

*Б. Н. Лапин*

---

АТЛАС СТРУКТУР  
ПОРОД АЛЬПИНОТИПНЫХ  
ГИПЕРБАЗИТОВ СИБИРИ  
И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ОБЪЕДИНЕННЫЙ ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И МИНЕРАЛОГИИ

---

Труды, выпуск 822

---

**Б. Н. ЛАПИН**

**АТЛАС СТРУКТУР ПОРОД  
АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ  
СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА**

ИЗДАТЕЛЬСТВО СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ  
НИЦ ОИГГМ  
НОВОСИБИРСК 1997

УДК 552.321  
Л241

*Лапин Б. Н.* Атлас структур пород альпинотипных гипербазитов Сибири и Дальнего Востока / РАН, Сиб. отд-ние, Объед. ин-т геологии, геофизики и минералогии. Отв. ред. Ф. П. Леснов. — Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1997. — 331 с.

ISBN 5-7692-0004-9

Атлас является очередным в серии ранее изданных автором монографий по структурам вулканогенных образований. Приведены и описаны зарисовки 200 разновидностей микроструктур пород многочисленных массивов гипербазитов, расположенных в Алтае-Саянской области, Забайкалье, Приморье, на Чукотке, в Корякии и на Камчатке. Дается краткая геолого-петрографическая характеристика и химические анализы пород. Для сравнения включены структуры пород центрального типа Алданского и Анабарского щитов.

Атлас адресован петрологам, исследующим ультрамафитовые ассоциации и связанные с ними полезные ископаемые. Может служить справочником геологам-съемщикам, преподавателям и студентам геологических вузов России и стран ближнего зарубежья.

**Ответственный редактор**  
д. г.-м. н. *Ф. П. Леснов*

**Рецензенты**  
д. г.-м н. *В. Н. Довгаль* (ОИГГМ СО РАН),  
д. г.-м. н. *В. А. Соловьев* (НГУ)

## ПРЕДИСЛОВИЕ

В современной петрологии по-прежнему уделяется большое внимание изучению структурных особенностей изверженных горных пород, что имеет важное значение для их правильной диагностики, а также для решения вопросов систематики и генезиса магматических образований. В работах, посвященных данной проблеме, особую ценность представляют зарисовки структур, выполненные под микроскопом, чему прекрасными примерами могут служить публикации многих зарубежных и отечественных петрологов, в том числе Ф. Циркеля, Г. Розенбуша, А. Харкера, Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, А. Н. Заварицкого, Н. А. Елисеева, Ю. Ир. Половинкиной, Б. Н. Лапина и других авторов. Рисунки структур, как считают многие специалисты, более адекватно отражают все нюансы форм кристаллических индивидов и их пространственных взаимоотношений по сравнению с обычными микрофотографиями, что с лихвой окупает тот нелегкий труд, которого требует выполнение таких выразительных зарисовок.

Следует подчеркнуть, что если в более ранних работах выборочно иллюстрировались лишь важнейшие разновидности структур пород и их групп, то в настоящее время предпочтение отдается атласам, посвященным какой-либо одной генетической группе горных пород. Так, серия подобных атласов, характеризующих все разнообразие микроструктур вулканогенных образований, распространенных в Алтае-Саянской области, и базальтов Мирового океана, была выпущена известным отечественным петрографом Б. Н. Лапиным [1965, 1972, 1988, 1992]. Его работы по достоинству оценены специалистами и в настоящее время стали библиографической редкостью.

Предлагаемая вниманию геологов новая работа Б. Н. Лапина — Атлас структур пород альпинотипных гипербазитов Сибири и Дальнего Востока — является уникальным в своем роде изданием, поскольку ни в отечественной, ни в зарубежной литературе до сих пор не предпринимались попытки столь удачного подбора коллекций и великолепного по техническому исполнению зарисовок описания микроструктур широкого спектра ультраосновных пород из офиолитовых ассоциаций.

Эта книга, адресованная широкому кругу специалистов в области петрологии и геологического картирования гипербазитов, кроме того, по моему мнению, может служить удобным учебным пособием по курсу петрографии для преподавателей и студентов вузов.

*д. г.-м. н. Ф. П. Леснов*

*«Конечной задачей изучения структуры и текстуры, в сочетании с изучением вещественного состава породы, является расшифровка ее генезиса, восстановления всего хода ее образования».*

*В. С. Соболев [1950]*

## ВВЕДЕНИЕ

Структура горной породы, по определению И. В. Лучицкого [Лапин, 1988], является важнейшим диагностическим и классификационным признаком, отражающим особенности ее строения, которые в свою очередь определяются размером, формой и взаимоотношениями породообразующих минералов. Он отмечал, что хороший рисунок нередко может не только заменить многословное изложение, но и разъяснить смысл того или иного термина.

Систематикой и классификацией горных пород, учитывающих их состав и строение, занимались многие русские и зарубежные геологи, предложившие свои текстуальные определения этого термина. Наиболее ранней работой по петрографической номенклатуре, выпущенной еще в конце прошлого века и не потерявшей своего значения в настоящее время, считается труд Е. С. Федорова, изданный в Известиях Московского сельскохозяйственного института в 1899 г. Более поздние работы, посвященные изучению особенностей структур пород, в хронологическом порядке можно представить следующим образом [Танатар, 1938; Соболев В. С., 1950; Старицкий, 1954; Хесс, 1957; Половинкина, 1966; Кузнецов Ю. А., 1988]. Исследования, отразившие современный уровень наших знаний в этой области, обобщены в коллективной монографии по классификации магматических горных пород, вышедшей под редакцией О. А. Богатикова [Классификация..., 1981].

Вопросы классификации магматических и метаморфических горных пород освещены также и в многочисленных учебниках разных лет, авторы которых всегда подчеркивали огромное значение правильного определения структуры. К таким учебным пособиям по петрографии относятся труды Г. Розенбуша [1934], В. И. Лучицкого [1947, 1949], В. Н. Лодочникова [1947], А. Н. Заварицкого [1955], Д. С. Штейнберга [1957], Г. М. Саранчиной, Н. Ф. Шинкарева [1973], Петрография..., [1981], П. Ф. Емельяненко, Е. Б. Яковлевой [1985], Х. Вильмса и др. [1985]. Выработанные понятия и определения вошли в петрографические и геологические словари.

