоскостей слоистости и сланцеватости, линейности по энстатиту и шпинели, интенсивности и углов дробления и деформаций в оливинах, величина зерен в породах. Все эти признаки аналогичны таковым в других альпинотипных гарцбургитах (не лерцолитах, см. фото 1—6). Теоретический анализ фактов позволил заключить, что деформация в альпинотипных перидотитах есть результат пластического течения в горячем состоянии. Складки пироксенитовых слоев, осевые линии и плоскости которых приблизительно параллельны линейности и плоскости сланцеватости, трактуемым как линии и плоскости течения, могут быть объяснены либо вращением в направлении линии течения, либо прямым возникновением неплоского течения (Nikolas, Boudier, 1975).

В массиве Ланцо сжатые изоклинальные складки, аналогичные наблюдаемым в Войкаро-Сыныинском массиве, ограничены простирающимися региональными структурами; V-образные открытые складки большого масштаба накладываются на ранние изоклинальные (что хорошо видно в замковой части складок), в результате чего возникает большой угол между слоями (жилами) пироксенитов и направлением линейности и сланцеватости (см. материалы по Войкаро-Сыныинскому массиву).

В альпинотипных гипербазитах, как и в полярноуральских и западно-сибирских перидотитах, линейность фиксируется преимущественно цепочками отдельных зерен и агрегатов хромшпинелидов и энстатита, а также ориентировкой таблитчатых и пластинчатых зерен энстатита. Первые два типа линейности (хромшпинели и энстатита) параллельны длинной оси эллипсоида деформаций и представляют проекцию направления течения на плоскости сланцеватости (foliation plane). Ориентировка таблитчатого энстатита перпендикулярна плоскости сланцеватости, совпадает со второй осью эллипсоида деформаций и возникает в результате вращения первичных кристаллов энстатита, ориентированных определенным образом, в направлении течения (Darot, Boudier, 1975).

Вышеописанные пластические деформации осуществляются в высокотемпературных условиях в результате внутрикристаллического скольжения и частичной перекристаллизации в оливине и энстатите. В частности, при низкотемпературной деформации серпентинизированных перидотитов ориентировка оливина и энстатита не возникает, но может возникнуть ориентировка агрегатов хромита и магнетита (Darot, Boudier, 1975). Эти закономерности были подтверждены экспериментально при T 1250—1300°C и P 13—14 кбар (Nikolas, Boudier, Boullier, 1973). На первой стадии деформации происходит вращение анизометричных кристаллов. На второй (при степени сжимающей деформации свыше 30%) оно сменяется

скольжением в оливине, причем главной системой скольжения является [100] (001), что подтверждает ранее полученные экспериментальные результаты (Carter, Ave'Lallemant, 1970). При степени деформации свыше 40% становится значительной перекристаллизация наиболее деформированных участков соприкосновения кристаллов.

Тектоническая ориентировка оливина и энстатита, плоскости трансляции в оливине (двойникование, спайность и др.), как мы видим, являются общей особенностью всех офиолитов Полярного Урала и Западного Саяна, особенно Войкаро-Сыньинского и Борусского поясов, где она впервые была описана в работе Л. Г. Пономаревой и Н. Л. Добрецовым (1965).

Предполагается, что высокотемпературные деформации в альпийских перидотитах происходят при их выдавливании в твердом состоянии (протрузии) или подвигании из мантии.

Соответствующая схема для массива Ланцо, который, как предполагается, является выступом мантии, показана на рис. 45. На ней показано также частичное плавление в верхней мантии — образуются лерцолитовые массивы другого типа (Бальдиссеро, Балмуссио), в которых высокотемпературные пластические деформации не фиксируются, поскольку в момент внедрения они находились в расплавленном состоянии. Признаки частичного плавления перидотитов (точнее, выплавления габбро из лерцолитов с образованием остаточных дунитов и гарцбургитов) устанавливаются и в массиве Ланцо (Boudier, Nikolas, 1972; см. также ниже). В то же время деформированные перидотиты со структурами, аналогичными альпийским, найдены во многих глубинных включениях в базальтах и кимберлитах (Nikolas, Boudier, Boullier, 1973; Глубинные ксенолиты..., 1975). Поэтому правомерна и другая интерпретация: деформации и пластические (или «полужидкие») течения возможны в са-

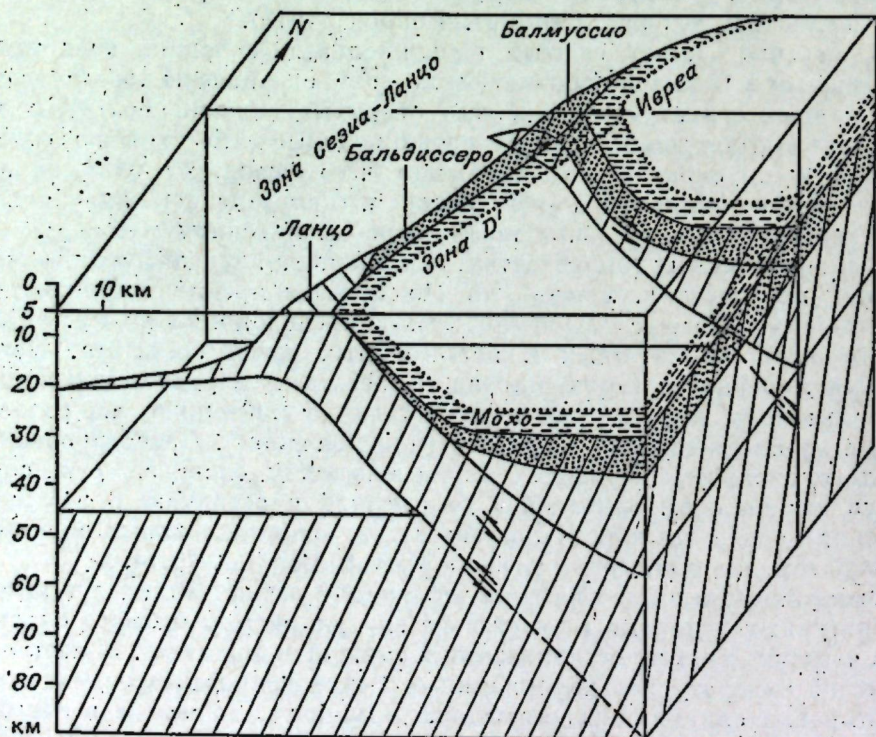


Рис. 45. Теоретическая схема, показывающая взаимоотношения ультраосновных массивов, мантии и коры зоны Ивреа (Nikolas, Bouché, Boudier, 1972).

Наклонная штриховка — мантия, точки — зона частичного плавления; пунктир — гранулиты зоны Ивреа, белое — континентальная кора.

мой мантии, например при образовании срединно-океанических хребтов, что обуславливает здесь, по предположению Т. Франгиса (Frangis, 1969), анизотропию мантии.

Такая мантия, которая существовала под срединно-океаническими хребтами или даже служила фундаментом для любой океанической коры, должна иметь гарцбургитовый состав, согласно наиболее распространенному составу альпийских гипербазитов (Nikolas, Jackson, 1972; Nikolas, Boudier, Boullier, 1973) и наличием гарцбургитов в рифтовых долинах срединно-океанических хребтов (Дмитриев, 1973). Деформированные лерцолиты типа массива Ланцо считаются верхней мантией, которая подстилала кору континентального типа (Nikolas, Jackson, 1972).

Всего можно выделить четыре типа перидотитов, которые могли быть породами верхней мантии и «фундаментом» офиолитов: 1) деформированные лерцолиты (типа Ланцо); 2) слабо деформированные лерцолиты (типа Бальдиссеро); 3) деформированные дунит-гарцбургиты (типа войкаро-сыньинских); 4) слабо деформированные гарцбургиты (типа куртушбинских). Как увидим ниже, все эти типы встречаются в разных структурах и не могут характеризовать соответственно континентальную и океаническую мантию. Следует подчеркнуть, что среди глубинных включений в базальтах континентов, островных дуг и океанических островов преобладают лерцолитовые включения, гарцбургитовые встречаются очень редко (Глубинные ксенолиты..., 1975). Лишь среди наиболее глубинных включений в кимберлитах, соответствующих коэситовой и алмазной фациям, по-видимому, преобладают дунит-гарцбургитовые (Н. В. Соболев, 1974; Глубинные ксенолиты..., 1975). Другими словами, дунит-гарцбургитовая мантия встречается и под океанами, и под континентами, но лишь в специфической обстановке, во всяком случае, она не может характеризовать единую первичную дунитовую мантию, как считает А. А. Ефимов (Ефимов, Ефимова, 1969). Все глубинные включения систематически отличаются по ряду компонентов от альпийских перидотитов (Шейнман, 1973; Н. В. Соболев, 1974; Глубинные ксенолиты..., 1975; и др.). Если учесть также наличие в мантии плагиоклазсодержащих перидотитов, пироксенитов и эклогитов, то получим гораздо большее разнообразие типов верхней мантии. Всего их выделяется не менее восьми (В. С. Соболев, Добрецов, Н. В. Соболев, 1972; Глубинные ксенолиты..., 1975). В складчатых областях преобладают, по-видимому, пироксенитовая и лерцолитовая мантии, не соответствующие альпийским гипербазитам.

Таким образом, прямое сопоставление гипербазитового члена офиолитовых серий с верхней мантией в общем случае не корректно. Можно лишь предположить, что это переработанная верхняя мантия и что переработка ее происходила вместе с формированием габброидного и базальтоидного членов офиолитов и продолжалась при их тектоническом перемещении. О тесной связи этих процессов свидетельствуют дайки габброидов в гипербазитах, частичное выплавление около них (Boudier, Nikolas, 1972), разнообразные процессы метаморфизма в гипербазитах и т. д. Детали этих связей и роль магматического процесса в них мы обсудим ниже. Здесь важно подчеркнуть саму связь состава и строения гипербазитового «фундамента» с формированием остальных членов офиолитовых серий, и особенно — с габброидами, возраст которых примерно соответствует возрасту последних высокотемпературных процессов в гипербазитах. Тесную взаимосвязь гипербазитов и габброидных членов офиолитовых серий признают практически все исследователи самых разных направлений, хотя трактуют ее по-разному.

Связь габброидного и базальтоидного членов офиолитовых серий еще более проблематична, нередко высказываются взаимоисключающие точки зрения. Сторонники интрузивного происхождения габброидов (Пинус, Кузнецов, Волохов, 1958; Пинус и др., 1973; Велинский, 1976) считают их более молодыми, чем вмещающие кремнисто-базальтоидные толщи, и уж

во всяком случае не признают их верхним членом офиолитового разреза. Среди тектонистов, наоборот, распространилась тенденция отрывать по возрасту и способу формирования кремнисто-базальтоидные толщи от габбро-гипербазитового «фундамента», считать, что между формированием «фундамента» и более молодых (1) кремнисто-базальтоидных толщ может существовать значительный перерыв (Пейве, 1973, 1975; Книппер, 1975; Богданов, 1975; Марков, 1975; и др.). Такой же точки зрения придерживается часть авторов настоящей книги (Г. Н. и А. А. Савельевы).

Очень важным связующим звеном между габброидными и базальтоидными членами, не позволяющим значительно отрывать их друг от друга, является комплекс параллельных даек. Как видим, в Войкаро-Сыныинском массиве и Куртушибинском поясе наблюдается тесное переплетение габбро и диабазовых даек*. В большинстве случаев дайки отчетливо пересекают габбро, но, как правило, не выходят за пределы габброидного «слоя», очень редко (и не во всех массивах) встречаются в гипербазитах. В дайковом комплексе присутствуют ксенолиты разных членов пироксенит-габброидного комплекса — пироксениты, троктолиты, габбро, лейкогаббро. В то же время часть даек, особенно в нижней части «разреза», пересекается и резорбируется габбро и более молодыми дайками (см. рис. 38, 39). На о. Маккуори описаны также случаи (Varne, Rubenach, 1973), когда дайки, проникающие в слоистые габбро, изгибаются параллельно их слоистости, резорбируются («будинируются») и растворяются в них. Резкую нижнюю границу дайкового комплекса, которая является характерной его особенностью в большинстве комплексов, можно объяснить именно «съеманием» магматическим габброидным расплавом ранних даек, так что только дайки регрессивного этапа, этапа остывания, когда габбро уже застыло, пересекают габбро, причем густота регрессивных даек, как и следовало ожидать, возрастает от гипербазитов к верхней части габброидов.

Связь дайкового комплекса с вышележащими пиллоу-лавами и базальтами еще более отчетливая. Дайки пересекают, по крайней мере, нижнюю часть кремнисто-базальтоидного разреза, содержат ксенолиты туфов и кремнистых пород (выделить ксенолиты базальтоидов, естественно, трудно). По составу дайки тесно связаны с вышележащими вулканитами. В Куртушибинском поясе их составы варьируют от близких к габброидным до составов аналогичных вышележащим пиллоу-лавам. В разрезах, где базальтоидные толщи не содержат кислых эффузивов, кислые дайки, как в Куртушибинском и Войкаро-Сыныинском массиве, также редки. В массиве Тродос, где перекрывающие вулканиты содержат кислые эффузивы, в дайковом комплексе присутствуют и кислые эффузивы, причем поля составов вулканитов и даек почти полностью перекрываются (Moogres, Vine, 1974; Miyashiro, 1975-6).

Большинство даек, вероятно, является подводящим каналом для вышележащих вулканитов. При этом дайки обнаруживают нередко большие вариации составов, чем вулканиты, например, Куртушибинского пояса, где базальты чингинской свиты слабо дифференцированы. Это отражает большее разнообразие условий формирования даек — их взаимодействие с горячими габброидами или расплавом или их дифференциацию при высоком температурном градиенте по мере движения от габбро к холодным породам. Подогрев за счет нижележащих габбро объясняет, по мнению некоторых исследователей (Varne, Rubenach, 1973; Добрецов, Пономарева, 1976), и специфический метаморфизм верхней части габбро и дайкового комплекса. Для него характерна невыдержанная зональность и пятнистость, низкие давления, псевдоморфизация без деформаций,

* В Войкаро-Сыныинском массиве габбро, встречающиеся в дайковом комплексе, по мнению А. А. и Г. Н. Савельевых, отличаются от подстилающих габбро, но это не меняет принципиально ситуацию.

хорошая сохранность первичных структур и части минералов. Эти особенности соответствуют метаморфизму, промежуточному между аутометаморфизмом и контактовым метаморфизмом.

Однако во многих случаях контакт между дайковым комплексом и вышележащими вулканитами тектонически сорван; в зоне контакта развиты бластомилониты и т. д. Во многих офиолитах дайковый комплекс вообще отсутствует. В этих случаях, естественно, затрудняется интерпретация взаимоотношений габбро и вулканитов.

Другая важная проблема, связанная с дайковым комплексом, — доказательство непрерывного расширения коры океанического (?) типа при формировании дайкового комплекса. Практически для всех дайковых комплексов офиолитов (как в Куртушибинском и Войкаро-Сыныинском поясах) характерны следующие три важные особенности, наиболее четко выраженные в их верхних частях: 1) дайки параллельны друг другу и простиранию региональных структур (чем и объясняется термин «sheeted» — параллельный комплекс; 2) дайки плотно прилегают друг к другу и составляют 90—95% комплекса; 3) закаленные контакты в дайках встречаются нередко только с одной стороны (см., например, рис. 39), что интерпретируется как внедрение даек на контакте с еще горячей дайкой. Эти особенности позволяют Е. Мурзу (Moogres, Vine, 1974) и другим исследователям категорически отвергнуть аналогию с радиально- или концентрически расположенными дайками вулканитов и вулканоплутонических комплексов, какие были описаны в Японии (Nakamura, 1969; Kuno, 1964) и в других районах. Правда, А. Мияширо (Miyashiro, 1973a, 1975b) в дискуссии о происхождении офиолитов массива Тродос допускает две другие возможности происхождения дайкового комплекса, которые фактически сводятся к тому, что длительное расширение, подобное срединно-океаническим хребтам, может существовать и в глубинной части островных дуг, независимо или в связи с расширением окраинных морей.

Таким образом, три выделенные члена офиолитов — гипербазитовый, габброидный и кремнисто-базальтоидный — обнаруживают доказательства как взаимосвязанности и общности происхождения, так и известной автономности, что определяется последовательным их формированием, а в ряде случаев — и перерывами между ними. Взаимосвязь между гипербазитами и габбро наиболее отчетливо выражена в признаках высокотемпературности и участия расплава в формировании тех и других (см. также ниже), а также в особенностях жил габбро и переходного слоя, которые заметно различаются в разных офиолитах. Общность габбро и базальтоидных вулканитов наиболее отчетливо выявляется и тогда, когда присутствует комплекс параллельных даек, наличие которого также служит одним из главных доказательств условий непрерывного расширения коры при формировании офиолитов.

ТИПИЗАЦИЯ ОФИОЛИТОВ

Итак, мы выяснили варьирующие взаимоотношения между членами офиолитовой ассоциации, в частности, разный характер «переходной зоны», наличие или отсутствие дайкового комплекса, плагиогранитов и т. д. Еще более важными оказываются различия в составе однотипных членов офиолитовой ассоциации. Выше отмечались различия в составе гипербазитов (лерцолиты или гарцбургиты). Различия в составе габброидов и вулканитов еще более отчетливы. В частности, пестрый и неустойчивый состав ассоциирующих кремнисто-терригенно-вулканических толщ послужил для некоторых исследователей основанием вообще не включать эти толщи в офиолиты или гипербазитовые (габбро-гипербазитовые) пояса (Зимин, 1973), другим, наоборот, предпочтительнее называть офиолитовыми кремнисто-базальтоидные толщи без учета особенностей ассоцииру-

ющих габбро и гипербазитов (Gnibidenko e. a., 1974). Однако только в последнее время выяснилось, что изменения состава и особенностей строения разных членов офиолитовой ассоциации происходят закономерно и сопряженно.

Как это часто бывает, первые упрощенные представления усложняются и развиваются, и только тогда удается строить модели их формирования, близкие к природным объектам. В настоящее время никакие упрощенные модели строения офиолитов (на уровне обобщенных групп «гипербазиты — габбро-базальты») и их формальные сопоставления с океанической корой не могут считаться корректными, тем более что сама «океаническая кора» оказывается сборным понятием. Прежде чем сопоставлять и строить модели, необходимо типизировать «офиолиты» и «океаническую кору» на основании имеющихся фактов — и чем точнее мы это сделаем, тем лучше и полнее будут развиваемые на их основе генетические представления. В противном случае возникают малоэффективные дискуссии, примером которых служит дискуссия о происхождении офиолитового массива Троδος на Кипре — это мезозойская океаническая кора или фундамент островной дуги, или ни то, ни другое (Mooges, Vine, 1971; Miyashiro, 1973a; Hynes, 1975; Gass e. a., 1975; Miyashiro, 1975a). Эта дискуссия привела А. Мияширо (Miyashiro, 1975a) к необходимости эмпирической классификации офиолитов.

Еще раньше необходимость такой классификации была высказана автором* в выступлении на Международном симпозиуме по офиолитам в мае 1973 г. в Москве (Добрецов, 1974б). Эти представления автора отражены в табл. 33, а классификация Мияширо приводится в табл. 34. Хотя автор больше подчеркивал различия в составе габброидов и характере метаморфизма всех членов офиолитовой ассоциации, а Мияширо акцентировал внимание на различиях в составе вулканитов, обе классификации оказались очень сходны. В классификации автора выделены три типа, в классификации Мияширо — три класса. Первый тип больше всего соответствует обычному определению офиолитов, цитированному в начале статьи, так как, по-видимому, это наиболее распространенный тип в складчатых областях. Для этого типа характерно наличие дайкового комплекса, метаморфизм низких давлений и эвкритовый состав габброидов, которые по минералогии и составу сходны также с включениями в нещелочных базальтах островных дуг типа Курил и Камчатки (Глубинные ксенолиты..., 1975). Состав вулканитов также сходен с таковым базальтов многих островных дуг. Как подчеркивает Мияширо (Miyashiro, 1975a, б), характерны широкие вариации состава от типичной кальциево-известковой до типичной толеитовой серии, примером чего является тот же массив Троδος (см. табл. 34). По мнению Мияширо, для этого типа характерны лишь слабые зеленокаменные изменения, хотя на том же массиве Троδος описаны более высокотемпературные изменения в габброидах и дайковом комплексе.

Почти одновременно на основе обобщения материалов по офиолитам Альпийского пояса был показан их дуализм и выделены два типа офиолитов (Росси e. a., 1975). В представленной классификации (табл. 35), как видно, II тип сопоставляется с I типом автора, или I классом, по Мияширо, а тип I — с II типом (классом). Кроме изменения нумерации, в классификации проф. Рокси большое внимание уделено также различию в составе гипербазитов и переходной зоны. Во II типе (I типе, по автору) характерны гарцбургиты и пироксенитовая переходная зона, в I — перцолиты и троктолиты переходной зоны, редки или отсутствуют тоналиты.

В дальнейшем I тип автора, I класс Мияширо и II тип Рокси и других мы будем называть первым типом; II тип автора, II класс Мияширо, I тип Рокси и других — вторым; III тип (III класс, по Мияширо) проф.

* Автор писал А. Мияширо о предлагаемых им типах офиолитов в конце 1973 г.

Таблица 33

Три типа офиолитов (Добрецов, 1973, 1974б)

Признак	I тип	II тип	III тип
Общий разрез офиолитов	Перидотиты (в том числе с плагиолазом); пироксениты, троктолиты; эвкритовые габбро ± тоналиты; дайковый комплекс; вулканиты	Шпидельсодержащие перидотиты; вебстериты (в том числе с гранатом); габбро-нориты; эклогитоподобные породы; метавулканиты	Гранатовые (± шпидельсодержащие) перидотиты; гранатовые пироксениты; эклогиты, гранатовые амфиболиты; глаукофансодержащие metabазальты
Состав габброидов	Эвкритовый (кальциево-глиноземистый), сходен с включениями в островных дугах	Габбро-норитовый (более железистый и титанистый, чем при типе I)	Аналогичный I типу, но со щелочным уклоном
Состав вулканитов	Часто сходен с составом островных дуг	Обычные базальты (платобазальты), иногда андезит-базальты	Океанические базальты со щелочным уклоном (гавайского типа)
Особенности метаморфизма	Слабый или низких давлений (куммингтонит-амфиболитовый)	Средних давлений (гранат-амфиболитовый)	Высоких давлений (эклогит-глаукофановый)
Особенности метасоматоза	Кальциевый тип (родингиты)	Кальциевый и натриевый типы	Натриевый тип (жакениты, альбиты и др.)
Исходная тектоническая позиция	Фундамент островных дуг (или вулканических позитивов в рифтах)	Фундамент окраинных морей (или переходных зон между типами I и II)	Фундамент глубоководных желобов (или краевых частей асимметричных рифтов)
Примеры комплексов	Троδος, Кипр, Вурикос, Греция; Восточная пластина Полирийского Урала, Куртушбинский пояс	Западное обрамление Войкарского массива и мальский комплекс, Полирийский Урал; Митабу (?), Япония	Марун-Кей, Полирийский Урал; максотовский, Южный Урал; Францискан, Калифорния; Санбогава и Камунотаи, Япония

Признак	I класс	II класс	III класс
Общий состав офиолитов	Перидотиты габбро, дайковый «инт-комплекс», вулканиты	Ультрабазиты, метагаббро-амфиболиты, амфиболиты и зеленые сланцы	Перидотиты, дуниты, серпентиниты (с повышенной железистостью); габбро, метагаббро, эклогиты, метавулканиты
Стратиграфия	Хорошая	Часто тектонически нарушена	Отсутствует или представляет собой симметричный тип (Микабу)
Петрохимические серии вулканитов (и габбро)	Широкие вариации состава от типичной кальциево-известковой до типичной толентовой серии	Толентовая серия с уклоном в сторону железистых (не оксанических) толентов	Толентовая и щелочная серия в том числе наличие авгита и титан-авгита в метавулканитах; толенты габбро-вайского типа
Метаморфизм	Слабые зеленокаменные изменения	Метаморфизм умеренных давлений	Метаморфизм высоких давлений (экологит-глаукофановый)
Примеры комплексов	Тродос, Кипр; Луш Байт, Ньюфаундленд	Лабрадорский трог, Канада; острова Ял, Филиппины; Бермуджа, Пуэрто-Рико	Франциска, Калифорния; Санбогава и Микабу, Япония; Камуикотан, Япония
Исходная тектоническая позиция	Островные дуги	Островные дуги или срединно-океанические хребты	Глубоководные желоба; активный край континента, подвергнутый затем субдукции

Комплекс	Последовательность	II тип	I тип
1	Тектониты (гипербазиты) Кумулятивные перидотиты Переходная зона	Гарцбургиты Лерцолиты, верлиты; дуниты, хромиты Пироксениты	Лерцолиты Плагноклазосодержащие гарцбургиты, лерцолиты Троктолиты
2	Габбро Троидземиты	Нориты и оливиновые габбро, диориты Тоналиты, нередко графиты	Клинопироксеновое феррогаббро (эвлоциты) Редко
3	Гипабиссальные (дайковые) породы	Дайковый щит-комплекс с Ca-Al тенденцией	Обычно массивные долериты толентового состава
4	Лавы	Кварцевые толенты ± апдезиты	Оливиновые толенты
Распространение		Восточная часть Альпийского пояса (Тродос, Вуринос, Анатолия, Иран)	Западная часть Альпийского пояса (Корсика, Альпы, Югославия)

Рокс не выделяет, но соглашается, что гранатовые перидотиты и ассоциирующие эклогиты (в Альпах, Силезии и других местах), возможно, следует выделять в особый тип офиолитов. Таким образом, разные исследователи, основываясь на разных объектах; акцентируя внимание на разных признаках и, надо полагать, независимо друг от друга выделили практически одни и те же три типа офиолитов. Это позволяет считать выделенные типы объективно существующими в природе, хотя, конечно, последующие исследования позволят внести коррективы и уточнения.

Легко видеть, что вышеописанные офиолитовые пояса Полярного Урала и Западного Саяна хорошо сопоставляются с выделенными тремя типами офиолитов. Восточная часть Войкаро-Сыньинского массива, включая большую часть гипербазитов, восточный дунит-верлит-пироксенитовый комплекс, габбро, дайковый комплекс и тоналиты, соответствует I типу; I типу близко соответствуют Куртушибинский пояс, южная часть массива Рай-Из и массив Харче-Рузь, II — западная часть Войкаро-Сыньинского комплекса (лерцолит-метагаббро-норитовый комплекс и, возможно, часть гипербазитов, учитывая различия в Sr и Ni , наличие тонового массива Сыум-Кеу (во всяком случае, большая его часть) и малый комплекс габбро-норитов и габбро-гнейсов, предположительно северная часть массива Рай-Из, включая зону вторичного метаморфизма с габбро-амфиболитами, а также Борусский пояс, хотя в последнем случае из-за сильной тектонической нарушения сопоставления могут быть только приблизительными. Типу III отвечает метаофиолитовая формация Полярного Урала: комплекс марупкеуский (гранитизированные перидотиты, эклогиты I (троктолитового) и II (габбро-диабазового) типов, гранатовые амфиболиты и вышележащая глаукофан-сланцевая пироксенитовая свита; отдельные члены этой метаофиолитовой ассоциации III типа присутствуют также в зонах меланика к западу и северо-западу от массива Рай-Из и в западном контакте Войкаро-Сыньинского массива. К этому

же типу близок максютовский комплекс на Южном Урале, атбашинская серия в восточной части Южного Тянь-Шаня и некоторые другие рифейские офиолиты Урало-Тяньшанского пояса.

Из сопоставления табл. 33—35 и вышеприведенных примеров видно также, что не все признаки коррелируются в равной мере. Так, в массивах Вуринос (Греция), Рай-Из, Харче-Рузь (Полярный Урал) и многих других, относимых по большинству признаков к I типу, отсутствует дайковый комплекс. Возможно, в ряде случаев он просто не выделен, в других его нет из-за тектонических контактов. В Куртушибинском поясе, относимом также к I типу, отсутствуют плагиограниты; вулканы соответствуют ближе не I, а II типу. Учитывая разную степень деформированности гипербазитов, разное содержание дунитов, возможно, следует выделить здесь подтип Ia (Тродос) и подтип Ib (куртушибинский).

Аналогично во II типе по степени «лерцолитовости», деформированности и выплавления (см. ниже), а также наличию или отсутствию плагиоклазосодержащих гарцбургитов и массивных гипабиссальных долеритов можно выделить подтипы Ia (Инджекка, Корсика) и Ib (малыкский, Полярный Урал). В Сыум-Кеу и малыкском комплексе лерцолиты — лишь подчиненные породы; плагиоклазосодержащие перидотиты хотя и отмечаются, но отчетливо эглогитизируются и большей частью, по-видимому, не сохранились; в таких комплексах также трудно отделить метаморфизованные долериты и метагаббро.

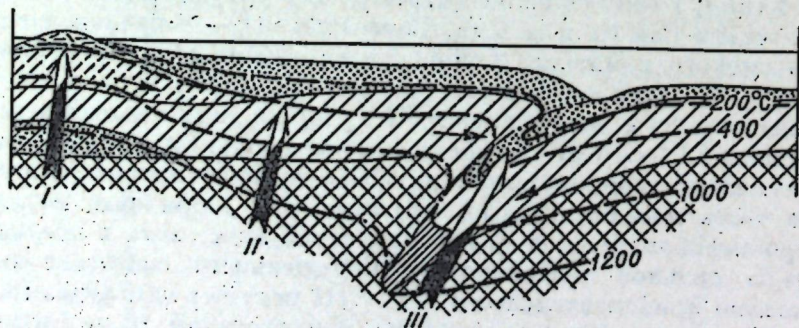
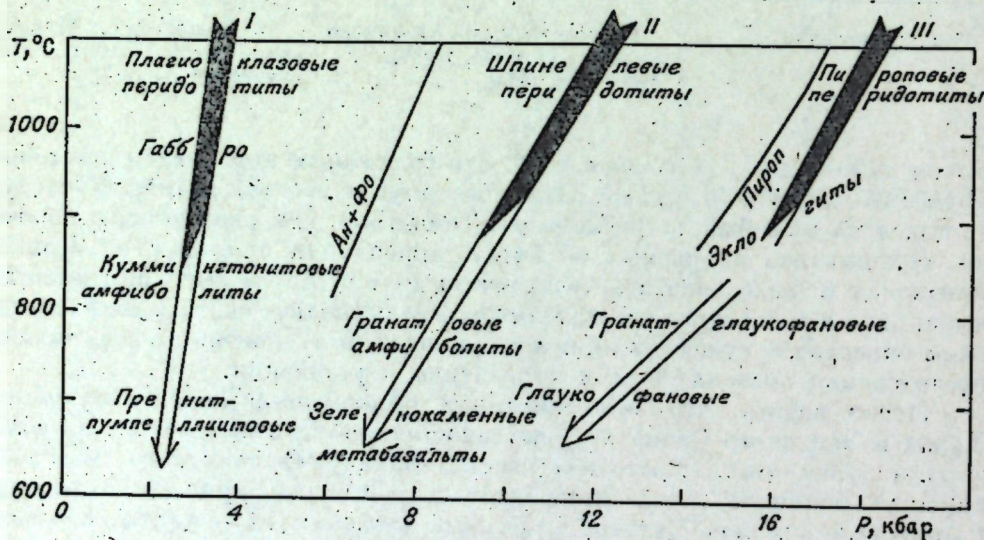


Рис. 46. Три типа офиолитов (Добрецов, 1974).

1 — перидотиты; 2 — гранатовые амфиболиты; 3 — габбро; 4 — эглогиты; 5 — куммингтонитовые амфиболиты; 6 — зеленокаменные и глаукофановые метабазальты и осадки; 7 — пренит-пумпеллиитовые вулканы. Другие объяснения в тексте.

Еще труднее выделять детали строения и взаимоотношения комплексов в III типе офиолитов из-за их наиболее сильного метаморфизма и тектонической нарушенности. Автор предполагает, что повышенные давления в III типе и высокие давления в III существовали уже на магматической стадии, т. е. при их исходной тектонической позиции; соответствующие давления сохранялись и при метаморфизме в условиях погружения. В этом случае логично предположить и разную глубину залегания офиолитового фундамента. На рис. 46 и в табл. 33 показана исходная тектоническая позиция в разных тектонических зонах (или другого вулканического поднятия) для I типа, в промежуточной зоне — для II и в глубоководном желобе — для III. Сходные представления сформулированы Мияширо (см. табл. 34), хотя в сравниваемых табл. 33 и 34 имеются расхождения и альтернативные варианты, например, I тип (по автору) может быть фундаментом любого вулканического поднятия на океанической коре (дуги типа Курил или Изу-Бонинской, или срединно-океанические хребты, или центральные поднятия в рифтах типа Аденского). Мияширо допускает такую альтернативу для типа II. Прежде чем обсуждать в деталях предполагаемые варианты, необходимо рассмотреть физико-химические условия формирования офиолитов (см. следующий раздел).

Здесь же важно подчеркнуть, что разные давления (т. е. разная глубина), очевидно, являются одной из причин, объясняющей и разную встречаемость офиолитов разных типов на поверхности (максимальную у I типа), и разную степень тектонической нарушенности (при прочих равных условиях). В вышеприведенных сопоставлениях мы имели в виду относительно полные и по возможности слабо нарушенные разрезы офиолитов. Конечно, при последующих тектонических перемещениях, особенно в полициклических областях, степень нарушенности в каждом типе может быть самая разная. В частности, П. П. Кузнецов (1976) выделил по степени нарушенности три разновидности разрезов офиолитов в Алтае-Саянской области: 1) относительно слабо нарушенный четырехчленный — Куртушибинский пояс; 2) сильнее нарушенный двучленный (гипербазиты и вулканы, почти без габбро) — Борусский пояс; 3) очень сильно нарушенный, где гипербазиты и габбро образуют только тектонические включения в кремнисто-базальтоидной и более молодых толщах, своего рода макромеланж — Чаган-Узун в Горном Алтае.

УЧАСТИЕ МАГМАТИЧЕСКОГО РАСПЛАВА В ФОРМИРОВАНИИ ГИПЕРБАЗИТОВ И ГАББРО В ОФИОЛИТАХ

Магматическое происхождение дайкового комплекса и базальтов не вызывает сомнения. Проблема здесь заключается только в том, насколько связан расплав, давший дайки и базальты, с нижележащими габбро и перидотитами и какова причина различий в их составах и резкой нижней границы комплекса даек.

В отношении магматического происхождения офиолитовых перидотитов и габброидов многие авторы высказывают различные сомнения. Вероятно, все они согласны, что это — не простая кристаллизационная дифференциация однородного базальтового (или пикритового) расплава, как в расслоенных интрузиях типа Стилуотер и Бушвельд. В отличие от расслоенных интрузий, в типичных офиолитах расслоенность менее выдержанная и ритмичная и обычно прослеживается только в нижней части габбро и в переходном слое, и то не всегда (см. гл. 4,5). Даже в слоистой части отсутствуют заметные количества ортопироксенитов, характерных для Стилуотера и Бушвельда; во многих офиолитах характерна постоянная

но высокая основность плагиоклаза и магнезиальность оливина во всем разрезе перидотитов и габбро; отсутствуют закаленные краевые фации и четкие интрузивные контакты с вмещающими породами, за исключением особых случаев (например, в Эсфандаге в Иране).

По вопросу происхождения офиолитов, особенно габброидов и части перидотитов, высказаны две главные гипотезы — кумулятивная и метасоматическая. Как отметил Т. Тайер (1973, с. 9), существует «фундаментальное отличие между европейско-американской школой, признающей кумулятивную природу офиолитов, и русской, стоящей на признании их метасоматической природы, считающей, что офиолиты образуются *in situ* «внутренним путем». Под «русской школой» подразумеваются прежде всего уральские петрографы и геологи, которые развивали представления о метасоматическом происхождении гипербазитов (Успенский, 1952; Москалева, 1974) и о метасоматической «габброизации» гипербазитов (Морковкина, 1967; Ефимов, Ефимова, 1967). Метасоматическую габброизацию и амфиболизацию считают главным процессом при образовании «базальтового» слоя коры в островных дугах М. С. Марков (1975) и другие исследователи. Некоторые из настоящей книги признают, хотя бы частично, метасоматическое происхождение некоторых габброидов, в частности, многих жил в гипербазитах (см. гл. 3 и 4), хотя, конечно, все мы никогда не стояли на позициях чисто метасоматических представлений и неоднократно критиковали их (Добрецов, 1963, 1964; Молдаванцев, 1973).

Поэтому большой интерес представляет получить и обсудить прямые данные о магматическом происхождении офиолитов, особенно тех пород, которые традиционно считаются метасоматическими. К их числу относятся пегматоидные габбро, образующие участки и жилы в перидотитах и габбро, и не имеющие, как правило, кумулятивных структур. Обычно плагиоклаз в них разложен, что затрудняет исследования. Однако в иракских офиолитах в районах Сабзевар, Найн, Эсфандаге автору вместе с другими участниками Рабочей группы по проекту «Офиолиты» удалось видеть пегматоидные габбро с очень свежим плагиоклазом. Собранные образцы были переданы доктору И. Т. Бакуменко (ИГиГ СО АН СССР) и детально исследованы на предмет обнаружения расплавленных включений. В двух из них обнаружены стекловатые включения с очень высокой температурой гомогенизаций (1450—1300°C) (Бакуменко, Добрецов, 1976). Первичные включения обнаружены в крупных блоках (до 15 см) грубо сдвойникованного анортита из пород наиболее проблематичного генезиса эвкритоподобных габбро-пегматитов.

Изучавшиеся образцы (см. 259 в табл. 36) габбро-пегматитов, обычно считающихся метасоматическими, собраны в Иране в районе Сабзевар, около кишлака Табаш. Они образуют шлиры и жилы среди свежих неравномерно-зернистых эвкритовых габбро, в которых, как отмечено в решении Рабочей группы проекта «Офиолиты», отсутствуют четкие кумулятивные структуры и слоистость. Габбро представляют крупный блок среди серпентинитов.

Вопреки представлениям о метасоматической природе габбро-пегматитов, все обнаруженные в анортите включения относятся к типу включений силикатных расплавов. Газово-жидкие включения отсутствуют. Преобладают первичные зональные, рассеянные равномерно по всему объему анортитовых блоков. Размер их 0,005—0,02 мм, форма изометричная. В пластинках, параллельных (001), они имеют очертания прямоугольников и квадратов.