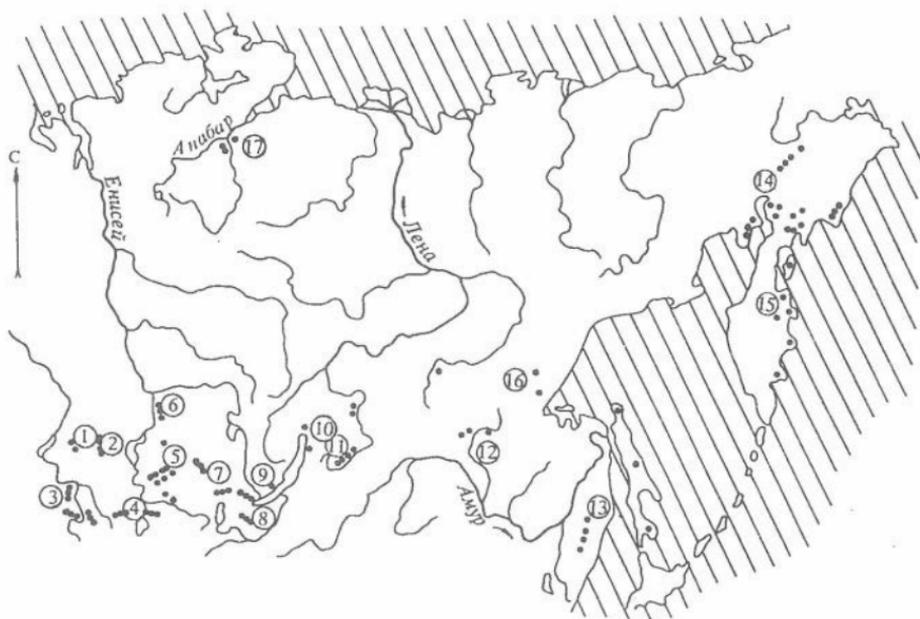
Для более конкретного зрительного восприятия строения породы описания структур нередко сопровождалось рисунками. Пионерами и великолепными исполнителями рисунков структур, предложившими

свой метод их изображения, должны считаться А. Н. Заварицкий и О. П. Васнецова [1939]. Метод затем был применен многими исследователями и в том числе Ю. Ир. Половинкиной [1966], опубликовавшей трехтомник рисунков структур магматических, осадочных и метаморфических пород. Атлас выдержал два издания повышенным тиражом и является сейчас настольной книгой любого геолога-петрографа. Почти одновременно и вслед за этим были изданы тематические атласы рисунков структур вулканогенных пород Алтае-Саянской складчатой области и базальтов Мирового океана [Лапин, 1965, 1972, 1988; Лапин, Фролова, 1992]. Один из них по структурам девонских вулканогенных пород Горного Алтая [Лапин, 1965] переведен и издан в Китае Хуадунским геологическим институтом.

Кроме отмеченных атласов, по мнению многих специалистов, должны составляться также и тематические руководства по более узким группам пород, отражающим конкретные магматические комплексы и отдельные магматические формации, развитые в различных геологических обстановках. Только обилие структурных рисунков в неповторимом их разнообразии постоянно будет давать дополнительный материал для разработки общих вопросов классификации и терминологии горных пород, квалифицированного выделения главных типов магматических и метаморфических формаций. Рисунки структур часто могут оказать влияние также и на решение вопросов генезиса и фациальной принадлежности определенных групп или ассоциаций горных пород.

Настоящий Атлас будет интересен своей новизной и обилием представленных структур пород из наиболее известных и достаточно изученных гипербазитовых массивов, установленных на территории Сибири и Дальнего Востока (фиг. 1). Он даст возможность не только грамотно проводить диагностику пород, но и решать вопросы генезиса ультраосновных пород, по которым уже давно, а особенно в последнее время в отечественной литературе прошли оживленные дискуссии [Левинсон-Лессинг, 1928; Ефремов, 1936; Виноградская, 1952; Егоян, Хаин, 1953; Кузнецов В. А., 1953, 1958; Пинус и др., 1958, 1973; Юдин, 1959; Добрецов, 1964а; Лебедев, 1965; Коржинский, 1966; Варлаков, 1966; Ефимов, 1966, 1968, 1973; Немцович, 1971; Москалева, 1973, 1974; Магматические... породы, 1988; Велинский, 1979, 1991, 1992] и др.

Наконец, Атлас окажет помощь при анализе многочисленных данных для решения вопросов динамической геологии как отдельных регионов, так и в глобальном плане более широких территорий. Гипербазиты в большинстве случаев составляют неразрывную часть офиолитовых ассоциаций, распространенных узкими лентами во многих древних и молодых структурах подвижных поясов. Оценка же структур ультраосновных пород в этих поясах безусловно сможет повлиять и на направление мысли по чисто теоретическим проблемам развития Земли, ибо, как замечает И. А. Резанов, только «...в основном на „геофизических дрожжах” выросла широко известная гипотеза плитной тектоники» [Резанов, 1979, с. 112], а не на фактическом материале общей геологии, состава и строения осадочно-метаморфических и вулканических комплексов.



Фиг. 1. Схема расположения гипербазитов Сибири и Дальнего Востока.  
*Гипербазитовые пояса:* 1 — Салаир, 2 — Кузнецкий Алатау, 3 — Горный Алтай, 4 — Тува, 5 — Западный Саян, 6 — Енисейский кряж, 7 — Восточный Саян, 8 — Джидинский район, 9 — Западное Прибайкалье, 10 — Восточное Забайкалье, 11 — Витимское нагорье, 12 — Становой хребет, 13 — Приморье и Сахалин, 14 — Чукотский и Корякский, 15 — Камчатка, 16 — бассейн рек Алдан-Мая, 17 — бассейн рек Маймеча-Котуй.

Приведенный краткий обзор состояния проблемы изученности структур пород показывает, что подобная работа должна продолжаться и расширяться, охватывая все новые и новые группы различных образований. Предлагаемый вниманию читателя „Атлас структур пород альпинотипных гипербазитов Сибири и Дальнего Востока” является результатом изучения этой узкой группы пород автором и коллективом сотрудников лаборатории петрологии магматических пород Института геологии СО РАН в течение довольно длительного времени [Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып. 1—6. 1982—1991].

Как известно, до 50-х годов завершающегося столетия у нас в стране и за рубежом повсеместно господствовала идея плутонизма, по которой альпинотипные гипербазиты относились к магматическим интрузиям или протрузиям, внедренным в земную кору с уровня верхней мантии. Высказывались представления о гипербазитах, как о „реститах”, образованных при выплавлении из верхней мантии легкоплавкой сиалической фракции [Кежежинская, Добрецов, 1983; Лазько, 1984].