Большинство расплавных включений полностью раскристаллизовано на небольшое число кристаллических фаз. Стекловатая фаза лишь изредка сохраняется в интерстициях продуктов раскристаллизации. Газовая заметна также не во всех включениях. По-видимому, в большинстве включений раскристаллизация расплава началась до обособления газовой фазы, которая распределена в интерстициях раскристаллизованной массы,

и поэтому не видна даже при подсветке включений с помощью линзы Лазо. Во всех включениях присутствуют относительно крупные кристаллики клинопироксена, имеющие слегка зеленоватый оттенок и округлые или слегка удлиненные очертания. Клинопироксен является типичным минералом-узником, так как полное плавление этой фазы при нагревании серии сингенетических включений наблюдается при одинаковой температуре. Во всех включениях клинопироксен — наиболее идиоморфная фаза, плавится позже других кристаллов. В разновозрастных сериях включений эта температура колеблется от 1100 до 1240°C. Остальные фазы ксеноморфного плавления клинопироксена. Таким образом, раскристаллизация расплава во включениях начиналась с выделения клинопироксена, а затем кристаллизовались остальные минералы (плагиоклаз и амфибол?). Значительное количество анортита отлагалось на стенках включения, поскольку при экспериментальном нагревании объем полости включений заметно возрастал, причем включения приобретали более четкую прямоугольную форму.

Температуры полной гомогенизации включений (исчезновение газовой фазы) обычно выше температур плавления фазы клинопироксена на 40—280°C, и этот интервал увеличивается для более высокотемпературных включений. Температуры гомогенизации неодинаковы для разных зон анортитовых блоков. Наиболее ранние ядерные части блоков анортита содержат первичные расплавные включения, гомогенизирующиеся при 1435—1380°C. В более поздних периферических участках включения гомогенизируются при 1350—1280°C. Вторичные (точнее, мнимовторичные) включения гомогенизируются при 1280—1260°C, но возможно, есть и более высокотемпературные, так как одиночные мнимовторичные включения трудно отличить от азональных первичных.

Эти данные однозначно свидетельствуют о магматическом, а не о метасоматическом происхождении офиолитовых габбро-пегматитов, причем кристаллизация плагиоклаза осуществлялась при довольно высокой температуре.

Важно отметить петрохимическое и минералогическое сходство офиолитовых габброидов с ксенолитами крупнозернистых анортитовых троктолитов и габбро из островодужных базальтов Курило-Камчатской провинции. Изучение включений в анортите из таких ксенолитов, выпесенных лавами ряда вулканов Южной Камчатки (форелленштейны Ильинского вулкана и ружмонтиты Желтовского вулкана), показало, что они тоже близки (Бакуменко, Добрецов, 1976). В этих породах протокристаллы анортита также начинали кристаллизоваться при высоких температурах (выше 1300°C): в форелленштейнах — первичные включения при 1375—1225°C, вторичные — до 1145°C, в ружмонтитах — первичные включения при 1320—1240°C. Интеркумулятивный клинопироксен ружмонтитов кристаллизовался позже анортита при 1185—1120°C. Главное отличие протокристаллов анортита из ксенолитов состоит в том, что в них обнаружены сингенетические с расплавными включениями первичные газовые включения азотно-водной смеси, которые были захвачены при кипении базальтоидного расплава. Захват этих включений осуществлялся при невысоком давлении (1,6—1,7 кбар). Но, возможно, это лишь кажущееся отличие, так как сравнительных материалов еще недостаточно. Таким образом, доказано магматическое происхождение и, очевидно, сходство офиолитовых анортитовых габбро-пегматитов и анортитосодержащих ксенолитов, выпесенных лавами из фундамента вулканов островных дуг, т. е. подтверждается первое предположение о том, что офиолиты I типа являются фундаментом «островных дуг» («вулканических поднятий»).

Другим доказательством магматического происхождения офиолитовых габброидов и гипербазитов являются высокие температуры в минералах габбро и гипербазитов, полученные на основании двупироксенового

термометра (Boyd, 1973 — соотношения $\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Mg})$ в клинопироксене, равновесном с ортопироксеном (табл. 36). Правомочность его использования подтверждается тем, что клинопироксен из образца 259, в котором исследовались также включения силикатных расплавов, показывает температуру 1430°C , равную наиболее высокой температуре гомогенизации включений. Аналогичные температуры установлены нами с помощью двупироксенового термометра в габбро и гипербазитах из офиолитов Западных Саян, причем в зональных пироксенах габбро интервал температур лишь несколько больше, чем определен по расплавленным включениям в анортитах офиолитовых габбро и глубинных ксенолитов (около 1500°C в центре и 1330°C по периферии). Другие малокальциевые клинопироксены, соответствующие температурам $1100\text{--}1300^{\circ}\text{C}$, были приведены в тексте (гл. 4, 5).

Для последних интересно отметить, что самые высокие температуры получены в породах, которые считались как раз метасоматическими, например в «дунитах» с жилами бронзититов в хр. Борус (гл. 6); описаны они М. И. Юдиным (1959) как метасоматические. Это лишний раз свидетельствует о том, что признаки глубинной магматической кристаллизации сильно отличаются от обычных признаков приповерхностной кристаллизации и могут вводить в заблуждение. Высокие температуры в альпийно-типных гипербазитах (во всяком случае выше 1000°C) получены и другими методами — по деформациям оливина (см. выше), по содержанию Al в ортопироксене, Ni в оливине, по порядку кристаллизации (в сопоставлении с экспериментальными). Все они не очень точные, но в целом подтверждают высокие температуры разных стадий образования и деформации гипербазитов. Автор подчеркивал это еще в 1963—1964 гг. (Добрецов, 1964).

Конечно, признаки этих высоких температур сохраняются только в относительно свежих породах, не претерпевших наложенного метаморфизма и перекристаллизации (кроме аутометаморфизма). В противном

Т а б л и ц а 36

Высокотемпературные клинопироксены в офиолитах, равновесные с ортопироксеном

Окисел	259	52		325
		край	центр	
SiO ₂	51,7	53,9	53,9	54,7
TiO ₂	0,15	0,27	0,13	0,11
Al ₂ O ₃	4,16	5,20	3,17	3,28
FeO	10,0	8,30	6,61	5,46
MnO	0,20	0,20	0,11	0,18
MgO	20,5	17,6	21,3	20,9
CaO	12,2	12,5	11,9	12,0
Na ₂ O	0,69	1,22	0,64	0,59
K ₂ O	—	0,01	—	—
Cr ₂ O ₃	0,23	0,13	0,61	1,12
Сумма . . .	99,83	99,93	98,37	98,29
Ca/(Ca+Mg)	0,30	0,34	0,28	0,29
T, °C	1430	1330	1500	1480

Примечание. Образец 259 — габбро-пегматит, Иран, Сабзевар; 52 — неоднородное габбро, Куртушбинский массив; 325 — полосчатый перидотит, Борусский пояс, Западный Салин.

случае получают любые другие более низкие температуры, что вместе с тектоническими контактами принималось за доказательства низкотемпературности альпинотипных гипербазитов и габброидов (Пинус, Кузнецов, Волохов, 1958; Ефимов, Ефимова, 1967, 1969).

Высокие температуры порядка 1400—1500°C и обнаружение стекловатых включений несомненно доказывают участие магматического расплава при образовании и габброидов, и перидотитов. Однако для тех других существуют дополнительные трудности, в частности вышеотмеченные отличия от расслоенных интрузий свидетельствуют о невозможности получить перидотиты и габбро путем простой кристаллизационной дифференциации базальтоидной или пикритовой магмы. Для габброидов кумулятивная гипотеза в какой-то степени еще объясняет их происхождение (во всяком случае части пород с отчетливой кумулятивной структурой). Но в общем случае и этот процесс более сложный. В частности, слоистые габбро в офиолитах I типа несут признаки кумуляции или отсадки кристаллов (по-видимому, сброс неэвтектических оливина и (или) анортита, диопсида при снижении температуры, а также изменение давления и состава летучих, что влияет на состав эвтектики), признаки течения «каши» кристаллов или пластической деформации полужавшейся массы в условиях растяжения (ксерокристы пироксена, будинированные пласты пироксенитов и т. д.) и признаки кристаллизации в прослоях, обогащенных магмой (слои с градиционной слоистостью; пегматоидные участки и жилы).

Особую роль играет магматический расплав в формировании перидотитового фундамента и изменение его состава от лерцолитов к гарцбургитам и дунитам. В работе (Boudier, Nicolas, 1972) приведены убедительные, на наш взгляд, доказательства частичного плавления в лерцолитах массива Ланцо в Альпах. На первой стадии (менее 14% выплавления) образуются небольшие плагиоклазосодержащие жилы, которые регионально распространены и совпадают с первичной плоскостью сланцеватости (foliation). На второй, соответствующей 5% выплавления, образуются дайки диопсид-анортитового габбро. Вдоль них (или зон, насыщенных ими) присходит, по мнению вышеупомянутых авторов, выплавление 25—28% габброидного материала—образуются дунитовые и гарцбургитовые реститы. Эти данные, с нашей точки зрения, могут иметь иную интерпретацию. При простом нагреве (в условиях, отличных от первичной кристаллизации) из лерцолитов выплавляется 4—5% материала; более полное выплавление с образованием реститовых дунитов и гарцбургитов происходит при движении возникшего (или, скорее, более глубинного) габброидного расплава в проницаемых зонах вследствие как бы растворения и отсасывания всех легкоплавких компонентов в высокотемпературный фильтрующийся расплав.

Реститовая природа дунитов и гарцбургитов подтверждается всеми петрохимическими сопоставлениями (Куно, 1964; О'Нара, 1970; Дмитриев, 1973) и данными по изучению глубинных включений (Глубинные ксенолиты..., 1975). На всех петрохимических диаграммах, построенных разными авторами, дуциты и гарцбургиты альпинотипных гипербазитов занимают крайние положения, соответствующие тугоплавкому остатку (см. также: Васильев, 1975). В качестве примера приведем диаграммы (рис. 47), построенные аналогично диаграммам Х. Куно (Куно, 1964; Глубинные ксенолиты..., 1975) для наиболее характерных компонентов офиолитовых пород Полярного Урала и Западного Саяна. Изменение магнетизальности и содержания Al_2O_3 , суммы щелочей (при резком преобладании Na_2O), частично TiO_2 соответствует пределам составов глубинных ладаний, частично TiO_2 соответствует пределам составов глубинных ладаний Na_2O), частично TiO_2 соответствует пределам составов глубинных ладаний Na_2O), частично TiO_2 соответствует пределам составов глубинных ладаний Na_2O). При этом гипербазиты по содержанию названных компонентов отвечают полю, где перекрываются составы шпинелевых и пироповых перидотитов, а только несколько анализов из Борусского пояса уклоняются в сторону

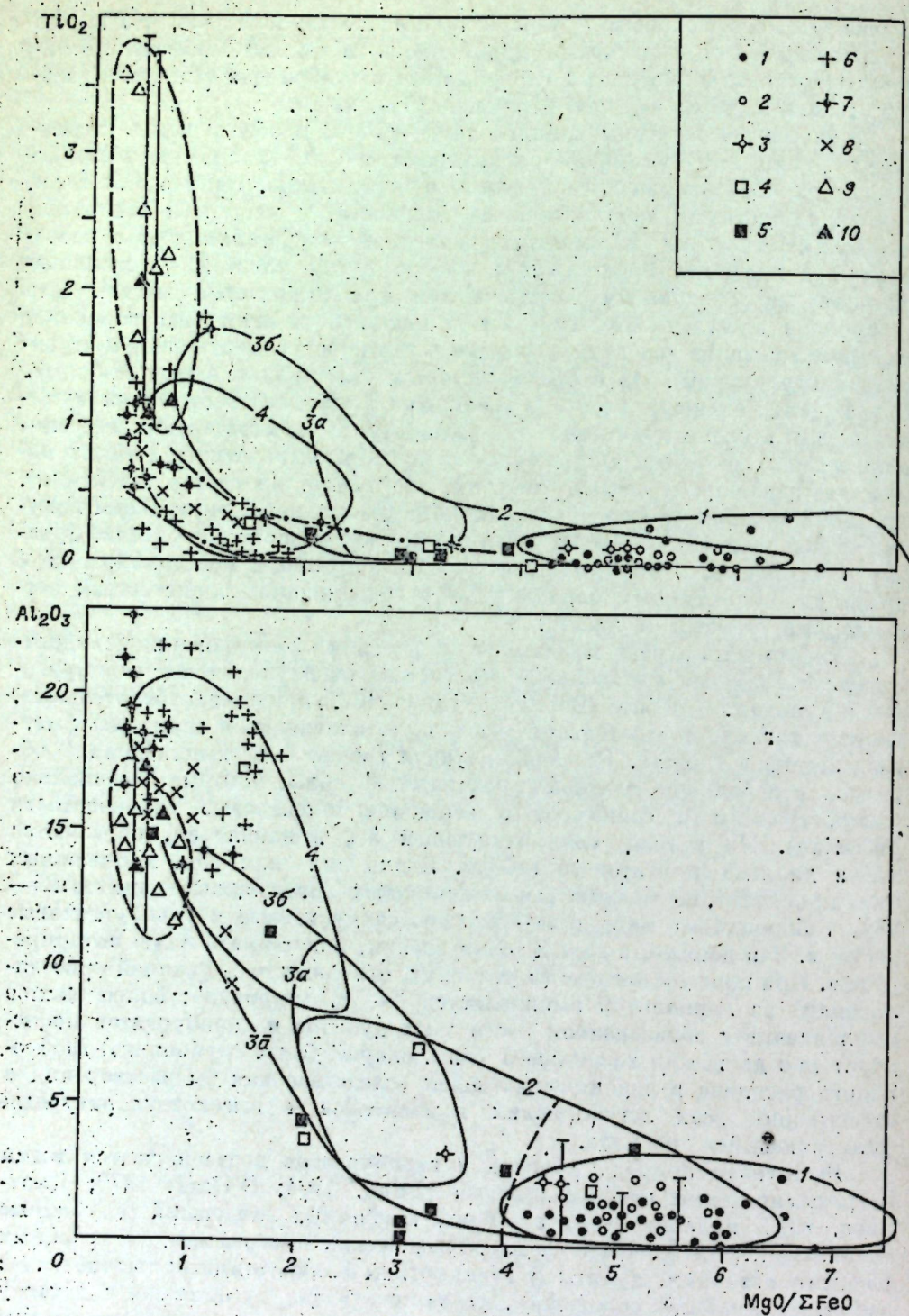
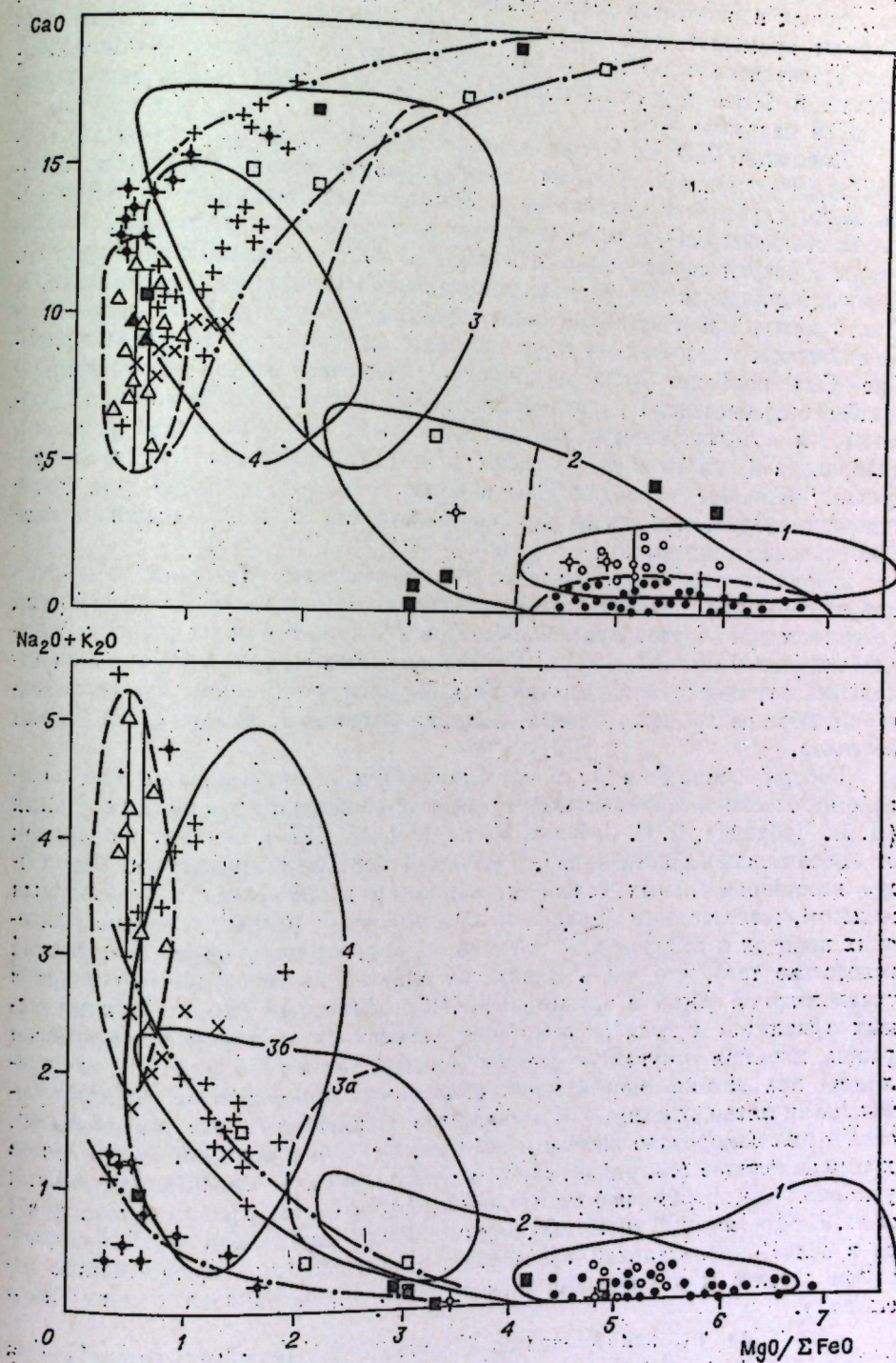


Рис. 47. Диаграммы, иллюстрирующие соотношение составов пород

1 — дуниты и гарцбургиты; 2 — лерцолиты; 3 — энстатиты и вебстериты; 4, 6 — породы переход (I тип); 9 — базальты чингинской свиты (Западный Саян); 10 — то же.

Вертикальные линии — доверительные интервалы средних значений. Овалы с цифрами на диаграммах — поля составов мантийных пород («Глубинные ксенолиты...», пироксениты (а — «зеленые» хромистые, б — «черные»). Пунктирные линии — примерные границы полей составов; штрих-пунктир — направление диффе



офиолитовой ассоциации (I и II типов).

ной зоны и габбро офиолитов I типа; 5, 7 — то же, для офиолитов II типа; 8 — дайковый комплекс теренгинской и пичемонокской свиты.

итервалы средних значений. 1975): 1 — гранатовые лерцолиты; 2 — шпинелевые лерцолиты; 3 — пироксениты и гранатовые титанисты); 4 — мантийные эклогиты.

реципации внутри габброидного комплекса по CaO, TiO₂ и Na₂O + K₂O.

пироповых перидотитов (магнезиальных, но обогащенных TiO_2 и Al_2O_3). Породы промежуточной зоны и габброиды по вариациям TiO_2 и сумме щелочей (относительно магнезиальности) образуют два ряда точек — менее титанистые и более щелочные породы I типа офиолитов, более титанистые и менее натровые — II.

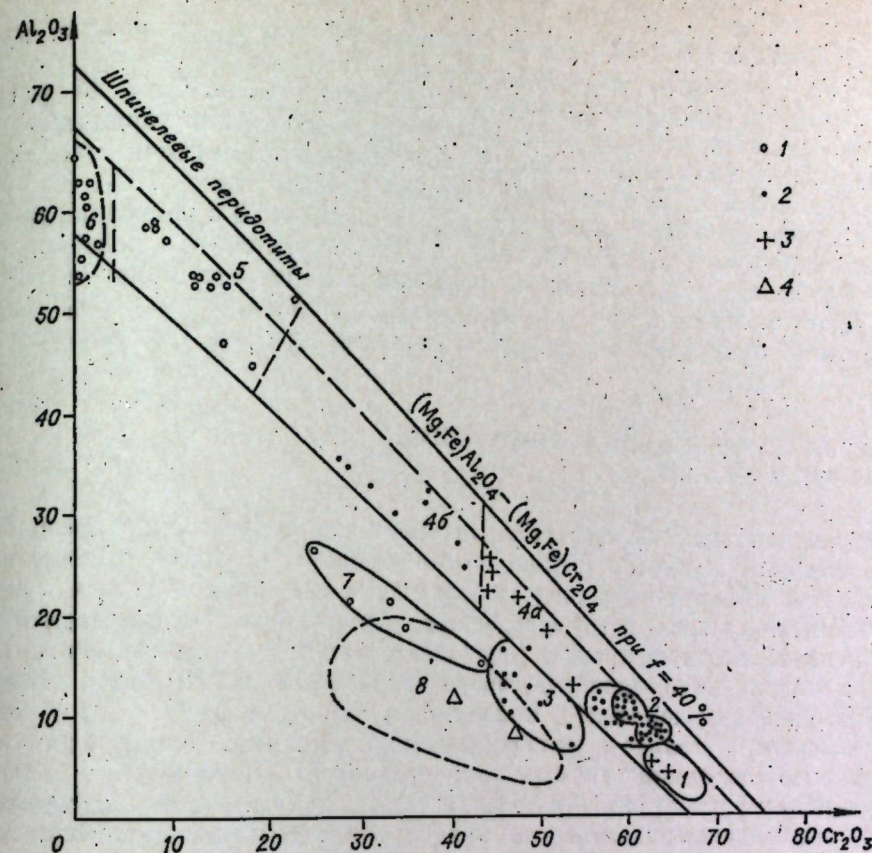


Рис. 48. Хромшпинелиды из альпинотипных гипербазитов и глубинных включений.

катором фации В, или фации шпинелевых перидотитов (Глубинные ксенолиты..., 1975). Вместе с Fe-Mg гранатом такие шпинели не встречаются. Хромистые шпинели, содержащие менее 40% Al_2O_3 , устойчивы в широком интервале давлений: от поля устойчивости алмаза (поля 1), пиропового граната (поля 4а и 7, 8) до давления менее 6 кбар, где устойчива ассоциация Ол+Ан (некоторые хромшпинелиды поля 3). Однако среди этих хромшпинелидов устанавливаются отчетливые тенденции.

вий и генетической связи процессов метаморфизма, оруденения и формирования верлитов, клинопироксенитов, габбро.

Преобладающие акцессорные хромшпинелиды полей 4а и 4б могут формироваться в поле как шпинелевых, так и гранатовых перидотитов; с широким гранатом и при высоких температурах образуются хромшпинелиды полей 7 и 8, отличающиеся высоким содержанием TiO_2 . Колебания состава хромшпинелидов в полях 4а и 4б связаны с колебаниями содержания Al_2O_3 и Cr_2O_3 в породах, а также, частично, с колебаниями $P-T$ условий. Так, хромиты в гипербазитах Западного Саяна (поле 4а) при одинаковых содержаниях Al_2O_3 и Cr_2O_3 в породах обеднены Al_2O_3 (возможно, вследствие повышенных давлений при их формировании).

ПРЕДЛАГАЕМАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ОФИОЛИТОВ I ТИПА

На основании вышеизложенных фактов и обобщений попытаемся построить петрологическую модель формирования офиолитов. Среди выделенных трех типов офиолитов наиболее обоснованно это можно сделать сейчас для офиолитов I типа, которые содержат дайковый комплекс (доказательство непрерывного расширения), наиболее отчетливо стратифицированы и имеют, как правило, слоистые габбро эвкритового (Ca-Al) типа, причем габбро, дайковый комплекс и пиллоу-лавы слабо деформированы и метаморфизованы, и только в условиях низких давлений. Учтем также повсеместную деформируемость гарцбургитового «фундамента», точнее, доказательства пластического течения в них, доказательства магматического выплавления («истощения») гарцбургитов и магматического происхождения габброидов с одновременной кумуляцией и течением кашеобразной массы.

Учет этих факторов приводит нас к ретроспективной динамической модели, схематически показанной в виде последовательных стадий I—V на рис. 49. Она близка к модели, сформулированной Канном (Cann, 1969, 1971) и использованной Варном (Varne, Rubenach, 1973) при интерпретации офиолитов о. Маккуори, относящихся к I типу (см. табл. 33), поэтому на рис. 49 профили коры I—IV показаны приблизительно такими, как в океанических островах и цепях островов (I, II) и в разных стадиях срединно-океанического активного хребта (III, IV). Но эта модель может быть легко приспособлена и к островным дугам, выдвинутым в океан (типа Изу-Бонинской) и к центральным поднятиям рифтов. На стадии V показано начало нового этапа, когда на сдвоенной и утолщенной коре начинается развиваться дуга с андезитами нормального (курильского) типа.

В отличие от модели Канна, мы попытались увязать процессы в коре и верхней части мантии с процессами в астеносфере. Идея здесь заключается в том, что астеносфера служит главным преобразователем любых (вертикальных или иных) движений в подастеносферном слое в горизонтальные или комбинированные в астеносфере, которые сопровождаются растяжением коры. Поэтому для геологических целей достаточно моделировать системы в объеме «астеносфера — кора», тем более что подастеносферные слои геологическими методами не могут быть изучены. Общее развитие Земли определяется ее стремлением к гравитационному равновесию, и гравитационная дифференциация должна приводить преимущественно к периодическим перемещениям расплавов (блоков?) в глубоких частях мантии. Однако обсуждение этих вопросов выходит за рамки нашей дискуссии.

Любые процессы в подастеносферном слое вызывают изменение теплового потока на нижней границе астеносферы. Возрастание теплового потока приводит к утолщению астеносферного слоя частичного плавления. Если даже сначала это утолщение происходит преимущественно

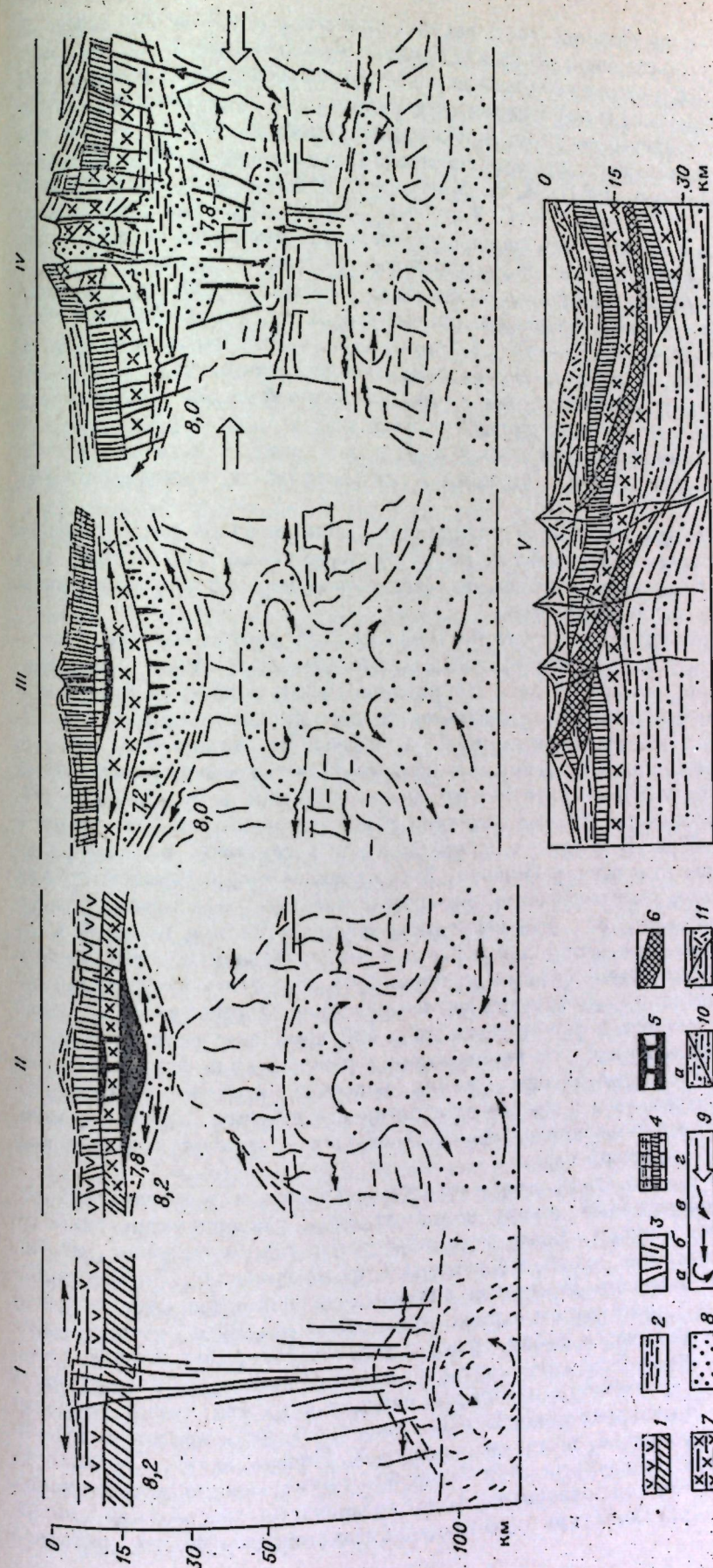


Рис. 49. Гипотетическая модель формирования (стадий I—V) офиолитов I типа.

1 — астеносфера; 2 — океаническая кора; 3 — базальты; 4 — дайки; 5 — габбро; 6 — серпентиниты; 7 — зона частичного плавления в мантии; 8 — зона частичного плавления в мантии; 9 — зона частичного плавления в мантии; 10 — зона частичного плавления в мантии; 11 — зона частичного плавления в мантии. Цифры на рис. — скорости продольных сейсмических волн, км/с.

вниз (при определенном соотношении кривых плавления и вариаций температуры в системе), то затем, начиная с некоторого момента, когда толщина слоя и степень плавления достигают необходимой величины для начала конвекции, конвективная составляющая приводит к росту утолщения астеносферы вверх и, кроме того, усилению теплового потока. Дальнейшее развитие конвективной ячейки, согласно идеям и расчетам Шимозу (Shimazu, 1961), В. А. Магницкого (1965), А. А. Ярошевского (1964), В. Н. Шарапова, В. С. Голубева (1976) и других, приводит к ее всплыванию с проявлением мантии, постепенным уменьшением ее объема, изменением состава расплава, возможным отрывом от астеносферы и затуханием (это конвекционное всплывание в нашей литературе неточно было названо «зонной плавкой»). Разные стадии этого процесса в мантии показаны на рис. 52 (II—IV), при этом учтена также неоднородность состава верхней мантии и возможность возникновения дополнительных или промежуточных очагов плавления. Особенно большое значение имеет такая зона на границе коры и мантии.

Рассмотрим теперь процессы в коре и на границе с мантией, вызванные вышеизложенными событиями в астеносфере и в подастеносферном слое.

На I стадии начинается излияние глубинных слабо дифференцированных астеносферных магм — пикритов и щелочных базальтов. При дальнейшем развитии процесса эти ранние продукты и первичная океаническая кора не сохраняются.

На II стадии в результате подъема астеносферного диапира, прогресса мантии и усиления базальтового магматизма на границе коры и мантии возникает вторичный очаг габброидной магмы и происходит размягчение верхней мантии под ней (слой частичного плавления и пластического течения). Эта стадия напоминает современную стадию байкальского рифта, но возникла в условиях не континентальной, а тонкой океанической коры. Поэтому кровля вторичного очага, включая кашеобразные габброидные кумуляты, тонкая, сложена ранее излившимися базальтами и частично габбро. В условиях растяжения она трескается, и трещины непрерывно заполняются расплавом. Так начинает формироваться дайковый комплекс, нижняя граница которого срезается габброидным расплавом (или «кашей»), который непрерывно растекается под кровлей в условиях растяжения. Эти условия растяжения, создаваемые астеносферными течениями и астеносферным диапиром, реализуются в дифференциальных горизонтальных движениях во всем надастеносферном слое: холодная «корка» трескается, и формируется дайковый комплекс; расплав и кашеобразная смесь кристаллов растекаются; в размягченной верхней мантии осуществляются пластические течения, наиболее интенсивные ниже габброидного расплава и в кровле астеносферного диапира. Таким образом, уже на II стадии возникает слоистый «пирог» — зачаток будущей субслонистой офиолитовой серии.

На III стадии его формирование продолжается и достигает кульминации. Астеносферный диапир в эту стадию характеризуется наиболее высоким положением. Выше него образуется гарцбургитовая мантия, из которой выплавляются все легкоплавкие компоненты. Дифференциация в астеносферном диапире и снижение давления (за счет подъема) приводят к формированию оливин-толеитового расплава, который просачивается, как через губку, через истощенный гарцбургитовый слой, почти не взаимодействуя с ним. При снижении давления большую роль играет инконгруэнтность плавления минералов вблизи линий разложения пиропса и появления анортита (Соболев, 1964). Формирование оливин-толеитового расплава, по предположению Х. Йодера, может происходить в промежуточных камерах на глубинах 60—100 км, однако наличие таких камер на глубине маловероятно. Автор предполагает обособление оливин-толеитового расплава при фильтрации высокотемпературного расплава

через пористую среду, пористость которой возрастает с увеличением степени плавления. В верхней части гарцбургитовой «губки» могут внедряться габброидные дайки. В габброидном слое вследствие снижения T и P происходит интенсивное осаждение кристаллов оливина и анортита, избыточных относительно пироксен-плагноклазовой котектики, которая формирует дайковый комплекс и покровы базальтов. Специфика их состава определяется наличием двойного сита — «гарцбургитовой губки» и оливин-анортитовой «каши».

Как видно из вышеприведенных оценок, температура расплава в гарцбургитовой губке около 1450—1500°C, в «каше» снижается до 1350—1400°C, в остаточном базальтовом расплаве она составляет 1280—1300°C. Количество расплава в габброидной «каше» в общем случае невелико и зависит от соотношения скоростей фильтрации расплава из астеносферного диапира, растекания «каши» и теплоотвода (мощности кровли); как показывает опыт изучения габброидных комплексов офиолитов I типа, в них преобладают оливин-анортитовые и диопсид-анортитовые кумуляты (т. е. «каша»). Сочетание кумулятивных процессов, отделение более низкотемпературных толеитовых остатков, их кристаллизация в участках обогащения расплавом в верхней части камеры, а также в дайках, течение «каши» и пластическая деформация ранее застывших прослоев или участков (блоков) подошвы и кровли определяют сложное строение габброидного комплекса. Во внешних частях растекающегося габброидного «пирога» или на регрессивной стадии его формирования габброидный расплав может реагировать с более холодными блоками гарцбургитового «фундамента». В кровле осевого утолщения начинает формироваться рифтовая долина.

IV стадия (см. рис. 49) соответствует зрелому осевому поднятию с рифтовой долиной, которые формируются, по-видимому, вследствие начавшегося остывания и утолщения «холодной» кровли. На этой начавшейся регрессивной стадии габброидный промежуточный очаг, или «каша», истощивается, и дайки базальтоидного расплава, продолжающиеся поступать из остаточных астеносферных очагов, пересекают габброидный слой. Нижележащая гарцбургитовая «губка» сохраняет свою пластичность и может продолжать растекаться либо в условиях смены расширения на сжатие давать протрузии и обнажаться на океаническом дне. Такая ситуация, а также многочисленные глубоко проникающие разломы, возникающие на этой стадии, способствуют наиболее активному проникновению морской воды в глубь офиолитов и взаимодействию ее с еще горячими породами. Это приводит к ранней относительно равномерной лизардитовой серпентинизации в условиях низкого $P_{\text{со}}$ и P_0 , а также псевдоморфной амфиболитизации и зеленокаменному изменению габбро, дайкового комплекса и части базальтоидов. Максимум этих изменений, естественно, приходится на контакты гипербазитов и габбро, дайкового комплекса с габброидами или вышележащими базальтоидами, вдоль которых уже в это время начинают формироваться межформационные срывы.

Проникновение даек габбро и диабазов в уже серпентинизированные гарцбургиты и измененные габброиды вызывает их дегидратацию и зональный метаморфизм с формированием регенерированных свежих или (?) ный метаморфизм с формированием перидотитов, жил пироксенитов и т. д. Однако процессы метаморфизма могут сопровождать весь цикл формирования офиолитов и продолжаться при вторичных тектонических перемещениях и надвигах (стадия V). Поэтому расшифровать всю историю метаморфических преобразований оказывается очень трудно (см. дискуссию и гл. 4). Единственное, на чем, пожалуй, можно настаивать, — главным источником воды при метаморфизме не может быть сама магма (ее высокотемпературность указывает на ее сухость). Остается допустить, что это морская вода, проникающая на стадии рифтообразования и протрузий в офиолиты (стадия IV), или вода из вмещающих пород (стадия V).

Дальнейшее сжатие (стадия V) приводит к крупным надвигам и тектоническому скучиванию, вследствие которых разрезы офиолитов выводятся на дневную поверхность, мощность коры увеличивается, и она переходит к качественно новому этапу развития. На этой стадии формируются зоны мелажа, рассланцевания в серпентинитах, а также, вероятно, низкотемпературные метаморфические зоны типа войкаритов в глубинных частях надвигов. Сама смена расширения на сжатие фиксируется на основании геологических наблюдений и тектонических реконструкций. В пределах предложенной модели она определяется остыванием, уменьшением и исчезновением астеносферного диапира, что может быть одновременно с ростом такого диапира в соседней зоне. Неравномерные усиления и ослабления теплового потока в подастеносферном слое и медленные течения в его пределах в общем случае приводят к чередующимся разогреванию (расширению) и охлаждению (сжатию) в данном участке коры. Конкретные следствия и тектонический их механизм зависят от длительности и мощности этих процессов, а также от состояния, мощности коры и истощенности верхней мантии, достигнутых к соответствующему моменту. Формирование мощных офиолитов I типа возможно лишь в условиях тонкой океанической коры и неистощенной мантии. Модели формирования офиолитов II и III типов должны быть обсуждены отдельно, но в настоящее время для этого данных недостаточно.

Предложенная модель по необходимости изложена схематически и кратко. Дальнейшие исследования должны быть направлены на количественную проверку ее, улучшение и модификацию с увязкой в единую систему глобальной петрологии на основе данных по глубинным ксенолитам, метаморфизму, магматизму, а также геофизики и сравнительной планетологии.