В последнее время вниманию ученых петрографов предлагается также и нетрадиционный подход к решению генезиса альпинотипных гипербазитов и оценке их рудоносности. Достаточно обоснованно дока-

зывается, что происхождение ультраосновных пород возможно и путем твердофазных превращений по первичной матрице, имеющей неультраосновной состав, — по глинам, туфам, стеклам и хлоритам. Возникшие в результате превращений первичные серпентиниты могут служить в качестве базиса, по которому в сиалической коре (in situ) формируются дунитовые и перидотитовые парагенезисы породообразующих минералов (оливин, пироксен, хромшпинелиды). Экспериментально доказано [Велинский, 1991], что образование оливина за счет разложения серпентинового агрегата происходит уже при температуре 400—450 °С, причем при низких температурах кристаллизуются магнезиальные разновидности оливина, а при более высоких, до 800 °С и выше, — железистые.

В фундаментальных трудах зарубежных ученых констатируется, что на происхождение перидотитов нет общепринятых представлений, а все „породы, в которых содержание полевого шпата менее 10 %, в большинстве случаев немагматические” [Бейли, 1972, с. 53]. Известны даже удивительные факты формирования в современных зонах субдукции у Марианских островов подводных вулканических сооружений, изливающих непосредственно серпентинитовые илы и грязевые потоки [Фрайер, 1992, с. 18—20]. Несомненно, что дальнейшие метаморфические преобразования этих первичных серпентинитовых „лав” могут привести к образованию гипербазитовых тел дунитового и перидотитового состава.

Такие две противоположные и непримиримые точки зрения так или иначе обсуждались учеными-геологами, освещавшими особенности серпентинизации гипербазитов [Соболев Н. Д., 1946, 1951, 1962; Малахов, 1965; Проблемы петрологии..., 1973; Маракушев, 1975; Штейнберг, 1977], а также при попытках проведения их формационного анализа [Усов, 1939; Жданов, 1963; Смолин, 1964; Лебедев, 1965; Леснов, 1971; Леснов и др., 1973; Шейнман, 1973] и других вопросов петрологии [Петрология..., 1980].

План построения Атласа, насчитывающий более 200 рисунков с описаниями, включает, кроме введения, перечень структурных терминов, список авторов фактического материала, список иллюстраций и краткую геолого-морфологическую характеристику гипербазитовых массивов Сибирского региона. Описание геологии массивов начинается с Алтае-Саянской области и продолжает характеристику Забайкальских, Приморских, Чукотско-Корякских и Камчатских тел. Для сравнения приводятся несколько рисунков структур ультраосновных пород кольцевых интрузий Алданского и Анабарского щитов (Инаглинская, Кондерская и Чадская, Гулинская и Бор-Урях), шлифы пород которых представили автору В. П. Пругов, А. П. Кривенко и Ю. Р. Васильев.

Последовательность описаний тел гипербазитов Алтае-Саянской области, одного из наиболее крупных в Сибири регионов размещения ультраосновных массивов, следует тому же правилу — с запада на восток: Салаир, Кузнецкий Алатау, Горный Алтай, Тува, Западный Саян, Енисейский кряж и Восточный Саян. Рисунки располагаются

компактно по массивам с сохранением, по возможности, порядка описаний от слабоизмененных дунитов к перидотитам, серпентинитам и пироксенитам.

В случаях появления новообразований свежих оливинов по серпентиновой матрице и пироксенитам — порядок описания не изменяется.

Завершает Атлас таблица химических анализов ультраосновных пород, выполненных в химической лаборатории СО РАН или заимствованных из литературных источников [Кутолин, 1966; Сибилев, 1971; Велинский, 1979]. В списке иллюстраций такие породы помечены крестиком.

Подлежащее большинство просмотренного материала (а это около двух тысяч шлифов при отборе для зарисовок структур), собранного за 1965—1991 гг., находится в шлифотеках сотрудников лаборатории петрологии магматических пород в Институте геологии СО РАН (Г. В. Пинус, В. В. Велинский, Л. В. Агафонов, О. Л. Банников, Ф. П. Леснов, И. Ю. Лоскутов, С. И. Ступаков). Обработывался и новый материал, собранный автором в последние годы при полевых работах совместно с названными геологами, а также с Е. А. Подцибастенковой, П. П. Кузнецовым, В. И. Симоновым и др.

Значительная часть шлифов из каменных коллекций, собранных лично и полученных от других исследователей, изготовлена замечательными мастерами А. Г. Бычковой и Л. И. Ипполитовой в ИГ СО РАН. Высокое качество препаратов доставляло удовольствие при работе с ними и способствовало лучшему отбору и изображению структур пород в представленных рисунках.

Кроме того, в работе использованы шлифы пород из массивов альпийских гипербазитов, отсутствующие в лабораторной шлифотеке и любезно предоставленные сотрудниками других геологических организаций — О. М. Глазуновым, В. М. Даценко, С. С. Зиминим, К. С. Кужугетом, Ч. К. Ойдуп, Е. Е. Пугачевой, А. А. Цыганковым. Ими же совершенно безвозмездно переданы для Атласа оригинальные, еще нигде не опубликованные результаты полных силикатных анализов дунитов, перидотитов, серпентинитов, за что автор им искренне благодарен.

В течение многолетней работы над Атласом подбор шлифов и рисунки обсуждались со многими специалистами-петрографами, в том числе с Ф. П. Лесновым, А. И. Гончаренко, А. П. Кривенко, А. А. Бухаровым, Ю. Р. Васильевым, О. Л. Банниковым и др. и, согласно плану НИР лаборатории, использовались в качестве иллюстраций к различным статьям и научным отчетам. Все рисунки шлифов для Атласа выполнены Б. Н. Лапиным.

За последние 40—50 лет в петрографической науке понятие о структуре и текстуре, характеризующих главные диагностические признаки, стабилизировалось и большинством геологов и петрографов понимается однозначно. Считаем, однако, необходимым для удобства пользования настоящим Атласом, повторить здесь эти основные положения. Они полностью отвечают формулировкам, которые были даны в разные

годы основоположниками геологической терминологии Г. Розенбушем, А. Н. Заварицким, Ю. Ир. Половинкиной и др.

**Структура** — это вид или рисунок сложения горной породы под микроскопом, который обусловлен размером, формой и взаимоотношениями отдельных частей, а иногда и составом породообразующих минералов. Для различных групп пород — магматических, осадочных, метаморфических (метасоматических) — существует определенный набор терминов, отражающих в конечном счете их происхождение: гипидиоморфные для магматических, псаммито-псефитовые для осадочных и лепидогранобластовые и фибробластовые для измененных метаморфических и метасоматических.

Породы ультраосновного состава, сложенные оливин-пироксеновым парагенезисом, почти всегда подвержены значительным изменениям и в различной степени замещены серпентином, амфиболом, тальком, кальцитом и другими вплоть до полной замены первичных минералов. Процесс определения структуры усложняется при регрессивном характере изменения, в связи с которым по серпентиновой или серпентин-тальковой матрице образуются оливины новой генерации. Поэтому стали вполне привычными комбинированные наименования структур без приставки „бласт”, например, волокнистая, игольчатая, лучистая, листовая, показывающие форму и габитус листочков серпентина.

**Текстура** — термин, который отражает особенности пространственного расположения составляющих породу минералов или их групп. Среди ультраосновных пород, претерпевших изменения и показывающих динамический характер их становления, текстурная терминология немногочисленна. Например, ленточная, свилеватая, сланцевая текстура некоторыми исследователями воспринимается как структура. В подобных случаях Ю. Ир. Половинкина рекомендует применять более широкое понятие и употреблять — сложение или строение.

# ГИПЕРБАЗИТОВЫЕ МАССИВЫ СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

## АЛТАЕ-САЯНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Алтае-Саянская область представляет собой значительный регион Западной Сибири, охватывающий площадь около 2 млн км<sup>2</sup>. Она распространяется от разветвленной сети водотоков, составляющих Обской бассейн на юго-западе, до оз. Байкал на востоке и от границы Монголии на юге до района нижнего течения р. Подкаменная Тунгуска. Морфологически область представлена многочисленными горными сооружениями и межгорными впадинами, обрамленными с севера Западно-Сибирской низменностью и Сибирской платформой.

К наиболее значительным горным сооружениям, включающим гипербазитовые массивы, относятся Салаирский кряж, Алтайские горы, горы Кузнецкого Алатау, Енисейского кряжа, Западного и Восточного Саяна.

### Салаир

Салаирский кряж расположен на северо-западе Алтае-Саянской области и представляет древнее складчатое сооружение каледонского возраста. Ультраосновные массивы в его пределах занимают примерно центральную часть, прослеживаясь кулисами с севера на юг более чем на 120 км. Все они вместе вырисовывают изгибающуюся к востоку полосу, согласную с ориентировкой структур пород, вмещающих гипербазиты. На юге от этой главной полосы в северо-восточном направлении отходит дополнительное ответвление кристаллических сланцев, вмещающих мелкие тела серпентинитов.

Цепь массивов Салаира, сосредоточенная в главном поясе, территориально разобщена на несколько неравнозначных групп, содержащих сближенные линзовидные тела различных размеров. Выделяются четыре группы массивов: Аламбайская, Тогулсунгайская, Уксунайская и Мартыново-Шалапская.

*Аламбайская группа* находится в истоках одноименной реки, занимая самую северную оконечность пояса размещения ультраоснов-

ных пород. В этой группе насчитывается более десятка линз серпентинитов, ориентированных в северо-западном направлении. Большинство из них измеряются по простиранию первыми сотнями метров при ширине не более 50—100 м. Состав пород однообразен и не выходит за пределы антигорит-лизардитовых серпентинитов. Оливин даже в мельчайших реликтовых зернах не встречается.

**Тогулсунгайский массив (Таловский)** и сопровождающая его группа мелких тел расположены несколько южнее Аламбайского поля в верховьях рек Бол. Таловка, Северный Тогул и Сунгай. Главный массив представляет собой узкое линзообразное тело длиной около 12 км и шириной в северной части от 0,3 до 1 км, а в южной — от 1 до 1,5 км. Породы, слагающие массив, вытянуты в северо-западном направлении, с которым совпадает и общее залегание вмещающих вулканогенно-осадочных пород [Лапин, 1988].

В составе массива наиболее распространенными породами являются серпентиниты, характеризующиеся широкой вариацией серпентинитовых минералов. Оливин среди серпентинитов в качестве реликтового минерала встречается очень редко. Он был обнаружен, например, на глубине 261 м от поверхности в скважине, пройденной в южной части массива у горы Веселая. Встречен также оливин второй генерации.

Проведенные исследования позволили выявить здесь три главные группы серпентинитов: существенно лизардитовые, существенно антигоритовые и хризотилитовые, образованные по дунитам и перидотитам. На отдельных участках массива, в экзоконтакте габброидов, прорывающих ультрабазиты, наблюдаются жилообразные реакционные каймы серпентинизированных пироксенитов с хлоритом, карбонатом и амфиболом. Среди них местами встречаются серпентинизированные диопсидиты с хорошо сохранившейся первичной структурой [Лоскутов, 1990]. Кроме указанных разновидностей вторичных образований отмечаются тальковые породы в ассоциации с карбонатными, амфиболовыми и хлоритовыми минералами (см. рис. 1—11).

**Уксунайская группа** расположена на водораздельной части кряжа в истоках рек Большая Речка и Уксунай в центральной части Салаира. Здесь закартированы четыре примерно равных по размерам массива, ориентированные в северо-восточном направлении. Средние размеры тел не выходят за пределы 2 км в длину и 0,5 км в ширину. Состав пород аналогичный — серпентиниты антигорит-лизардитовой разновидности.

**Маргиново-Шалапская группа** массивов является южным звеном восточной кулисы главной полосы Салаирского гипербазитового пояса. Как и в предыдущей группе, массивы, которых насчитывается около двух десятков, вытянуты параллельными цепочками в северо-восточном направлении. Плохая обнаженность всего участка до сих пор не позволяет говорить уверенно об истинных размерах тел и их количестве. Авторы, занимавшиеся изучением массивов, предлагают различную интерпретацию редких коренных выходов ультраосновных пород, но, по-видимому, представление И. М. Волохова [Пинус и др., 1958] более приближено к истине и может быть нами принято.

Средние размеры массивов колеблются в небольших пределах и не выходят из параметров 2—3 км по длине и 0,3—0,5 км по ширине. Среди более или менее крупных тел отмечен Белининский массив [Манаева, 1969; Агеенко, 1970] и массив, расположенный вблизи д. Еланда, длина которых составляет приблизительно 6 км.

А. С. Быковым описан Комсомольский массив, несущий хризотил-асбестовую минерализацию, который представлен двумя полосами гипербазитов, сложенных серпентинитами, серпентинизированными дунитами и перидотитами. Длина массива не превышает 5 км при изменяющейся ширине от 100 м на юго-западе и 900 м на северо-востоке. Для серпентинитов характерно высокое содержание магния, незначительное — глинозема, низкое — титана и почти полное отсутствие щелочей [Быков, 1970, с. 157].