ГЛАУКОФАН-СЛАНЦЕВЫЕ ПОЯСА И III ТИП ОФИОЛИТОВ

В III типе офиолитов, которые выделены выше в табл. 33 и 34, базальтовый член разреза, как правило, метаморфизован в глаукофан-сланцевой фации, габброиды превращены в эклогиты или эклогитоподобные породы, а гипербазиты — в пироповые перидотиты или серпентиниты, содержащие нередко тела эклогитов, жадеитовых пород и т. д. К этому типу, как отмечалось, относится метаофиолитовая формация западной метаморфической полосы Полярного Урала, а также часть пород максютовского комплекса на Южном Урале (Добрецов, 1974а). Из этих двух примеров, как и в других аналогичных случаях в Калифорнии, Японии, Новой Зеландии, Альпах и других местах, хорошо видно, что породы III типа офиолитов отличаются не только по степени метаморфизма, но и по составу (Добрецов, 1974а, б; Miyashiro, 1975). Метабазальты наиболее высокотитанистые и натровые, с переменной железистостью, по составу варьируют от щелочных базальтов до толеитов гавайского типа (титанистых, но магнезиальных); как правило, они отличаются от I типа, хотя и обнаруживают переходы ко II. Для них особенно характерны реликты титанавгита. Метагаббро (эклогиты, эклогитоподобные породы) — экстремально титанистые и железистые (см., например, табл. 21).

Глаукофановые толщи, конечно, не сводятся к офиолитам III типа. Последние составляют только часть глаукофан-сланцевых поясов. Например, в максютовском комплексе — это только 15—20% объема толщи, в поясе Санбогава метаофиолитовые комплексы Хигаши-Акаиши и Микабу составляют тоже около 15—20% и т. д. Во многих глаукофан-сланцевых поясах эклогиты и гипербазиты отсутствуют, сохраняются только метабазальты и кремнистые породы, которые можно сопоставлять с базальтоидной частью офиолитов. Даже в тех глаукофан-сланцевых поясах,

где имеются все три компонента офиолитов (гипербазиты, метагаббро и метабазальты), ненарушенные «разрезы» и прямые доказательства субслоистого строения офиолитов отсутствуют.

Однако и в этих случаях авторы полагают, что офиолиты (особенно гипербазиты и эклогиты) представляют «фундамент» тех толщ, которые затем подверглись глаукофановому метаморфизму. Эти толщи характеризуются специфическими особенностями состава и строения (преобладание плоскостных базальтоидных граувакк и туфов, наличие кремнистых пород и метабазальтов океанического типа, отсутствие ритмичных чередований и т. д.); в соответствии с этими особенностями они, возможно, отлагались в глубоководных желобах, заполнявшихся осадками вследствие продольных течений, как это наблюдается и в некоторых современных желобах (Scholl c. a., 1970; Bogdanov, 1973). Литология таких толщ наиболее детально изучена в Калифорнии (Bailey c. a., 1964; Sinha, Davis, 1971; и др.); вывод об отложении здесь осадков в глубоководных океанических желобах выглядит наиболее правдоподобным.

Для офиолитов III типа и ассоциирующихся глаукофан-сланцевых толщ характерны высокобарические ассоциации — пироповые перидотиты, эклогиты (в том числе с дистеном), лавсонит-глаукофановые сланцы (в том числе ассоциации с жадеитом и кварцем). Оценки давлений во всех этих породах (Добрецов, 1974а) достигают примерно одинаковой величины — 12—14 кбар, хотя температура колеблется в широких пределах (см. рис. 46, III). На составах разных глаукофан-сланцевых толщ сильно отражены окислительно-восстановительные условия (рис. 50), а также величина давления и характер метаморфической зональности (рис. 51).

В изученных глаукофан-сланцевых толщах Полярного Урала и Западного Саяна условия метаморфизма оказались сходными. Ряд патровых амфиболов (см. рис. 50) занимает промежуточное положение между рядом глаукофан — рибекит, характерным для Пенжинского пояса и Калифорнии, и рядом ферроглаукофан-магнезиорибекит, характерным для пояса Санбогава и других толщ, богатых графитистыми сланцами. Судя по распространению гематита и других окислов, первый ряд возникает в окислительных условиях, второй — в восстановительных. В изученных толщах Полярного Урала и Западного Саяна характерны промежуточные условия. По давлению условия метаморфизма также промежуточные — 8—10 кбар (см. гл. 4 и 6), в частности, поле устойчивости жадеита с кварцем не достигается. Зональность неотчетливая, возможно, близка к стрелке «нк» на рис. 51, только на участке рек Аюл и Урбун закартирована

метаморфическая зональность, сходная с пенжинским типом (стрелка «п» на рис. 51).

Специфический метаморфизм (высокие давления при низких температурах) в настоящее время чаще всего объясняется в рамках модели

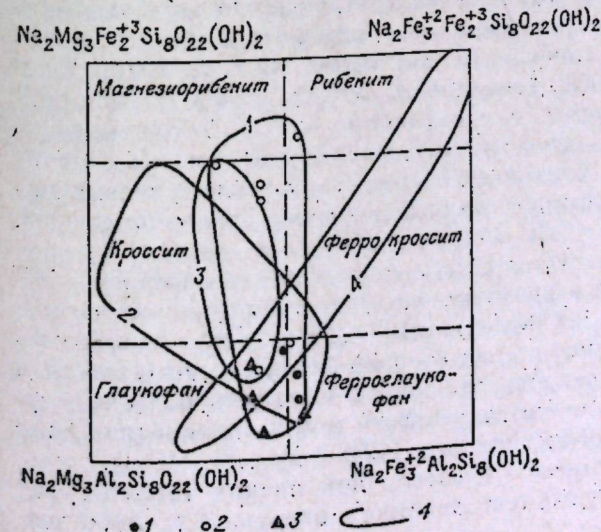


Рис. 50. Глаукофаны из глаукофан-сланцевых толщ офиолитовых поясов.

Западный Саян; 1 — лавсонит-глаукофановая зона, 2 — глаукофан-зеленосланцевая; 3 — Полярный Урал; 4 — поля глаукофанов из поясов Западного Саяна и Полярного Урала (1), Санбогава (2), Южного Тянь-Шаня (3), Пенжинского (4).

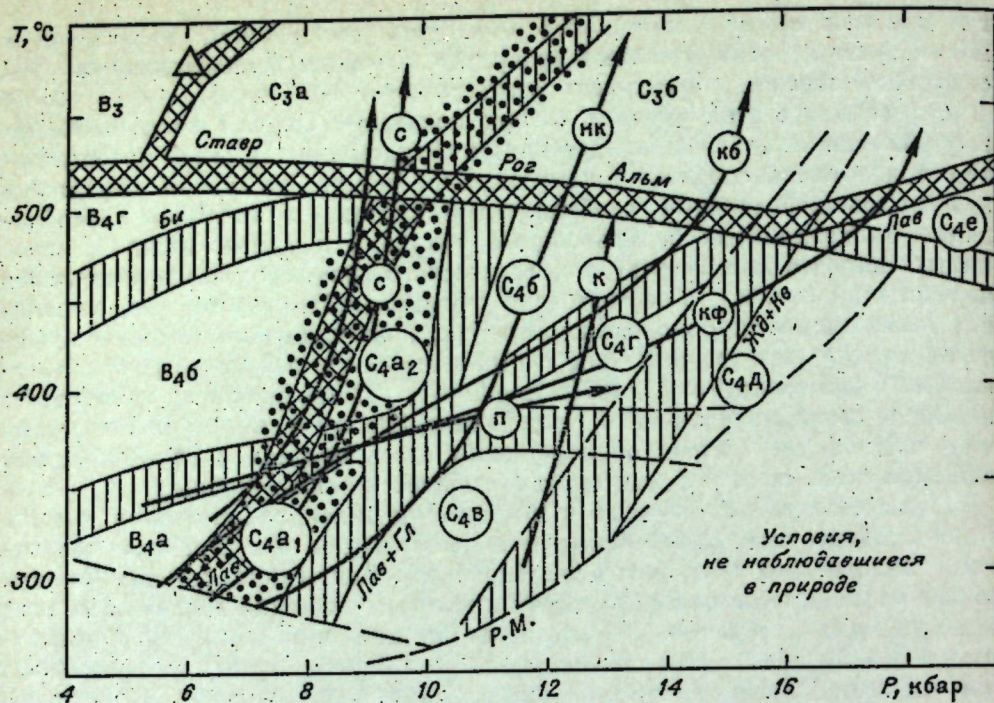


Рис. 51. Схема субфаций зеленосланцевой (V_4a-g) и глаукофан-сланцевой (C_4a-e) фаций.

Р. М. — вероятная низкотемпературная граница регионального метаморфизма. C_3a и C_3b — пограничные фации. Типы зональности, показанные стрелками: с — суэсунский, нк — новокаледонский, кб — Коту-Визан, Санбогава, п — пеннинский, кф — калифорнийский, Δ — тройная точка андалузит — дистен — силлиманит. Точками показаны переходные условия между фациями V_4 и C_4 , штриховкой — границы фаций и субфаций.

субдукции. Осадки желоба вместе с прилегающими океаническими осадками затягиваются на глубину по мере погружения океанической литосферной плиты под островодужную (или континентальную) кору вдоль зоны глубоководных землетрясений — зоны Бениоффа — Заварицкого. Быстрые погружения со скоростью 4–12 см в год обеспечивают низкие температуры (плита не успевает прогреться) и высокие давления (10–12 кбар достигаются на глубине 40–60 км). На большей глубине или при большей скорости нагрева базальты и габброиды превращаются в эклогиты, которые, благодаря своему высокому удельному весу, способствуют погружению литосферной плиты, а их плавление при дальнейшем погружении (на глубинах 100–120 км) обеспечивает андезитовый вулканизм островных дуг. С разными вариациями эта модель принимается сейчас большинством сторонников глобальной тектоники (Ernst, 1970; Ernst e. a., 1970; Miyashiro, 1967, 1972; Dewey, Bird, 1970; Ушаков, 1974; и др.).

Согласно другому варианту, глаукофановые сланцы образуются во время «обдукции» (надвигания) пластин со стороны континента в сторону желоба или «обдукции» двух океанических плит, а высокие давления возникают вследствие чисто тектонических причин под сложной поверхностью надвига (Bailey e. a., 1970; Coleman, 1971).

Возникли и более сложные варианты с участием субдукции — обдукции. Например, для Альп предположена очень быстрая последовательность субдукции и обдукции (в течение 10–12 млн. лет) с выведением на втором этапе жадеит-глаукофановых сланцев близко к поверхности и сменой термодинамического режима, что может объяснить полиметаморфический характер этих сланцев и сохранность в них высокобарических ассоциаций (Dal Piaz e. a., 1972; Hunziker, 1974; Frey e. a., 1974).

Во всех этих моделях высокое давление при низких температурах создается за счет либо быстрого тектонического погружения, либо тек-

тонического стресса при надвигах, либо комбинации обеих причин. Обе причины остаются умозрительными и противоречат целому ряду фактов. Барическими ассоциациями (недеформированность многих толщ с высокоплагиоклаза, замещенные $Jd + Kfs$; жилы с радиально-лучистым жадеитом; массивные породы с неориентированными кристаллами и первичными структурами); несоответствие метаморфической зональности контурам предполагаемой плиты или поверхности надвига; полиметаморфический характер глаукофан-сланцевых толщ и донадвиговое образование глаукофановых сланцев. Последнее хорошо видно и в изученных поясах Полярного Урала и Западного Саяна: глаукофановые сланцы отделены от вышележащих тектонических пластин зонами диафортитов и нередко сохраняются в диафорритах только в виде реликтов; характер и зональность метаморфизма в вышележащих пластинах не соответствуют таковым в нижележащих глаукофановых; блоки глаукофановых сланцев, эклогитов и жадеитовых пород присутствуют в меланже и т. д.

Поэтому автору кажется более приемлемой модель, в которой главная роль отводится флюидному буферному сверхдавлению, возникающему при быстрой дегидратации предварительно сплитизированных (зеленокаменноизмененных) толщ (Добрецов, 1974а, 1975; Dobretsov, Sobolev, 1975). В этом случае устраняются противоречия, связанные с особым характером деформированности глаукофан-сланцевых толщ, поскольку рассланцовка и интенсивные деформации прекращают действие буферного флюидного сверхдавления. Во-вторых сохраняется эмпирическая трактовка глаукофановых поясов как корневых частей древних океанических желобов. Именно в корневых частях таких желобов создаются наиболее благоприятные условия для механизма буферного флюидного сверхдавления: глубоководные условия обеспечивают образование хлорита, пумпеллинита и других высоководных минералов во время осадконакопления и вулканизма (на глубинах менее 4 км паровая подушка препятствует реакции с морской водой); быстрый прогрев под довольно мощной покрывкой осадков ($\pm$ надвиги офиолитов) обеспечивает буферный флюидный режим; последующая быстрая субдукция и надвиги обуславливают «закалку» и сохранность высокобарических ассоциаций. В-третьих, становится понятной тесная ассоциация глаукофан-сланцевых толщ с офиолитами III типа, в которых эклогиты и гранатовые перидотиты не обнаруживают заметной ориентировки ранних высокобарических минералов и отличаются по составу от других офиолитов.

Как мы отмечали, офиолиты III типа могут представлять фундамент глубоководных желобов, в котором ассоциации высоких давлений возникли *in situ* до деформаций и надвигов; высокие давления создавались частично в связи с залеганием на глубине 10–15 км, частично за счет флюидного сверхдавления в покрывке метаморфизируемых осадков и базальтов.

Мы наметили здесь контуры проблемы, связанной с глаукофан-сланцевыми поясами и офиолитами III типа. Механизм возникновения буферного флюидного сверхдавления, приведенный в цитированных выше работах, требует дальнейшего обсуждения и количественных расчетов. Необходимо также более детальное изучение офиолитов II и III типов, структуры и термобарометрии глаукофан-сланцевых поясов и т. д.

Таким образом, главной задачей настоящей главы, завершающей коллективную монографию, явились эмпирическое обобщение и предварительная систематизация накопленного материала, в частности, типизация офиолитов с тем, чтобы наметить на качественном уровне условия и модели их формирования и перейти в дальнейшем к количественной их оценке.

CONCLUSION

Two ophiolitic belts, Khadatinsk (northern) and Voikar-Sun'insk (southern) have been delineated in the Arctic Urals (fig. 1), extending to more than 600 km. Two types of rock associations were found to occur in the belt areas. The greater part of ophiolites represents the well stratified rock sequence (dunites and harzburgites; banded dunite-pyroxenite-gabbro, partly altered to amphibolite; dykes-diabase complex; tonalites and plagiogranites). The green-rocks of Ordovician — Lower Devonian depressions (Shchuchinsk in the north, Voikarsk in the south) are underlain by the rock sequence of ophiolites. Another (western) part of ophiolites is distinguished by a complex structural and compositional relations being associated with the metamorphic rock series, which (in the Marunkeu and Kharbey anticlinorium) belongs to the Precambrian basement of the Paleozoic miogeosyncline (tables 1, 2). The eclogite-glaucophane-schist belt may be traced here.

The Khadatinsk belt comprises 4 massifs. The ultramafic rocks (harzburgite-lehrzolute, dunite-harzburgite, transitional dunite-pyroxenite association (table 3)) have been found in the largest Syum-Kjeu Massif as well as Malyk complex of gabbro-gneisses with lenses of spinel and garnet-bearing ultrabasic rocks (figs. 4—8). The early stage of metamorphism of the Malyk complex corresponds to granulite facies, while the later ones correspond to epidote-amphibolite (blue-green hornblende, garnet, zoisite) and greenschist facies. The green rocks of Shchuchinsk synclinorium are underlain by the Malyk complex. The ultramafic rock plate (1.0—1.5 km thick) was overthrust on the metamorphic rock series including the eclogite-bearing Marun-Kjeu and glaucophane Njaroveisk Formations (figs. 2, 3).

The Rai-Iz Massif (380 sq. km) and Voikar-Syn'insk Massif (2100 sq. km) of ultramafics are the largest of the Voikar-Syn'insk Belt. The Rai-Iz Massif (fig. 9) described earlier by A. N. Zavaritsky (1932) has tectonic contacts: these are thrust over in the north with serpentinite melange zone (fig. 10) containing the plates of glaucophane schists and blocks of jadeitites, pyrope pyroxenites, rhodinites, etc. The time sequence of the rock origin is as follows: a) latticed-banded dunite-harzburgite association with coarse-grained dunites (table 4, fig. 12), b) banded dunite-clinopyroxenite-gabbro complex (fig. 13), c) deformed and amphibolized gabbroids (figs. 14, 15) associated with the zone of later metamorphism (secondary harzburgites, enstatite and corundum rock bodies (figs. 16—18)); d) an-

tihoritized harzburgites. Dunitic rocks, accessory and ore chromites are in abundance here as compared to Khadatinsk belt area.

The ophiolitic rocks of Voikar-Syn'insk Massif make up 3 large-scale nappes (fig. 19). These are underlain by the nappes composed of metamorphosed schists and volcanic sedimentary rock series of Ordovician-Devonian. The lowermost metagabbroic rocks, metamorphic schists and Paleozoic rocks have tectonic contacts. The gabbro from the western nappe differs from eastern ones (fig. 20, table 5).

The sequence of ophiolitic origin of the upper nappe is as follows: a) formation of deformed harzburgites («restites») (figs. 21, 22, table 5); b) the banded rock complex and gabbroic rocks; c) early metamorphism of gabbroids and harzburgites (figs. 23, 26) terminating by the total serpentinitization, d) formation of parallel diabase dyke complex, e) regional metamorphism possibly associated with the deep-seated overthrusting to generate plagiogranites and tonalites. The compositional peculiarities and the properties of ultrabasic and gabbroic rocks are specified by the profiling (fig. 25, tables 6—8).

By the general petrographic and mineralogical description, the ophiolitic rocks may be subdivided into the following groups: 1) dunite-harzburgitic association (tables 10—14, figs. 26—28): harzburgites, dunites and metamorphic rocks (pegmatoidal dunites, secondary harzburgites (table 15), cummingtonite-bearing harzburgites, antihorite-olivine schists (table 16); 2) dunite-wehrlite-clinopyroxenite-gabbro rock series, including the transitional banded rock series and gabbro of eucritic type, rare troctolites and anorthosites, 3) gabbro-diabase dykes and plagiogranitic-tonalitic rock series (in the Voikar-Syn'insk Massif); 4) dunite-lherzolite-websterite-metagabbro-norite association (Malyk complex, tables 17, 18); metagabbro from Khul'ginsk nappe (table 19); metasomatic jadeitites, vesuvianites, etc. (table 20, fig. 29); 5) western metamorphic belt and eclogite-bearing Precambrian metaophiolite association (figs. 30, 31, table 21). The discussion on the genesis of these associations includes three different hypotheses, which are reported at the concluding part of Chapters 4.

In West Sayan area ophiolitic rocks form three belts: North Sayanian, Borus and Kurtushibinsk (fig. 32). These comprise the Dzebash metamorphics and ophiolitic series of the Upper Precambrian age as well as volcanic-flyschoid rock series of Cambrian age. Three zones were distinguished in the Kurtushibinsk Belt: the main ophiolite body, metabasite Chinginsk Formation with lenses of melange, and metamorphic schists with a discontinuous glaucophane-schists belt (figs. 33—35). The full ophiolite section may be seen in the main body (fig. 36, tables 23, 24): a) dunite-harzburgite association, b) transitional pyroxenite zone of brecciated-banded structure (fig. 37), c) banded-tacsite eucritic gabbroids of variable amphibolite (fig. 37), d) banded-tacsite eucritic gabbroids of variable amphibolite (fig. 37), e) banded-tacsite eucritic gabbroids of variable amphibolite (fig. 37), f) gabbro-diabase dyke complex. The peculiarities in serpentinitization (according to the CO₂ potential) are compared with generation of rhodinites and prehnitic metagabbroic rocks. Metabasites, metagrawackes and siliceous rocks of Chinginsk Formation (table 25) terminate ophiolitic section being overlain by the Lower Cambrian rocks with disconformity. The generation of ophiolitic rocks was probably synchronous with the meta-

morphic schists of the Precambrian age of the greenschist (table 26) and glaucophane schist facies, among which one finds the zonal rock complex of Akol river (fig. 40, tables 27—29).