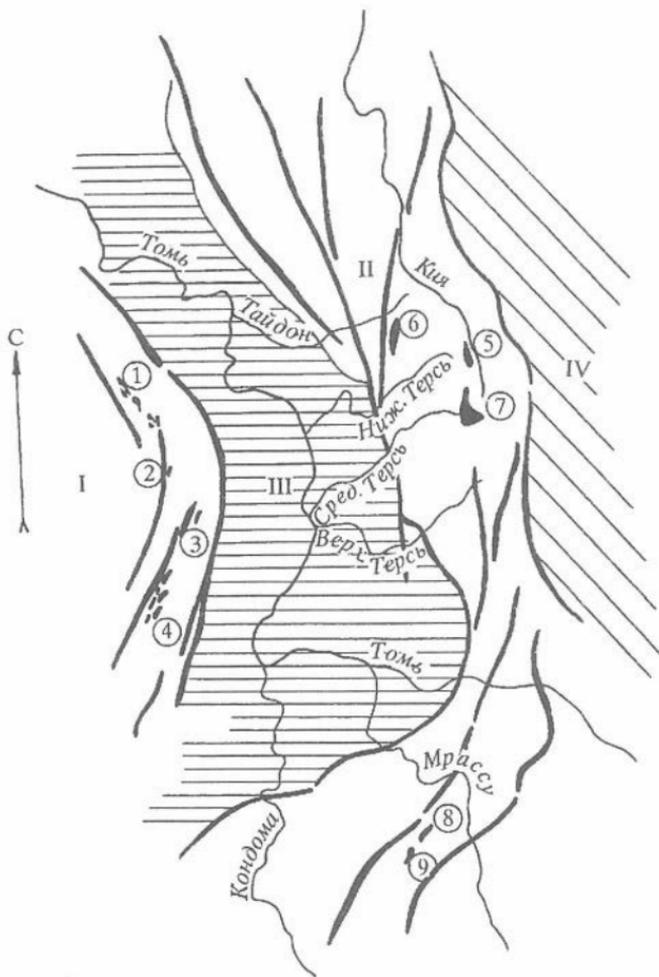
В сложении массивов Мартыново-Шалапской группы участвуют все те же серпентиниты антигорит-хризотиловой разновидности, обнаруживающие, как и в других группах тел, сложные взаимоотношения и взаимопереходы. Наличие оливина в породах долго не подтверждалось, однако среди серпентинитов у д. Еланда, в одном из безымянных тел, нами в шлифе был обнаружен серпентинизированный гарцбургит с характерной петельчатой структурой, содержащей реликты оливиновых зерен (см. рис. 12).

### Кузнецкий Алатау

Складчатое сооружение Кузнецкого Алатау занимает центральную часть Алтае-Саянской области и расположено между Кузбасской и Минусинской межгорными впадинами. Он протягивается с севера на юг почти на 400 км и в южной части сочленяется со структурами Горного Алтая. Характерной чертой сооружения является широкое распространение древнейших кристаллических толщ и кембрийских вулканогенно-осадочных пород, которые по основным тектоническим нарушениям, имеющим характер глубинных структур, отделены от более молодых среднепалеозойских отложений, слагающих впадины (фиг. 2).

Пликативные и разрывные тектонические структуры осевой части Кузнецкого Алатау имеют меридиональное простирание, к ним с запада и востока примыкают многочисленные юго-западные и северо-восточные кулисы [Кузнецов В. А., 1948, 1953, 1958]. Последние, получившие собственные наименования [Лапин, 1987, 1988], включают в свое сложное строение и гипербазитовые массивы. Особенно многочисленные проявления ультраосновных пород наблюдаются в восточных кулисах, таких как Кожуховская, Кийская и Белоюсская. В их пределах сосредоточены наиболее крупные массивы гипербазитов [Гурьянова, 1959; Коновалова, Прусевич, 1977]. Детальнее других были изучены массивы гор Бархатная, Зеленая и Среднетерсинский, сменяющие друг друга в южном направлении.

Массив горы Бархатная расположен в северной части Кузнецкого Алатау на водоразделе рек Кия и Бол. Ростай и в плане представляет



Фиг. 2. Схема расположения гипербазитов Салаира и Кузнецкого Алатау.

Складчатые сооружения: I — Салаир, II — Кузнецкий Алатау. Прогибы: III — Кузбасс, IV — Минуса. Массивы Салаира: 1 — Аламбайский, 2 — Тогулсунгайский, 3 — Уксунайская группа, 4 — группа Мартыново-Шалап; Кузнецкого Алатау: 5 — горы Бархатная, 6 — горы Зеленая (Северный), 7 — Среднетерсинский (Чемодан), 8 — Викторьевский, 9 — Сеглебирский.

сигарообразное тело, вытянутое с севера на юг на 23—25 км, при ширине 2—3 км. Общая площадь, занятая ультраосновными породами, составляет примерно 50 км<sup>2</sup>.

В составе массива участвуют в различной степени серпентинизированные дуниты, оливиниты, гарцбургиты, лерцолиты и пироксениты (см. рис. 13—16). Дуниты и оливиниты распространены повсеместно, гарцбургиты более развиты в центре и на севере массива, а лерцолиты —

в его южной оконечности. Пироксениты встречаются спорадически вблизи интрузий габбро-диабазов в ассоциации с лерцолитами [Гончаренко, 1967; Банников и др., 1989].

Наиболее распространены в массиве горы Бархатная серпентиниты, среди которых известны антигоритовые, лизардитовые, хризотилловые и смешанные разновидности [Колбанцев, 1971]. Кроме серпентинизации процессы изменения привели к образованию хлорита, карбоната (магнезиального) амфибола и талька.

Массив горы Зеленая (Северный) расположен ближе к восточной части Кузнецкого Алатау в бассейнах верхнего течения рек Тайдон и Ниж. Терсь. Ультраосновные породы слагают меридионально расположенный хребет и представляют собой узкое линзовидное тело, вытянутое почти на 20 км при ширине не более 1—2 км.

Состав пород массива стереотипен, преобладают дуниты и оливиниты, реже встречаются гарцбургиты с содержанием в них оливина 70 % и более. Прошедшая неоднократная серпентинизация пород местами значительно изменила первичный минеральный состав, в котором оливин и пироксен сохранились только в виде реликтовых зерен. Было установлено, что на современном эрозионном срезе оливин в породах альпинотипных гипербазитов является гетерогенным минералом, отражающим многочисленные циклы метаморфических процессов, в которые были вовлечены ультрабазиты в исторический период развития структур данного региона [Велинский, 1987, 1991; Велинский, Банников, 1981, 1983, 1985; Банников и др., 1989].

Кроме различных модификаций серпентина (антигорит, лизардит), зерен хромита и магнетита встречаются новообразования магнезиально-железистого карбоната, талька, актинолита и диопсида (см. рис. 17—22).

Среднетерсинский массив (Чемодан) находится в бассейнах рек Кия и Сред. Терсь. На современном эрозионном срезе он имеет в плане серповидную форму, ориентирован в меридиональном и северо-восточном направлении, имеет длину около 25 км при ширине от 2 до 5 км. Общая площадь, занимаемая породами ультраосновного состава, составляет 65—70 км<sup>2</sup>. Весь массив является узким пограничным телом, зажатым с юга и юго-запада толщей кристаллических сланцев рифей-вендского возраста и интрузией габбро, габбро-диабазов, проявившейся на востоке и на севере [Пругов, 1971; Иванов и др., 1972].

В южной части развиты дуниты и оливиниты, сравнительно слабо затронутые серпентинизацией, а на севере — главным образом серпентиниты сложного, существенно антигоритового состава; имеют место и локально распространенные лизардитовые, хризотил-лизардитовые и хризотил-антигоритовые разновидности серпентинитов. Встречаются гарцбургиты и верлиты (см. рис. 23—26). Последние почти всегда расположены на контакте гипербазитов и прорывающих их габброидов и являются реакционными продуктами между магмой основного состава и серпентинизированными разностями дунитов и оливинитов [Велинский, 1978; Велинский, Гора, 1983, 1985].

По соотношению различных типов пород, по характеру и направлению разломов в массиве выделяется четыре крупных тектонических блока: Ивановский, Южный, Центральный и Северный. Границы между ними проходят по зонам дробления. Кроме того, каждый блок дополнительно разбит сетью трещин, часть которых выполнена дайками диабазов, диоритов и кварцевых гранит-порфиров [Прусевич, 1975].

Викторьевский массив расположен на юге Кузнецкого Алатау, уже в структурном блоке Горной Шории. Он находится на левобережье р. Унзас, занимает водораздел ключей Николка и Викторьевка, представляя дискордантное тело с эффузивно-осадочной толщей кембрия, круто падающей на юго-восток. Длинная ось массива прослеживается более чем на 5 км при варьирующей ширине от 0,3 до 0,7 км [Маркина, 1949].

Состав пород Викторьевского массива почти идентичен выходам Сеглебирской группы, закартированным южнее. Они слагаются апогартбургитовыми серпентинитами, среди которых как реликты попадаются уцелевшие от серпентинизации части зерен оливина и энстатита. Все породы серпентинитов включают пылевидный магнетит и редкую вкрапленность хромита (см. рис. 27). Здесь также распространены талькиты и карбонат, содержащие серпентиниты. Роль последних возрастает к северо-востоку массива по бортам ключа Николка, где фиксируется зона тектонического нарушения. Местами даже встречаются более или менее однородные светло-зеленовато-серые талькиты, обладающие формой жил просечек, пятен и налетов. Образование талька и карбоната объясняется гидротермальной деятельностью крупного Мустагского гранитного плутона, расположенного южнее Викторьевского массива [Радугин, 1964; Фремд, 1953].

В поле распространения серпентинитов фиксируются дайки диабазов, габбро-диабазов и диабазовых порфиров, породообразующие минералы которых уралитизированы, хлоритизированы и соссюритизированы. Встречаются одиночные дайки и групповые разнообразных тел, секущие и выходящие за пределы Викторьевского массива.

Сеглебирский массив представлен группой разрозненных тел серпентинитов, обнаженных среди интрузивных пород габбрового состава. Они цепочкой вытянуты в северо-восточном направлении на правобережье р. Мунжа (левый приток р. Кондома). Общая площадь выходов, слагающих возвышенности рельефа, составляет около 1,5 км<sup>2</sup>. Относительно крупные из них Г. В. Пинусом и др. [1958] были названы как горы Алдамаш, Желанная, Аварийная и Коническая, следующие друг за другом с юго-запада на северо-восток.

Тела серпентинитов по форме и размерам напоминают „нашлепки” или апикальные части габброидов, занимающие водоразделы рек Алдамаш и Кызыл. Все породы ультраосновного состава нацело серпентинизированы, где серпентин выражен тонкой вязью антигорита и хризотила в ассоциации с пылевидными скоплениями магнетита и кристаллами хромшпинелидов. В числе серпентинитовых минералов встречается также и бастит, как полная псевдоморфоза по ромбическому пироксену, пят-

нышки микроангигорита, лизардит и серпофит. По-видимому, процессам обширной серпентинизации были подвергнуты дуниты и гарцбургиты, которые местами еще и актинолитизированы и оталькованы. Выборочно и редко встречается магнезиально-железистый карбонат (см. рис. 28).

На контактах серпентинитов и габброидов развиты дайкообразные тела крупнокристаллических пироксенитов, являющихся по современным представлениям контактово-метасоматическими образованиями.

## Горный Алтай

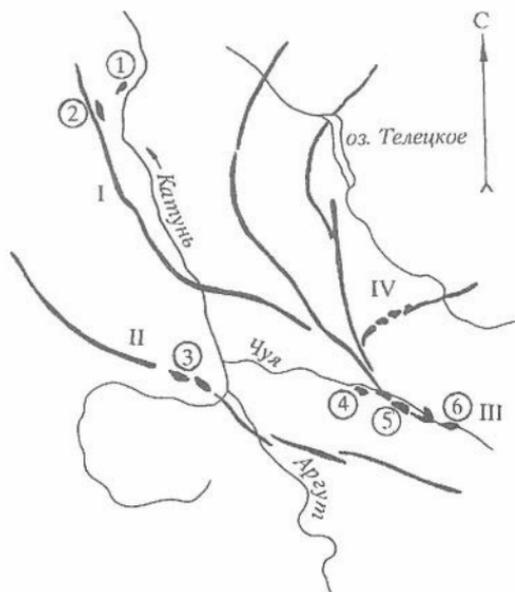
Расположен Горный Алтай на западе Алтае-Саянской области, являясь пограничной территорией между древнейшими складчатыми сооружениями Кузнецкого Алатау и Тувы и молодыми варисскими структурами Рудного Алтая и Калбы на юго-западе. Он состоит из блоков, разнородных по своему строению и времени образования; выделяются салаирские, каледонские и ранневарисские сооружения. Гипербазитовые массивы сосредоточены только в двух первых древнейших структурах, к которым относятся Катунская, Теректинская и Курайская зоны (фиг. 3).

Для них имеются общие и хорошо выясненные положения:

1. Гипербазитовые массивы размещаются только в древних, главным образом, в раннекембрийских и докембрийских толщах, в местах развития наиболее напряженной тектоники, в зонах дробления и расланцевания.

2. Четко выделяется линейное расположение массивов ультраосновных пород, образующих пояса вдоль зон глубинных разломов.

В крупных массивах можно встретить серпентинизированные дуниты, оливиниты, либо гарцбургиты и лерцолиты, в мелких — только серпентинизированные линзы. Среди последних встречаются мельчайшие тела, измеряемые метрами и дециметрами. Они распространены главным образом в толще темно-зеленых хлорититов, которые часто ошибочно принимают за серпентиниты.