The Borus ophiolitic belt (fig. 41) has undergone more tectonical reworking. The main ophiolite plate is composed presumably of ultrabasites: banded dunite-enstatite-harzburgite association, also lherzolites (tables 30, 31), variable serpentinites and cummingtonite-bearing rocks with metamorphic zonation (fig. 42). The small isolated bodies of gabbro-amphibolites are present. In the area of melange (figs. 43, 44) and tectonic zones inside the ultrabasites there occur jadeite rocks and garnet amphibolites. The main ophiolite plate is underlain by a siliceous-metabasitic rock series (Chinginsk Formation) and metamorphic schists of Precambrian Dzebash rock series (table 32).

The genesis of ophiolitic rocks is discussed in Chapter 7: their sublamina structure and typical sections as well as the nappe-like occurrence as a contrast to the model of vertical intrusions of the ultramafics and gabbroid rocks in the «deep fault» zones; the formation of the ultramafic tectonites as compared to Lantz Massif (fig. 45); some of the structural unconformities and heterogeneity of various members of ophiolitic «section».

Based on the melt inclusion studies in gabbro and two-pyroxene data (table 36) is the evidence on the participation of high-temperature magmatic melt in generation of ultrabasites and gabbro of ophiolite series. The restite nature of dunites and harzburgites has been petrochemically confirmed (fig. 47) as well as by peculiarities in the chromespinelide compositions (fig. 48). Three types of ophiolitic rocks delineated by various authors (Dobretsov, 1974; Miyashiro, 1975; Rocci et al., 1975) (tables 33—35, fig. 46) are correlated with ophiolites from the Arctic Urals and West Sayan area.

A hypothetical model for generation of most widespread ophiolitic rocks of the I-st type (fig. 49) is suggested for the zones of the oceanic crust spreading. Some hypotheses are concerned with the genesis of glaucophane-schist belts and ophiolite rocks of the III-rd type (figs. 50, 51).

ЛИТЕРАТУРА

- Алешков А. Н. Дунито-перидотитовые массивы Полярного Урала. — В кн.: Материалы Комиссии экспедиционных исследований АН СССР. Вып. 18. М., 1929. 120 с.
- Бакуменко И. Г., Добрецов Н. Л. Магматическое происхождение офиолитовых габбро. — «Докл. АН СССР», 1976, т. 230, № 6, с. 1425—1428.
- Белоусов А. Ф., Добрецов Н. Л., Додонова Т. А., Филатова Л. И., Антюшок Р. И., Зихаров И. Л., Полякова З. Г. Вулканогенные ассоциации докембрия Урало-Монгольской провинции. Новосибирск, «Наука», 1976. 90 с.
- Блейк М. К., Джонс Д. Л. Происхождение францисканского меланжа Северной Калифорнии. — «Геотектоника», 1974, № 6, с. 15—28.
- Богданов Н. А. Палеозойские геосинклинали обрамления Тихого океана. М., «Наука», 1975. 259 с.
- Буртман В. В., Молдаванцев Ю. Е., Перфильев А. С., Шульц С. С. (мл.). Океаническая кора варисцид Урала и Тянь-Шаня. — «Сов. геология», 1974, № 3, с. 23—36.
- Бутин В. В. Зависимость химического состава амфиболов метаморфических пород Харбейского антиклинария от термодинамического режима метаморфизма. — В кн.: Геология метаморфических комплексов Урала. Вып. 108 (III). Свердловск, 1974, с. 137—149.
- Бутин В. В. Метаморфизм гипербазитов зоны глубинного разлома восточного ограничения Харбейского антиклинария. — В кн.: Геология метаморфических комплексов Урала. Вып. 110. Свердловск, 1975, с. 74—79.
- Васильев Ю. Р. Специфика вещественного состава и петрогенезис ультраосновных пород севера Сибирской платформы. — «Геол. и геофизика», 1975, № 11, с. 65—73.
- Велинский В. В. Кембрийский вулканизм Западного Саяна. Новосибирск, «Наука», 1968. 154 с.
- Велинский В. В. Аल्पинотинные гипербазиты переходных зон океан—континент. Новосибирск, «Наука», 1978. 250 с.
- Виноградская В. М. Дунит-пегматиты ультраосновной формации на Урале. — «Докл. АН СССР», 1959, т. 97, № 5, с. 899—902.
- Виноградская В. М. Некоторые жильные образования Войкаро-Сыньинского перидотитового массива на Урале. — В кн.: Минералогический сборник. Л., 1961, вып. 45, № 2, с. 15—36.
- Вистелнус А. Б. Мера связи между членами парагенезиса и метод ее изучения. «Зап. ВМО», 1948, ч. 77, вып. 2, с. 147—155.
- Войновский-Кригер К. Г. Каменноугольные отложения Лемвинской фациально-структурной зоны. «Бюл. МОИП», 1933, т. 38 № 2, с. 19—24.
- Войновский-Кригер К. Г. Два комплекса палеозоя на западном склоне Полярного Урала. — «Сов. геология», 1945, № 6, с. 5—14.
- Войновский-Кригер К. Г. Очерк тектоники Лемвинской фациально-структурной зоны (западный склон Полярного Урала). — «Бюл. МОИП», 1967, т. 42, вып. 3, с. 5—26.
- Волков С. Н. Эйфельские конгломераты восточного склона Приполярного Урала. — В кн.: Материалы ВСЕГЕИ. Общая серия. Вып. 8. М., 1948, с. 73—87.
- Волков С. Н. Средний палеозой северной окраины Нижне-Тагильского синклинария. — В кн.: Труды геологического музея АН СССР. Вып. IV. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1960, с. 89—93.
- Волович Е. В., Дембровский В. И. Хараматолоуский разлом. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока европейской части СССР. Сб. 7. Сыктывкар, 1972, с. 210—214.
- Воробьева О. А., Самойлова Н. В., Свепникова Е. В. Габбро-широксенит-дуни-товый пояс Среднего Урала. М., Изд-во АН СССР, 1962. 319 с.
- Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск, «Наука», 1975. 271 с.
- Глушицкий А. Б., Ефимов А. А., Молдаванцев Е. Ю., Перфильев А. С., Са-Дергунов А. Б., Савельев А. А. Основные черты строения и структурное положение габ-вельева Г. И., Савельев А. А. Основные черты строения и структурное положение габ-бро-гипербазитовых массивов Полярного Урала. — В кн.: Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. Вып. 2. Свердловск, 1974, с. 10—13.

Дергунов А. Б., Казак А. П., Молдаванцев Ю. Е. Серпентинитовый меланик и структурное положение гипербазитов массива Рай-Из (Полярный Урал). — «Геотектоника», 1975, № 1, с. 28—34.

Де Робер В. П. Некоторые проблемы образования глаукофана и лавсонита. — В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. М., «Наука», 1970, с. 41—53.

Дмитриев Л. В. Геохимия и петрология коренных пород срединных океанических хребтов. Автореф. докт. дис. М., 1973. 43 с.

Добрецов Н. Л. О пределах смесимости средних составов жадеитовых пироксенов. — «Докл. АН СССР», 1962, т. 146, № 3, с. 676—679.

Добрецов Н. Л. Минералогия, петрография и генезис гипербазитов, жадеитов и альбитов хр. Борус (Западный Саян). — В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Вып. 15. Новосибирск, 1963, с. 242—316.

Добрецов Н. Л. Жадеитовые породы как индикаторы высоких давлений в земной коре. — В кн.: Петрографические формации и проблемы петрогенезиса. М., «Наука», 1964а, с. 137—150.

Добрецов Н. Л. К проблеме генезиса гипербазитов. — «Геол. и геофизика», 1964б, № 3, с. 3—20.

Добрецов Н. Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск, «Наука», 1974а. 429 с.

Добрецов Н. Л. Глаукофановый метаморфизм и три типа офиолитовых комплексов. — «Докл. АН СССР», 1974б, т. 216, № 6, с. 1383—1386.

Добрецов Н. Л. Петрохимические особенности океанических и раннегеосинклинальных базальтов. — «Геол. и геофизика», 1975, № 2, с. 11—25.

Добрецов Н. Л., Лаврентьев Ю. Г., Пономарева Л. Г., Поспелова Л. Н. Особенности минералогии глаукофановых сланцев Пенжинского пояса. — «Геол. и геофизика», 1973, № 8, с. 25—35.

Добрецов Н. Л., Лепезин Г. Г., Пукипская О. С. Глаукофановые сланцы Алтае-Саянской области. — «Докл. АН СССР», 1972, т. 206, № 1, с. 200—203.

Добрецов Н. Л., Пономарева Л. Г. Парагенетические типы и зависимости состава метаморфических пироксенов от состава и условий образования вмещающих их пород. — «Сов. геология», 1964, № 12, с. 39—57.

Добрецов Н. Л., Пономарева Л. Г. Сравнительная характеристика полярноуральских и прибалханских жадеитовых и ассоциирующихся с ними пород. — В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Вып. 31. Новосибирск, «Наука», 1965, с. 178—244.

Добрецов Н. Л., Пономарева Л. Г. Офиолиты и ассоциирующие глаукофановые сланцы Куртушбинского хребта (Западный Саян). — «Геол. и геофизика», 1976, № 2, с. 40—53.

Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Соболев Н. В. Фации регионального метаморфизма высоких давлений. М., «Недра», 1974. 328 с.

Еремеев В. П., Меренков Б. Я., Петров В. П., Соколова А. А. Хризотил-асбестовые месторождения как одна из форм контактового взаимодействия гранитоидов на ультраосновные породы. — В кн.: Труды ИГЕМ АН СССР. Вып. 31. М., 1969, с. 127—133.

Еремеев В. П., Павлов Н. В., Сибилев А. К. Хромитовая минерализация гипербазитовых поясов Тувы. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1968, № 6, с. 45—56.

Еремеев В. П., Сибилев А. К. Иджимский гипербазитовый плутон (Западный Саян). — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1969, № 8, с. 14—24.

Еремеев В. П., Сибилев А. К. Серпентинизация в Иджимском гипербазитовом плутоне и место самородного орегонита и маухерита в этом процессе. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1970, № 6, с. 91—100.

Еремеев В. П., Сибилев А. К. Саяно-Тувинский гипербазитовый пояс и связанная с ним металлогения. — В кн.: Актуальные вопросы современной петрологии. М., «Наука», 1974, с. 340—343.

Ефимов А. А. Об основных минералитах (кытлымитах) Кытлымского платиноносного массива. — «Сов. геология», 1963, № 2, с. 45—57.

Ефимов А. А., Ефимова Л. П. Кытлымский платиноносный массив. М., «Недра», 1967. 336 с.

Ефимов А. А., Ефимова Л. П. Степень равновесности габброидных пород и ее генетическое значение. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Т. 2. Свердловск, 1969.

Ефимов А. А., Царицын Е. П. Образование трапповых амфиболитов по оливковому габброидам в контактовой зоне Кимберсайского гипербазитового массива. — В кн.: Геология метаморфических комплексов Урала. Вып. 116. Свердловск, 1975, с. 26—35.

Заварицкий А. Н. Перидотитовый массив Рай-Из в Полярном Урале. М., ГОНТ ГРИ, 1932. 221 с.

Зайков В. В., Зайкова Е. В. О возрасте актовракского комплекса и перерыве в нижнем кембрии Тувы. — «Геол. и геофизика», 1969, № 7, с. 121—125.

Зинин С. С. Парагенезис офиолитов и верхняя мантия. М., «Наука», 1973. 251 с.

Зоненшайн Л. Н. Тектоника Западного Саяна. М., Госгеолтехиздат, 1963. 412 с.

Иванов С. Н., Ефимова А. А., Молдаванцев Ю. Е. К происхождению офиолитов Урала. — В кн.: Симпозиум «Офиолиты в земной коре». М., «Наука», 1973, с. 49—53.

Исаков В. М. Западный Саян в позднем рифее — раннем кембрии. Автореф. канд. дис. Томск, 1974. 23 с.

Исаков В. М., Коробейников В. П. Разрезы докембрия и кембрия Борусского грабен-синклинория в Западном Саяне. — В кн.: Труды СНИИГГМСа. Вып. 84. Новосибирск, 1969, с. 71—87.

Исаков В. М., Коробейников В. П. Новые данные о стратиграфии древних толщ Новосибирск, 1970, с. 63—81.

Казак А. П. К вопросу о природе некоторых гранулитов Кольского полуострова. — В кн.: Проблемы геологии докембрия Балтийского щита и покрова Русской платформы. — В кн.: Труды ВСЕГЕИ. Т. 175. М., «Недра», 1971, с. 187—198.

Казак А. П., Добрецов Н. Л., Молдаванцев Ю. Е. Глаукофановые сланцы, жадеиты, нефриты, везувиниты массива Рай-Из на Полярном Урале. — «Геол. и геофизика», 1976, № 2, с. 60—66.

Казанов И. Н. Очерк геологического строения Западного Саяна. — В кн.: Материалы по региональной геологии Алтае-Саянской складчатой области. Т. 58. М., Госгеолтехиздат, 1961, с. 61—104.

Кашинцев Г. Л., Кузнецов И. Е. Генетические типы хромитовых руд ультраосновного массива Рай-Из на Полярном Урале. — «Геол. рудн. месторожд.», 1973, т. XV, № 5, с. 99—104.

Кашинцев Г. Л., Кузнецов И. Е., Рудник Г. Б. Некоторые аспекты генезиса ультрабазитов Урала (на примере массива Рай-Из). — В кн.: Тезисы докладов V научной отчетной конференции геологического факультета МГУ. М., 1970, с. 28—29.

Кашинцев Г. Л., Кузнецов И. Е., Рудник Г. Б. О механизме формирования альпинитовых гипербазитовых плутонов (автореф. докл.). — «Бюл. МОИП», 1970, т. 45, вып. 3, с. 143.

Кашинцев Г. Л., Кузнецов И. Е., Рудник Г. Б. Типы пространственной ориентировки оливина в гипербазитах массива Рай-Из (Полярный Урал). — «Вестн. Моск. гос. ун-та», 1971, № 2, с. 105—109.

Кашинцев Г. Л., Кузнецов И. Е., Рудник Г. Б. Закономерности локализации и прогнозная оценка хромитовых руд в гипербазитовых массивах северной части Полярного Урала. — В кн.: Хромиты Урала, Казахстана, Сибири и Дальнего Востока. М., «Недра», 1974.

Кейльман Г. А., Бутин В. В. Геологические условия образования глаукофановых сланцев и эклогитов Урала. — В кн.: Геология метаморфических комплексов Урала. Вып. 116. Свердловск, 1975, с. 5—14.

Кейльман Г. А., Бутин В. В., Подсесола Л. Л., Пономарев В. А. К вопросу о геологическом строении осевой зоны Полярного Урала. — В кн.: Геология метаморфических комплексов Урала. Свердловск, 1973, с. 5—10.

Кенескинас К. Б., Лепезин Г. Г., Хлестов В. В., Тимофеев Б. В., Хильтова В. Я. Новые данные о времени осадконакопления метаморфических комплексов Горного Алтая и Западного Саяна. — «Геол. и геофизика», 1975, № 11, с. 143—146.

Кинппер А. Л. Габброиды офиолитовой «формации» в разрезе океанической коры. — «Геотектоника», 1970, № 2, с. 13—18.

Кинппер А. Л. Океаническая кора в структуре алышской складчатой области М., «Наука», 1975. 208 с.

Колбанцев Р. В., Шитов В. А., Бондарева О. С., Ильинский М. М., Савельева Г. И., Кузнецов В. Н., Молдаванцев Ю. Е., Шмелева К. Л. О связи между величиной сверхперехода антигорита и его химическим составом. — «Зап. ВМО», 1975, ч. 104, с. 351—353.

Комаров А. Г., Молдаванцев Ю. Е., Нечаева А. А., Шмелева К. Л. Физические свойства (намагниченность и плотность) горных пород некоторых изверженных и метаморфических комплексов севера Урала как дополнительный критерий для суждения об особенностях их вещественного состава, формационной принадлежности, возраста и генезиса. — В кн.: Тезисы докладов 2-го Уральского петрографического совещания. Т. 7. Свердловск, 1966, с. 29—31.

Коробейников В. П. Соотношение стратиграфических поверхностей и тектонических форм с изоградами прогрессивного метаморфизма в Джебашском выступе Западного Саяна. — В кн.: Труды СНИИГГМСа. Вып. 10. Новосибирск, 1970, с. 76—81.

Коробейников В. П. Джебашский метаморфический комплекс Западного Саяна. (Автореф. канд. дис.). Томск, 1971. 23 с.

Крылов Р. А., Бутин В. В. Эклогиты салдыкского метаморфического комплекса Урала. — В кн.: Труды Свердловского горного института. Вып. 116. Свердловск, 1975, с. 23—25.

Кузнецов И. Е. Зависимость состава и структуры офиолитовых комплексов Алтае-Саянской складчатой области от особенностей их тектонической переработки. — «Геол. и геофизика», 1976, № 8, с. 26—34.

Леснов Ф. П. Геология и петрология Чайского габбро-перидотит-дунитового и келеносного плутона (Северное Прибалхашье). Новосибирск, «Наука», 1972а. 227 с.

Леснов Ф. П. К петрографии и минералогии регенерированных оливиновых пород. — В кн.: Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М., «Наука», 1972, с. 173—188.

Леснов Ф. П., Пинус Г. В., Велинский В. В. Взаимоотношения ультраосновных пород и ассоциирующих с ними габброидов в складчатых областях. — В кн.: Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск, 1973, с. 44—56.

Лупанова Р. П., Маркин В. В. Зеленокаменные толщи Собско-Войкарского синклинория. — В кн.: Труды геологического музея АН СССР. Вып. XII. М., «Наука», 1964, с. 168—171.

Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М., «Недра», 1965. 379 с. Маракушев А. А. Серпентинизация гарцбургитов. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1975, № 7, с. 5—20.

Марков М. С. Мегаморфические комплексы и «базальтовый» слой земной коры островных дуг. М., «Наука», 1975. 232 с.

Мнасиро А., Сидо Ф., Юнг М. Метаморфизм в пределах Срединно-Атлантического хребта близ 24 и 30° с. ш. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., «Мир», 1973, с. 34—51.

Молдаванцев Е. П. Тектоника Северного и Полярного Урала. — В кн.: Геология СССР. Т. XII. Урал. Ч. I. М., Госгеолтехиздат, 1944, с. 198—201.

Молдаванцев Ю. Е. Особенности проявления интрузивного магматизма на Полярном Урале. (Пример длительно существующей унаследованной глубинной зоны магматической активности). — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 412—415.

Молдаванцев Ю. Е. Особенности петрологии гранитоидов Харбейского антиклинория (Полярный Урал). — В кн.: Тезисы докладов 2-го Уральского петрографического совещания. Т. 4. Свердловск, 1966, с. 47—48.

Молдаванцев Ю. Е. Закономерности распределения ассоциаций плутологических и метаморфических горных пород Главного Уральского глубинного разлома в связи с проблемой формирования земной коры. — В кн.: Материалы IV Всесоюзного петрографического совещания. Баку, 1969.

Молдаванцев Ю. Е. Особенности петрологии гранитоидов Харбейского антиклинория (Полярный Урал). — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Т. 4. Свердловск, 1971, с. 269—274.