Фиг. 3. Схема расположения гипербазитов Горного Алтая.

Тектонические пояса: I — Катунский, II — Теректинский, III — Курайский, IV — Улаганская ветвь. Массивы: 1 — Айский, 2 — Муха, 3 — Казнахтинский и Кайтанахский, 4 — Тютинский, 5 — Чаганузунский, 6 — Красная Горка.

*Катунская или Северо-Алтайская группа* гипербазитовых массивов в пределах Горного Алтая не имеет четко выраженной линейной формы и, по-видимому, является крайним южным звеном Салаирского пояса, расположенного севернее [Кузнецов В. А., 1958]. Гипербазиты зоны представлены мелкими телами серпентинитов, которые известны по левобережью Катунь и в ее притоках: по р. Сосновка южнее с. Алтайское (массив Муха), по р. Каянча (массив Айский) и по р. Куяча западнее горы Листвянская, где мелкие тела не получили собственного наименования.

Все указанные массивы образуют короткие линзы, не превышающие нескольких десятков метров в длину, либо разрозненные тела, которые по условиям обнаженности не позволили выявить конфигурацию массивов. Залегают серпентиниты среди нижнекембрийских пород песчано-сланцевой и вулканогенной формации с известняками и кварцитами. Среди серпентинитов, слагающих гипербазиты, преобладают антигоритовые и хризотилитовые разновидности, иногда лизардитовые с баститом, магнетитом и хромшпинелью (см. рис. 29—32). Нередки случаи серпентин-карбонатных образований с меняющимся количеством карбонатного материала [Сергеев и др., 1969; Писаренко и др., 1969; Казаков, 1970, 1971].

*Теректинская группа* гипербазитовых массивов располагается в центральной части Горного Алтая, в пределах хребта того же названия, и совпадает с зоной регионального Чарышско-Теректинского разлома. Массивы прослеживаются почти в широтном направлении, проходя по истокам рек Мал. Катанда и Казнахта, где размещены кембрийские вулканогенно-осадочные породы и древние кристаллические сланцы.

Как и в других районах региона, массивы ультраосновных пород Теректинской группы представляют собой удлиненные линзообразные тела, залегающие согласно с породами кембрийской толщи, в которой встречаются участки интенсивно рассланцованных серпентинитовых сланцев. В настоящее время насчитывается около пяти разрозненных тел, из них наиболее крупным является тело Казнахтинского массива.

В верховьях р. Кайтанак Теректинской зоны глубинного разлома также известно несколько мелких линз гипербазитов, сложенных главным образом серпентинитами брусит-антигоритовой ассоциации. Размеры этих тел не превышают первых сотен метров в длину и десятков метров по мощности, изучены они еще очень слабо (см. рис. 33, 34).

Казнахтинский массив находится в верховьях одноименной реки — левого притока р. Катунь и по своим масштабам относится к телам среднего размера, достигая всего 2 км в длину и 0,4 км в поперечнике. Он сопровождается серией мелких линейных тел, имеющих форму уплощенных линз. Массив и его спутники располагаются в нижнекембрийской толще зеленокаменных пород, испытавших интенсивную перекристаллизацию.

Петрографический состав всех пород однообразен — это серпентиниты хризотил-антигоритовой ассоциации. Наложенные гидротермальные процессы привели к образованию серпофита, асбеста и сравнительно

редкой разновидности хлорита фиолето-розового цвета (кочубеит). Встречаются гранат-пироксеновые породы (эклогиты) и листвениты кварц-карбонатного состава с фукситом (см. рис. 35).

Казнахтинский участок явился предметом острых дискуссий по вопросу возраста гипербазитов Теректинской зоны в Горном Алтае и в конечном счете всей Алтае-Саянской области. М. К. Винкман и А. Б. Гинцингер [1954] высказали мнение о наличии молодых, последевонских интрузий ультраосновного состава. В. А. Кузнецов [Пинус и др., 1958] доказывал их древний венд-кембрийский возраст, а приведенные доводы омоложения гипербазитов считал несостоятельными.

**Курайская группа** гипербазитовых тел прослеживается на юго-востоке Горного Алтая в бассейне р. Чуя и включает следующие массивы: Тютинский, Узунуюкский, Чаганузунский с сателлитами и Красная Горка.

Тютинский массив обнажен на левом борту р. Чуя против пос. Курай. Он является только незначительным фрагментом крупного тела, погребенного под рыхлыми отложениями Курайской впадины. Размеры обнаженной части составляют  $750 \times 150$  м. По данным Н. И. Гусева, массив этот расположен в зоне меланжа, являющегося северо-западным продолжением структур Чаганузунского массива, но смещенных к юго-западу на 15 км. Н. И. Гусев считает, что Тютинский массив участвует в составе венд-кембрийского офиолитового комплекса, представляя самую нижнюю его пластину. Состав пород в настоящем однообразен — это будинированные серпентиниты по дунитам, гарцбургитам и вебстеритам, включающим „закатыши” родингитов и лиственитов.

На правом борту р. Чуя на окраинах пос. Курай есть несколько мелких разрозненных обнажений серпентинитов, которые, по-видимому, образуют линзовидные тела, сопровождающие Тютинский массив в структурах Чаганузунского меланжа.

Узунуюкский массив расположен в осевой части Курайского хребта на водоразделе рек Верх. Ильдугем и Узунуюк. В плане массив имеет форму линзы, вытянутую в северо-западном направлении с размерами  $6 \times 2$  км и круто падающую на юго-запад. В его сложении участвуют интенсивно будинированные серпентинизированные верлиты и серпентиниты, контактирующие с метаморфическими породами Курайского комплекса и венд-кембрийскими вулканогенно-осадочными образованиями балхашской свиты (см. рис. 36).

Чаганузунский массив находится на левобережье р. Чуя, несколько ниже устья одноименной реки. Он является наиболее крупным и сложным по морфологии телом ультраосновных пород, достигая 10 км в длину северо-западного направления. В плане массив представлен двумя неравнозначными крутопадающими линзами, согласно с направлением вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород кембрия, измененных гидротермально-метаморфическими процессами в листвениты, амфиболиты, родингиты, скарноиды (эклогиты) и другие хлорит-амфиболовые породы [Пинус и др., 1958; Боголепов, Яншин, 1973; Велинский, Банников, 1982].

Наиболее крупное тело расположено юго-западнее, слагая хребет и господствующую вершину горы Сукор. Мощность этой пластины достигает 2,0—2,5 км, утоняясь в местах выклинивания. Вторая линза, мощность которой не превышает 100—150 м, занимает на северо-востоке только узкую полосу будинированных серпентинитов.