Молдаванцев Ю. Е. Ассоциации изверженных и метаморфических горных пород варисийской эвгеосинклинали севера Урала и проблемы ее тектоно-магматической эволюции. — В кн.: Магматизм, метаморфизм и металлогения севера Урала. Сыктывкар, 1972, с. 19—27.

Молдаванцев Ю. Е. Ассоциации плутоидов и метаморфитов зоны Главного Уральского глубинного разлома в связи с проблемой формирования земной коры. — В кн.: Проблемы петрологии Урала. Вып. 100. Киев, 1973, с. 3—18.

Молдаванцев Ю. Е., Берлянд Н. Г., Казак А. П. Разрез земной коры Полярного Урала по геофизическим данным. — В кн.: Труды ВСЕГЕИ. Л., 1976.

Молдаванцев Ю. Е., Перфильев А. С. Проявление метаморфизма в связи с глубинными разломами на Полярном Урале. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1962, № 4, с. 50—55.

Молдаванцев Ю. Е., Перфильев А. С. Связь магматизма с тектоникой на севере Урала. — В кн.: Магматизм, метаморфизм и металлогения Урала. — В кн.: Труды I Уральского петрографического совещания. Т. 1. Свердловск, 1963, с. 121—137.

Молдаванцев Ю. Е., Перфильев А. С., Херасков Н. П. Закономерности размещения магматизма и метаморфизма севера Урала в связи с тектоническими структурами. — В кн.: Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 235—239.

Морковкина В. Ф. Метасоматические преобразования гипербазитов Полярного Урала. — В кн.: Труды ИГЕМ АН СССР. Вып. 77. М., 1962, с. 180—224.

Морковкина В. Ф. Метасоматические преобразования гипербазитов в связи с зонами глубинных разломов. — В кн.: Петрографические формации и проблемы петрогенезиса. М., «Наука», 1964, с. 66—76.

Морковкина В. Ф. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. — М., «Наука», 1967. 280 с.

Морковкина В. Ф., Гаврилова С. И. Пироксениты краевых зон Хараматалоуско-Войкарского гипербазитового массива и их петрографические особенности (Полярный Урал). — В кн.: Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов. М., «Наука», 1965, с. 7—67.

Москалева С. В. Региональные и локальные закономерности размещения хромитовых месторождений. — В кн.: Материалы к совещанию «Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных ископаемых». Вып. 7. Л., «Недра», 1971, с. 219—223.

Москалева С. В. Гипербазиты и их хромитовоспособность. Л., «Недра», 1974. 279 с. Научная программа работы по проекту «Офиолиты континентов и сравнимые с ними породы океанов». Международная программа геологической корреляции. М., 1974. 30 с.

Никитчин П. А. О находке ультраосновных вулканитов в западной части Алтае-Саянской складчатой области. — В кн.: Краткие тезисы III конференции по магматизму и металлогении Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1972, с. 31—32. Охотников В. Н. Древний вулканизм северной части Полярного Урала. — «Сов. геология», 1968, № 2, с. 75—88.

Охотников В. Н. Геология рудных образований Полярного Урала. Л., «Наука», 1975. 174 с.

Павлов Н. В., Кравченко Г. Г., Чупринина Н. И. Хромиты Кемперсайского плутона. М., «Наука», 1968. 127 с.

Падалка Г. Л. Перидотитовый массив Пай-Ер на Полярном Урале. — В кн.: Труды Арктического института. Т. 47. М., 1936. 200 с.

Падалка Г. Л. Западная полоса габбро-перидотитовой формации Урала. — В кн.: Петрографии СССР. Вып. 7. М.—Л., 1937, с. 55—140.

Пейве В. А. Океаническая кора геологического прошлого. — «Геотектоника», 1969, № 4, с. 5—24.

Пейве В. А. Тектоника и развитие Урала и Аппалачей — сравнение. — «Геотектоника», 1973, № 3, с. 3—13.

Пейве А. В. Офиолиты и земная кора. — «Природа», 1974, № 2, с. 5—13.

Пейве А. В. Тектоника Срединно-Атлантического хребта. — «Геотектоника», 1975, № 5, с. 3—17.

Пейве А. В., Перфильев А. С., Руженцев С. В. Геотектоническая природа офиолитовых ассоциаций. — В кн.: Тезисы симпозиума «Офиолиты в земной коре». М., «Наука», 1973.

Пейве А. В., Штрейе Н. А., Книппер А. Л., Марков М. С., Богданов Н. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В. Океаны и геосинклинальный процесс. — «Докл. АН СССР», 1971а, т. 196, № 3, с. 657—659.

Пейве А. В., Штрейе Н. А., Перфильев А. С., Поспелов Н. И., Руженцев С. В., Самыгин С. Г. Структурные положения гипербазитов на западном склоне Южного Урала. — В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., «Наука», 1971б, с. 9—24.

Пейве А. В., Штрейе Н. А., Перфильев А. С., Самыгин С. Г. Палеозонды и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса. — «Сов. геология», 1972, № 12, с. 7—25.

Перфильев А. С. Особенности тектоники севера Урала. — В кн.: Труды ГИН АН СССР. Вып. 132. М., «Наука», 1968. 223 с.

Перфильев А. С., Руженцев С. В. Структурное положение габбро-гипербазитовых комплексов в складчатых поясах. — «Геотектоника», 1973, № 3, с. 14—26.

Пинус Г. В. О взаимоотношениях габброидов в офиолитовых сериях. — «Геол. и геофизика», 1974, № 5, с. 139—143.

Пинус Г. В., Велинский В. В. Альпийские гипербазитовые пояса западной части Тихоокеанского складчатого обрамления. — «Геол. и геофизика», 1967, № 10, с. 122—134.

Пинус Г. В., Велинский В. В., Леснов Ф. В., Банников О. Л., Агафонов Л. В. Альпийские гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы. Новосибирск, «Наука», 1973. 320 с.

Пинус Г. В., Колесник Ю. И. Альпийские гипербазиты юга Сибири. М., «Наука», 1966. 211 с.

Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов Н. М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М., Изд-во АН СССР, 1958. 295 с.

Пономарева Л. Г., Добрецов Н. Л. Ориентировка оливины в гипербазитах массивов Борусского (Западный Саян) и Пай-Ер (Полярный Урал). — «Геол. и геофизика», 1965, № 5, с. 136—143.

Пономарева Л. Г., Добрецов Н. Л. Жалентсодержащие и другие минералы в метатиффизах Северо-Западной Камчатки. — «Докл. АН СССР», 1966, т. 167, № 3, с. 659—662.

Пучков В. И. Находки конодитов в палеозое севера Урала и их стратиграфическое значение. — «Докл. АН СССР», 1973, т. 209, № 3, с. 668—670.

Пучков В. И. Лемвигская зона Полярного Урала и ее гомологи. — В кн.: Тектоника Восточно-Европейской платформы и ее обрамления. М., «Наука», 1975, с. 75—97.

Рудник Г. Б., Канинцев Г. Л., Кузнецов Н. Е. Геологическое строение и хромитовоспособность массива Рай-Из. — В кн.: Материалы совещания по составлению прогнозно-металлогенических карт на хромиты. М., «Наука», 1971, с. 174—188.

Румишцева Н. А., Калайтан М. Г., Кузнецов В. Н., Львов Б. К., Мазина Е. А., Молдаванцев Ю. Е., Сергиевский В. М., Смирнов Ю. Д. Опыт составления Уральского макета карты магматических формаций СССР. — В кн.: Тезисы 2-го Уральского петрографического совещания. Вып. 1. Свердловск, 1966, с. 36—38.

Савельев А. А. Геология и хромитовоспособность гипербазитов Войкаро-Сынынского массива (Полярный Урал). (Автореф. канд. дис.). Свердловск, 1974. 22 с.

Савельев А. А., Савельева Г. И. Петрология и хромитовоспособность гипербазитов Войкаро-Сынынского массива. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм и металлогения Урала. Свердловск, 1969, с. 134—139.

Савельева Г. Н. Железо и магний в сосуществующих минералах гарцбургитов.— В кн.: Магматизм, метаморфизм и металлогения Урала. Сыктывкар, 1972а, с. 18—23.

Савельева Г. Н. Пегматонидные магнезиальные дуниты Войкаро-Сыньинского массива.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока европейской части СССР. Сб. 7. Сыктывкар, 1972б, с. 180—183.

Савельева Г. Н. Серпентинизация гипербазитов Войкаро-Сыньинского массива.— В кн.: Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов. М., «Наука», 1973а, с. 37—54.

Савельева Г. Н. Геология и петрология гипербазитов Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал). (Автореф. канд. дис.). Свердловск, 1973б, 31 с.

Савельева Г. Н. Метаморфическая зона в ассоциации с гипербазитами Войкаро-Сыньинского массива.— В кн.: Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. Т. II. Свердловск, 1974, с. 13—17.

Савельева Г. Н., Кисленко Д. А., Кабанцев Ю. Т. О находке аварунта (пикелитского железа) на Полярном Урале.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока европейской части СССР. Сб. 6. Сыктывкар, 1970, с. 259—261.

Савельева Г. Н., Савельев А. А. Хромиты Войкаро-Сыньинской ультраосновной интрузии.— В кн.: Материалы совещания по составлению прогнозно-металлогенических карт на хромиты. М., 1971, с. 149—156.

Савельева Г. Н., Шляхова Х. Г. Плагнограниты Войкаро-Сыньинского массива.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока Европейской части СССР. Сб. 6. Сыктывкар, 1970, с. 222—231.

Салоп Л. И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л., «Недра», 1973, 309 с.

Сергиевский В. М., Молдавцев Ю. Е. Уральская складчатая система. Ордовикско-триасовый (герцинский) тектоно-магматический цикл. Эвгеосинклинальная область.— В кн.: Геологическое строение СССР. Т. III. М., «Недра», 1968, с. 394—430.

Сибилев А. К., Еремеев В. П. Саянское месторождение хризотил-асбеста.— «Геол. рудн. месторожд.», 1968, № 3, с. 21—27.

Сивов А. Г. Нижний кембрий Западного Саяна.— «Изв. Томского политехнич. ин-та», 1953, т. 74, вып. 2.

Соболев В. С. Значение железистости фемических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов.— «Минерал. сб. Львовского геол. об-ва», 1950, № 4, с. 3—19.

Соболев В. С. Об неконгруэнтности плавления минералов, образующихся при изменении давления.— «Докл. АН СССР», 1964, Т. 156, № 2, с. 341—344.

Соболев В. С., Добрецов Н. Л., Соболев Н. В. Классификация глубинных ксенолитов и типы верхней мантии.— «Геол. и геофизика», 1972, № 12, с. 37—42.

Соболев И. Д. О гранитных формациях Урала.— В кн.: Труды I Уральского петрографического совещания. Т. 3. Свердловск, 1963, с. 5—10.

Соболев Н. В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск, «Наука», 1974, 264 с.

Соболев С. Ф. Габбро-тоналитовый комплекс Полярного Урала. М., «Наука», 1965, 163 с.

Софронов Г. П. Протерозой и нижний палеозой Полярного Урала.— В кн.: Совещание по унификации стратиграфических схем Урала и соотношению древних свит Урала и Русской платформы. Свердловск, 1956, с. 87—93.

Тайер Г. Введение к некоторым проблемам офиолитов континентов и океанов.— В кн.: Труды ГИН АН СССР. М., «Наука», 1973, с. 23—68.

Тимофеев А. Н., Тимофеева В. В. О физических свойствах дунита.— В кн.: Труды Горно-геологического института УФ АН СССР. Вып. 35. Свердловск, 1960.

Удовкина Н. Г. Эклогиты Полярного Урала. Особенности их вещественного состава и генезис. (Автореф. канд. дис.). М., 1966, 27 с.

Удовкина Н. Г. Эклогиты Полярного Урала на примере южной части хр. Марун-Кеу. М., «Наука», 1971, 191 с.

Успенский Н. М. О генезисе конфокальных ультраосновных массивов Урала.— В кн.: Труды ВСЕГЕИ. М., 1952, с. 54—78.

Ушаков С. А. Физика Земли. Т. 1. М., ВИНТИ, 1974, 270 с.

Херасков Н. Н. Формации и стадии геосинклинального развития Западного Саяна.— «Геотектоника», 1975, № 1, с. 35—58.

Херасков Н. П. Геосинклинальные формации уралид западного склона Урала.— В кн.: Тектоника и формации. Избр. тр. М., «Наука», 1967, 404 с.

Херасков Н. П., Перфильев А. С. Основные особенности геосинклинальных структур Урала.— В кн.: Труды ГИН АН СССР. Вып. 92. М., 1963, с. 35—63.

Черноморский М. А. К вопросу о расчленении протерозойских метаморфических толщ юга Алтае-Саянской области.— «Докл. АН СССР», 1965, т. 162, № 4, с. 893—896.

Черноморский М. А. К стратиграфии докембрийских метаморфических комплексов Западной Тувы, Западного Саяна, Горного Алтая.— В кн.: Материалы по геологии Саяно-Алтайской складчатой области. Т. 120. М., 1967, с. 82—91.

Шалагинов В. В. Глаукофансодержащие сланцы восточного склона Северного Урала.— В кн.: Труды Свердловского горного института. Вып. 116. Свердловск, 1975, с. 15—22.

Шарапов В. Н., Голубев В. С. Динамика взаимодействия магмы с породами. Новосибирск, «Наука», 1976, 218 с.

Шейнман Ю. М. Очерки глубинной геологии. М., «Недра», 1968, 230 с.

Шейнман Ю. М. Новая глобальная тектоника и действительность.— «Бюл. МОИП», 1973, № 5, с. 5—28.

Шляхова Х. Т. Интрузии г. Шлем.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока Европейской части СССР. Сб. 51. Сыктывкар, 1965, с. 84—89.

Щеглов А. П. Опыт генетической классификации прогибов как основы тектонического районирования центральной части Саяно-Алтайской складчатой области.— В кн.: Труды СНИИГГиМСа. Вып. 57. Новосибирск, 1967, с. 81—87.

Щеглов А. П. Основные типы разрезов кембрийских отложений Тувы и их тектоническая позиция.— В кн.: Труды СНИИГГиМСа. Вып. 84. Новосибирск, 1969, с. 32—40.

Щербакова С. В. Минералогия рубинсодержащих метасоматитов Полярного Урала. (Автореф. канд. дис.). Л., 1975, 28 с.

Юдин М. И. Дуниты хребта Борус и их происхождение.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1959, № 2, с. 59—77.

Юдин М. И. Жадентовые и натролитовые породы в гипербазитах хребта Борус (Западный Саян) и их происхождение.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1963, № 4, с. 78—93.

Ярошевич В. М. О верхнем докембрии Западного Саяна.— «Геол. и геофизика», 1971, № 7, с. 122—124.

Ярошевский А. А. Принцип зонной плавки и его применение при решении некоторых геохимических вопросов.— В кн.: Химия земной коры. Т. II. М., «Наука», 1964, с. 53—62.

Bailey E. H., Blake M. C. Major chemical characteristics of mesozoic coast range ophiolite in California.— «J. Res. U. S. Geol. Surv.», 1974, v. 2, N 6.

Bailey E. H., M. C. Blake, Jr. and D. L. Jones. On-land Mesozoic oceanic crust in California Coast ranges.— «U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 700-C», 1970, p. 70—81.

Bailey E. H., Irwin W. R., Jones D. L. Franciscan and related rocks and their significance in the geology of W. California.— «Calif. Div. Mines and Geol. Bull.», 1964, v. 183, p. 177.

Bogdanov N. A. Tectonic development of trenches in the Western Pacific.— In: The Western Pacific. Ed. P. J. Coleman. Univ. Western Austr. Press, 1973, p. 327—333.

Boudier F., Nicolas A. Fusion partielle gabbroïque dans la lherzolite de Lanzo.— «Bull. Suisse Mineral et Pet.», 1972, v. 52/1, p. 39—55.

Boyd F. R. The pyroxene geotherm.— «Geoch. Cosm. Acta.», 1973, N 12, p. 173.

Boullier A. M., Nicolas A. Classification of textures and fabrics of peridotite xenoliths from South African kimberlites.— In: Physics and Chemistry of the Earth.— «Proc. Internat. Conf. on kimberlites», Oxford, Pergamon Press, 1974, v. 9, p. 97—105.

Broek P. W. G. The sheeted dyke layer of the Betts Cove ophiolite complex does not represent spreading.— «Canad. J. Earth. Sci.», 1974, v. 11, p. 208.

Brunn L. H. Mise en place et differentiation de l'association plutovolcanique du cortège ophiolitique.— «Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn.», 1960, v. 3, p. 115—132.

Cann J. R. Spilites from the Carlsberg Ridge, Indian Ocean.— «J. Petrol.», 1969, v. 10, p. 1—19.

Cann J. R. New model for the structure of the ocean Crust.— «Nature», 1970, v. 226, p. 928—930.

Cann J. R. Petrology of basement rocks from Palmer Ridge, N.-E. Atlantic.— «Philos. Trans. Roy. Soc. London», 1971, A268, N 1192.

Carter N. L., Ave'Lallemant H. G. High-temperature flow of dunite and peridotite.— «Geol. Soc. Am. Bull.», 1970, v. 81, p. 2181—2202.

Coleman R. G. Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges.— «J. Geophys. Res.», 1971, v. 76, p. 1212—1222.

Coleman R. G., Peterman Z. E. Oceanic Plagiogranite.— «J. Geophys. Res.», 1975, v. 80, N 8, p. 1099—1108.

Coombs D. S. Some recent work on the lower grades of metamorphism.— «Austr. J. Sci.», 1961, v. 24, p. 203—215.

Dal Piaz G. V., Hunziker J. C., Martinotti G. La Zona Sesia—Lanzo e l'evoluzione tettonico anorfica delle Alpi Nordoccidentali interne.— «Mem. Soc. Geol. It.», 1972, c. 11, p. 433—466.

Darot M., Boudier F. Mineral lineations in deformed peridotites: kinematic meaning.— «Petrologie», 1975, v. 1, N 3, p. 225—236.

Davies H. L. Peridotite-gabbro-basalt complex in eastern Papua: An overthrust plate of oceanic mantle and crust.— «Bur. Min. Res. Austr. Bull.», 1971, v. 128, p. 48.

Dewey J. F., Bird J. M. Mountain belts and the new global tectonics.— «J. Geophys. Res.», 1970, v. 75, N 14.

Dimroth E. The evolution of the central segment of the Labrador geosyncline. II. The ophiolitic suite.— «Neues Jahrb. Geol. und Palcont. Abh.», 1971, v. 137, p. 209—248.

Dimroth E. The Labrador geosyncline revisited.— «Am. J. Sci.», 1972, v. 272, p. 467—506.

Dobretsov N. L., Sobolev V. S. Eclogite-glaucophane schist complex of the USSR and their bearing on the genesis of blueschist terranes.— «Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 151», 1975, p. 145—155.

Ernst W. G. Tectonic contact between the franciscan melange and the Great Valley sequence — crustal expression of a late Mesozoic Benioff zone.— «J. Geophys. Res.», 1970, v. 75, N 5, p. 886—901.

Ernst W. G., Seki Y., Onuki H., Gilbert M. C. Comparative study of low-grade metamorphism in the California Coast Ranges and the Outer Metamorphic belt of Japan.— «Geol. Soc. Amer. Mem. 124», 1970, p. 276.

Ewart A., Bryan W. B. Petrology and geochemistry of the igneous rocks from Eus, Tongan Island.— «Geol. Soc. Am. Bull.», 1972, v. 83, p. 3281.

Francis G. H. The serpentinite mass in Glen Urquhart, Invernesshire, Scotland.— «Am. J. Sci.», 1956, v. 254.

Fransis T. J. G. Generation of seismic anisotropy in the Upper Mantle along the Mid-Oceanic Ridges.— «Nature», 1969, v. 221, p. 162.

Frey M., Hunziker J. C. et al. Alpine metamorphism of the Alps. A Review.— «Schweiz. Min. Petrogr. Mitt.», 1974, v. 54, p. 247—290.

Gass J. G., Neary C. R., Plant J., Robinson A. M. F., Simonian K. O., Smewing J. D., Spooner E. T. C., Wilson R. A. M. Comments on the Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc by A. Miyashiro and subsequent correspondence by A. Myrnes and A. Miyashiro.— «Earth Planet. Sci. Lett.», 1975, v. 25.

Gass J. G., Smewing J. D. Intrusion, extrusion and metamorphism at constructive margins: evidence from the Troodos massif, Cyprus.— «Nature», 1973, v. 242, N 26.

Gnibidenko H. S., Gorbachev S. Z., Lebedev M. M., Marachanov V. J. Geology and deep structure of Kamchatka Peninsula. «Pacific Geol.», 1974, v. 7, p. 1—32.

Goslin J., Beuzart P., Francheteau J., Le Pichon X. Thickness of the oceanic layer in the Pacific Ocean.— «Mar. Geophys. Res.», 1972, v. 1, p. 418.

Green D. H., Ringwood A. E. Fractionation of basalt magmas at high pressures.— «Nature», 1964, v. 201, N 4926, p. 1276.

Hekinian R. Petrology of the Ninety East Ridge (Indian Ocean) compared to other aseismic ridges.— «Contrib. Min. Petrol.», 1974, v. 43, p. 125.

Hess H. H. Seismic anisotropy of the uppermost mantle under the oceans.— «Nature», 1964, v. 203, p. 629.

Hess H. H. In: Submarine Geology and Geophysics.— «Colston Pap. 17». London, Butterworth, 1965.

Hunziker J. Ch. Rb-Sr and K-Ar age determination and the Alpine tectonic history of the Western Alps. Padova, 1974, 56 p.

Hynes A. Comment on the Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc, by A. Miyashiro.— «Earth Planet. Sci. Lett.», 1975, v. 25, p. 213.

Karig D. E. Origin and development of marginal basins in the Western Pacific.— «J. Geophys. Res.», 1971, v. 76, p. 2452.

Kuno H. Dike swarm in Hakone Volcano.— «Bull. Volcanol. Ser. 2», 1964, v. 27, p. 1.

Lapierre H., Rocci G. Le massif plutovolcanique basique de Kellaki (Chypre). Etude petrographique et structural.— «Sci. terre», 1967, v. 12, N 3.

Laurent R. Occurrences and Origin of the Ophiolites of Southern Quebec, Northern Appalachians.— «Can. J. Earth. Sci.», 1975, v. 12, p. 443—455.

Miyashiro A. Orogeny, regional metamorphism and magmatism in the Japanese Islands.— «Dansk. Geol. For. Medd.», 1967, v. 17, p. 390—446.

Miyashiro A. Metamorphism and related magmatism in plate tectonics.— «Am. J. Sci.», 1972, v. 272, p. 629—656.

Miyashiro A. The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc.— «Earth Planet. Sci. Lett.», 1973a, v. 19, p. 218.

Miyashiro A. Metamorphism and metamorphic belts. Allen and Unwin, London, Wiley, N. Y., 1973b, 473 p.

Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins.— «Am. J. Sci.», 1974, v. 274, p. 321.

Miyashiro A. Classification, characteristics and origin of ophiolites.— «J. Geol.», 1975a, v. 83, p. 249—291.

Miyashiro A. Origin of the Troodos and other ophiolites. A reply to Moores.— «Earth Planet. Sci. Lett.», 1975b, v. 25, p. 227—235.

Misar Z. The Raneko gabbro-peridotite massif and its mineralization. Univ. Karlova-Praha, 1974, 215 p.

Moores E. M. Petrology and structure of the Vourinos ophiolitic complex of northern Greece.— «Geol. Soc. Am. Spec. Pap.», 1969, p. 118.

Moores E. M., Vine F. J. Troodos massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust evaluation and implications.— «Phil. Trans. Roy. Soc. London», 1971, Ser. B, v. 26, p. 443.

Nakamura K. Arrangement of parasitic cones as a possible key to regional stress field. Kazan, 1969, v. 14, 8p.

Nicolas A. Mise en place des peridotites de Lanzo (Alps piemontaises). Relation avec tectonique et metamorphisme alpins. Consequences geodynamiques.— «Bull. Suisse Mineral et Petr.», 1974, v. 54, N 2/3, p. 449—460.

Nicolas A., Boudier F. Kinematic interpretation of folds in alpine-type peridotites.— «Tectonophysics», 1975, v. 25, p. 233—260.

Nicolas A., Boudier F., Boullier A. M. Mechanisms of flow in naturally and experimentally deformed peridotites.— «Am. J. Sci.», 1973, v. 273, p. 853—876.

Nicolas A., Bouchez J. L., Boudier F. Interprétation cinématique des déformations plastiques dans le massif de lherzolite de Lanzo (Alpes piemontaises)—comparaison avec d'autres massifs.— «Tectonophysics», 1972, p. 143—171.

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, N 12, p. 55—68.

Nicolas A., Jackson E. D. Repartition su deux provinces des peridotites des chaines alpines logeant la Méditerranée: implications géotectoniques.— «Bull. Suisse de Mineral. et Petrol.», 1972, v. 52/3, p. 481—495.

O'Hara M. J. Upper Mantle composition inferred from Laboratory Experiments and observations on volcanic products.— «Phys. Earth Planet. Inter.», 1970, v. 3, p. 236—245.

Penrose conference participants, Ophiolites.— «Geotimes», 1972, v. 17, p. 24.

Reinhardt B. M. On the genesis and emplacement of ophiolites in the Oman Mountains geosyncline.— «Schweiz Min. Petrol. Mitt.», 1969, v. 49, p. 1—30.

Reinhardt B. M. et al. Geology of Oman Mountains. V. 1—2. Amsterdam, 1974, 833 p.

Rocci G., Ohnenstetter D., Ohnenstetter M. La dualité des ophiolites tethysiennes. Duality of tethyan ophiolites.— «Petrologie», 1975, t. 1, N 2, p. 172—174.

Roeber, de W. R. Sind die alpinotipen Peridotitmassen vielleicht tectonisch, verfrachtete Bruchstücke der Peridotit-schall.— «Geol. Rundschau», 1957, Bd 46, N 1.

Sabzehei M. Les mélanges ophiolitique de la région d'Esfandaghen (Iran méridional). Etude petrologique et structurale. Interprétation dans le Cadre Iranien. Doctorat d'Etat d'enregistrement au C. N. R. S., A. O., 9753, 1970.

Scholl D. W., Christensen M. N., von Huene R., Marlow M. S. «Geol. Soc. Amer. Bull. 81», 1970, N 5, p. 1339—1360.

Shido F., Miyashiro A. Compositional variation in pillow lavas from the Mid-Atlantic Ridge.— «Marine Geol.», 1974a, v. 16, p. 117—190.

Shido F., Miyashiro A. Basalts and serpentinite from the Puerto Rico Trench.— «Marine Geol.», 1974b, v. 16, p. 191—203.

Shimazu Y. A geophysical study of regional metamorphism.— «Jap. J. Geoph.», 1961, v. 2, p. 135—176.

Shiraki K. Metamorphic basement rocks of Yap Islands, W. Pacific. Possible oceanic crust beneath an island arc.— «Earth Planet. Sci. Lett.», 1971, v. 13, p. 167—174.

Sinha A. K., Davis T. E. Geochemistry of Franciscan volcanic and sedimentary rock from California.— «Carn. Inst. Washington Year Book 69», 1971, p. 394—400.

Smith R. E. Redistribution of major elements in the alteration of some basic lavas during burial metamorphism.— «J. Petrol.», 1968, v. 9, p. 191.

Suzuki T. The Mikabu green rocks in Shikoku.— «J. Geol. Soc. Jap.», 1967, v. 73, p. 207—216.

Suzuki T. Volcanism and metamorphism of the Mikabu green rocks in central and western Shikoku.— «Kochi Univ. Sci. Rept.», 1972, v. 21, p. 39—62.

Steinmann G. Geologischen Beobachtungen in den Alpen. II. Die Schwaradische Überfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseebasalte und der ophiolitischen Massengesteine.— «Freib. naturf. Gesell. Berichts», 1906, B16.

Thayer T. P. Chemical and structural relation of Ultramafic and feldspathic rocks in alpine intrusive complexes.— In: Ultramafic and related rocks. Ed. P. J. Wyllie. J. Wiley, N. Y., 1967, p. 222—239.

Thayer T. P. Peridotite-gabbro complexes as keys to petrology of mid-oceanic ridges.— «Geol. Soc. Am. Bull.», 1969, v. 80, p. 1515—1522.

Varne R., Gee R. D., Quilty P. G. J. Macquarie Island and the cause of oceanic linear magnetic anomalies.— «Science», 1969, v. 166, p. 230—233.

Varne R., Rubenach M. J. Geology of Macquarie Island and its relationship to oceanic crust. In: Antarctic research series. Ed. Hayes E. D. V. 19. Antarctic Oceanology-II. Am. Geophys. Union, 1972, p. 251—266.

Varne R., Rubenach M. J. Geology of Macquarie Island in relation to tectonic environment.— In: The Western Pacific. Ed. Coleman R. J. Univ. Western Austr. Press, 1973.

Vine F. J., Hess H. H. — In: The sea. N. Y., London, 1970.

Williams H., Smith W. R. Metamorphic aureoles beneath ophiolite suites and alpine peridotites. Tectonic implications with West Newfoundland examples.— «Am. J. Sci.», 1973, v. 273, p. 594—621.

Williams H., Stevens R. K. The ancient continental margin of eastern North America.— In: Geol. of Cont. Margins. Springer-Berlag, N. Y., 1974, p. 781—796.

Wilson J. T. Mantle plumes and plate tectonic motions.— «Tectonophysics», 1973, v. 19, p. 149—164.

CONTENTS

Preface (N. L. Dobretsov)	5
<i>Part I. Arctic Urals</i>	
Chapter 1. Structural position of ophiolitic massifs in Arctic Urals (Yu. E. Moldavantsev, A. P. Kazak)	8
Chapter 2. Khadatsinsk ophiolitic belt (Yu. E. Moldavantsev, A. P. Kazak)	17
Sium-Kjeu massif	17
Nature of contacts between the massif and the host rocks	19
Malyk gneiss-gabbro-norite assemblage	24
Inner structure of Sium-Kjeu massif	32
Kharche-Ruz massif	36
Chapter 3. Voikar-Syn'insk ophiolitic belt	38
Rai-Iz massif (Yu. E. Moldavantsev, A. P. Kazak)	38
Nature of contacts between the ultrabasites and the host rocks of the massif	39
Peculiarities in the inner structure of ultrabasites of the Rai- Iz massif	45
Schlier-banded dunite-clinopyroxenite-gabbroid complex	48
Superposed later-stage metamorphism in Central Rai-Iz massif zone	53
Voikar-Syn'insk massif (A. A. Savel'yev, G. N. Savel'yeva)	60
Structure of ophiolitic nappes	62
Khulga nappe	62
Payer nappe	67
Lagorta nappe	89
Chapter 4. Correlation and Petrographic — Mineralogic Characteris- tics of Ophiolites and Metamorphic Rocks of Arctic Urals (N. L. Dob- retsov, A. P. Kazak, Yu. E. Moldavantsev, G. N. Savel'yeva, A. A. Sa- vel'yev)	92
Ophiolitic Rock Complexes	92
Dunite — Harzburgite Rock Series	94
Metamorphosed Dunite — Harzburgite Rock Series	97
Dunite-Wehrlite-Clinopyroxene-Gabbroid Rock Series	107
Dunite-Lehrzomite-Websterite-Metagabbroid-Norite Rock Se- ries	109
Western Metamorphic Belt and Metaophiolitic Rock Series	117
<i>Part II. West Sayan</i>	
Chapter 5. Ophiolites, Glaucophane Schists in West Sayan and Kur- tushibinsk Belt (N. L. Dobretsov, L. G. Ponomareva)	128
General Characteristics	128
Kurtushibinsk Belt	130
Main Ophiolite Body	134
Melange Zone	144
Chynginsk and Tereshkinsk Formations	144
Glaucophane and Associating Metamorphic Schists	153

Chapter 6. Borus Ophiolitic Belt (N. L. Dobretsov, L. G. Ponomareva)	157
Ultrabasites	158
Metamorphic Processes	163
Melange Zones and Jadeitic Rock Bodies	167
Chinginsk and Lower Monoksk Formations	170
Metamorphic Schists	173
Chapter 7. General Peculiarities of Ophiolites in Arctic Urals and West Sayan in the Light of Conditions of Their Formation (N. L. Dob- retsov)	176
Sublaminar Structure	176
Rock Associations, Structural Units and Their Interrelation	178
Typization of Ophiolites	183
Role of Magmatic Melt in Generation of Hyperbasites and Gab- broid Rocks in Ophiolites	189
The Proposed Model for Ophiolite Generation of the I-Type	193
Glaucophane-Schist Belts with Reference to the III Type of Ophiolites	202
Conclusion	206
References	209

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие (Н. Л. Добрецов)	5
Список сокращений, принятых в книге	6
Часть I. Полярный Урал	
Глава 1. Структурная позиция офиолитовых массивов Полярного Урала (Ю. Е. Молдаванцев, А. П. Казак)	8
Глава 2. Хадатинский офиолитовый пояс (Ю. Е. Молдаванцев, А. П. Казак)	17
Массив Сым-Кей	17
Характер контактов массива с вмещающими породами	19
Малыкский комплекс гнейсо-габбро-норитов	24
Внутреннее строение массива Сым-Кей	32
Массив Харче-Рузь	36
Глава 3. Войкаро-Сымынский офиолитовый пояс (А. П. Казак, Ю. Е. Молдаванцев)	38
Массив Рай-Из	38
Характер контактов гипербазитов массива с вмещающими породами	39
Особенности внутреннего строения гипербазитового массива Рай-Из	45
Шлирово-полосчатый дунит-клиношпроксенит-габброидный комплекс	48
Зона паложеного метаморфизма центральной части массива Рай-Из	53
Войкаро-Сымынский массив (А. А. Савельев, Г. Н. Савельева)	60
Строение офиолитовых покровов	62
Хулгинский покров	62
Пайерский покров	67
Лагортинский покров	89
Глава 4. Сопоставление и петрографо-минералогическая характеристика офиолитов и метаморфических пород Полярного Урала (Н. Л. Добрецов, А. П. Казак, Ю. Е. Молдаванцев, Г. Н. Савельева, А. А. Савельев)	92
Офиолитовые комплексы пород	92
Дунит-гарцбургитовая формация	94
Метаморфизованные породы дунит-гарцбургитовой формации	97
Дунит-верлит-клиношпроксенит-габбровая формация	107
Дунит-лерцолит-вебстерит-метагаббро-норитовая формация	109
Западный метаморфический пояс и метаофиолитовая формация	117
Часть II. Западный Саян	
Глава 5. Офиолиты и глаукофановые сланцы Западного Саяна и Куртушибинского пояса (Н. Л. Добрецов, Л. Г. Пономарева)	128
Общая характеристика	128
Куртушибинский пояс	130
Главное тело офиолитов	134
Зоны мелапжа	144
Чингинская и терешкинская свиты	144
Глаукофановые и ассоциирующие метаморфические сланцы	147

Глава 6. Борусский офиолитовый пояс (Н. Л. Добрецов, Л. Г. Пономарева)	157
Гипербазиты	158
Процессы метаморфизма	163
Зоны мелапжа и тела жадеитовых пород	167
Чингинская и нижнемонокская свиты	170
Метаморфические сланцы	173
Глава 7. Общие особенности офиолитов Полярного Урала и Западного Саяна и условия их формирования (Н. Л. Добрецов)	176
Субслоистое строение	176
Породные ассоциации, структурные единицы и взаимоотношения между ними	178
Типизация офиолитов	183
Участие магматического расплава в формировании гипербазитов и габбро в офиолитах	189
Предлагаемая модель формирования офиолитов I типа	193
Глаукофан-сланцевые пояса и III тип офиолитов	202
Conclusion	206
Литература	209

*Николай Леонтьевич Добрецов, Юрий Евграфович Молдаванцев,
Анатолий Порфирьевич Казак, Людмила Георгиевна Пономарева,
Галина Николаевна Савельева, Александр Александрович Савельев*

**ПЕТРОЛОГИЯ И МЕТАМОРФИЗМ
ДРЕВНИХ ОФИОЛИТОВ
(НА ПРИМЕРЕ ПОЛЯРНОГО УРАЛА И ЗАПАДНОГО СЯЯНА)**

Ответственные редакторы
*Владимир Степанович Соболев,
Николай Леонтьевич Добрецов*

Редакторы *Т. Н. Скопечных, Н. Г. Рязанова*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *Е. Ф. Новиков*
Технический редактор *Г. Я. Герасимчук*
Корректоры *Н. Г. Примогенова, Л. П. Паршина*

Сдано в набор 10 марта 1977 г. Подписано к печати 21 октября 1977 г. МН 01565.
Формат 70×108¹/₁₆. Бумага типографская № 2. 14 печ. л. 19,6 усл.-печ. л.+4 вкл.
20 уч.-изд. л. Тираж 1000 экз. Заказ № 461. Цена 2 руб.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Совет-
ская, 18.
4-я типография издательства «Наука», 630077, Новосибирск, 77, Сталислав-
ского, 25.

Для получения книг почтой заказы направлять по адресу:
117464 Москва В-464, Мичуринский проспект, 12, магазин
«Книга — почтой» Центральной конторы «Академкнига»,
197110 Ленинград П-110, Петрозаводская ул. 7, магазин «Кни-
га — почтой» Северо-Западной конторы «Академкнига» или в
ближайший магазин «Академкнига»:

Адреса магазинов «Академкнига»:

480391 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97;
370005, Баку, ул. Джапаридзе, 13;
320005 Днепропетровск, проспект Гагарина, 24;
734001 Душанбе, проспект Ленина, 95;
375009 Ереван, ул. Туманяна, 31;
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 303;
252030 Киев, ул. Ленина, 42;
277012 Кишинев, ул. Пушкина, 31;
443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2;
192104 Ленинград Д-120, Литейный проспект, 57;
191164 Ленинград, Менделеевская линия, 1;
199004 Ленинград, 9, линия, 16;
103009 Москва, ул. Горького, 8;
117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7;
630076 Новосибирск, Красный проспект, 51;
630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22;
620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137;
700029 Ташкент, ул. Ленина, 73;
700100 Ташкент, ул. Шота Руставели, 43;
634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18;
450075 Уфа, проспект Октября, 129;
720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42;
310003 Харьков, Уфимский пер., 4/6.

**СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»**

готовит к выпуску следующие книги:

**Поисковые критерии сульфидных руд норильского
типа.**

**Проблемы генезиса железнорудных месторождений
Сибири.**

**Проблемы петрологии земной коры и верхней
мантии.**

**Дымкин А. М., Сараев С. В., Махнач А. С. Особен-
ности формирования железнорудных месторож-
дений гранулитовой фации метаморфизма.**

*Книги высылаются наложенным платежом. За-
казы направляйте по адресу: 630090, Новосибирск,
90, Морской проспект, 22. Магазин «Наука».*