Состав пород Чаганузунского массива достаточно однообразен; в строении главного тела принимают участие энстатитсодержащие дуниты, гарцбургиты и серпентиниты. Последние — наиболее распространенная минеральная группа гипербазитов, проявляющаяся в ассоциации со всеми другими разновидностями пород. Слабосерпентинизированные дуниты и гарцбургиты встречаются в центральном блоке, чередуясь между собой. Дуниты занимают наиболее высокие гипсометрические участки и целиком слагают господствующую вершину горы Сукор.

Серпентиниты представлены несколькими разновидностями и чаще всего лизардит-хризотилowymi или антигорит-хризотил-лизардитовыми, где в различных количествах присутствуют пластинки бастита и просечки офита. Антигорит, образующийся за счет перекристаллизации лизардита или хризотила, проявляет себя в экзоконтактах даек основного состава. Последние образуют целую полосу диабазовых порфиринов, обладающих текстурным и структурным разнообразием.

Серпентиновые тела правобережья р. Чуя расположены напротив пос. Чаган-Узун. Они еще не получили собственных наименований, поскольку имеют небольшие размеры и считаются сателлитами. Как и тела Чаганузунского массива, они вытянуты в северо-западном направлении, слагая там несколько кулис будинированных серпентинитов, уходящих на юго-восток в сторону ртутного месторождения Красная Горка (см. рис. 39—44).

В самой крайней северо-западной линзе, составляющей по протяженности несколько более 100 м, обнаженные будины (закрученные глыбы) лиственитов и даек диабазов испещрены массой неправильных трещин, выполненных серпентинитами разных генераций, в том числе содержащих ветвящиеся жилочки асбеста. Последние всегда располагаются только в осевой — центральной части жилок серпентина и никогда не образуют в диабазах самостоятельных просечек.

## Тува

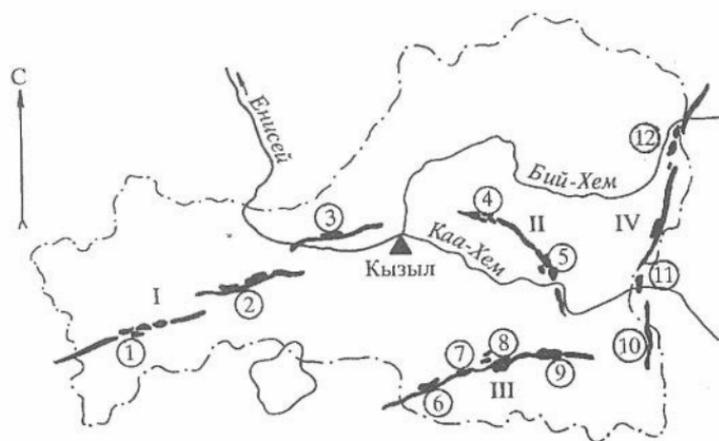
Занимает Тува южное обрамление Алтае-Саянской области. На севере она граничит с каледонидами Западного Саяна, на востоке — с более древними структурами Восточного Саяна, а на юге переходит в варисциды Монгольских структур. Внутреннее строение Тувинской территории неоднородно: выделяются докембрийские платформенные области, кембрийские складчатые сооружения и совсем молодые наложенные прогибы, выполненные карбоновыми и даже юрскими осадками [Пинус, 1957, 1964; Кузнецов Ю. А., 1964; Ильин, Кудрявцев, 1973; Кузнецов П. П., 1980].

Крупные разрывные нарушения разбили эту область на серию горстов и грабенов второго и третьего порядка. Один из таких крупных региональных кулисно расположенных разломов, получивший название Западно-Тувинского пояса, прослеживается в северо-восточном направлении от бассейна р. Барлык на западе до среднего течения р. Енисей у горы Шагонар; второй — Каа-Хемский проходит по водоразделу рек Бий-Хем и Каа-Хем по истокам их притоков Хопто и Дерзиг и в нижнем течении р. Ужеп; третий — Южно-Тувинский располагается в нагорье Сангилен, и, наконец, четвертый, самый восточный — Хоральский, расположен на границе Тувы и Монголии [Кен, 1960]. Разломы вычлениют полосы древних образований протерозоя и кембрия, включающих в свой состав и тела альпинотипных гипербазитов. Размещение массивов ультраосновных пород показано на схеме (фиг. 4).

**Западно-Тувинский пояс** включает Барлыкский (Кодейский) массив, который занимает в кулисно расположенной зоне центральное место. Его коренные выходы, вскрытые в нижнем течении р. Барлык, Улу-Шуй и Мал. Аянгата, представляют собой пластообразное тело, вытянутое на расстояние 12 км при ширине 0,8—1,0 км.

Состав ультраосновных пород массива пестрый. Г. В. Пинус и др. [1955] отмечают здесь распространение дунитов, гарцбургитов, пироксенитов и серпентинитов. Распределение неравномерное, с плавными взаимопереходами пород, с общим некоторым нарастанием кислотности от лежащего бока к всиячему.

По сравнению с другими гипербазитовыми массивами пояса серпентинизация пород здесь значительно слабее; более всего ею затронуты дуниты, менее гарцбургиты и пироксениты. Серпентин представлен



Фиг. 4. Схема расположения гипербазитов Тувы.

*Гипербазитовые пояса:* I — Западно-Тувинский, II — Каа-Хемский, III — Южно-Тувинский, IV — Хоральский. *Массивы:* 1 — Барлыкский, 2 — Чаахольский, 3 — Шагонарский, 4 — Хоптинский, 5 — Ужепский, 6 — Агардагский, 7 — Карашатский, 8 — Тарлашкинский, 9 — Улорский, 10 — Тарысский, 11 — Шишидгольский, 12 — Билинский.

антигоритом или антигорит-лизардитовой ассоциацией в комбинации с баститом, реже серпофитом.

Барлыкский массив сопровождается другими телами ультрамафитов, обнаженных в бассейнах правых притоков р. Барлык. Несколько сближенных гипербазитовых массивов известны по рекам Ак-Хем, Орта-Карасу, Иригат, Талдыгадыр и др., которые А. Н. Кен и Г. Н. Шапошников [1959] по возрастному принципу разделяют на два комплекса: древние салаирского возраста и более молодые послесилурийского. Таким образом, вслед за М. К. Винкман, А. Н. Кен допускает наличие в складчатых структурах Алтае-Саянской области более молодых среднепалеозойских гипербазитовых интрузий.

Почти повсеместно отмечается тесная ассоциация габброидов и гипербазитов, но вопросы их количественных соотношений остаются не совсем ясными. В западной части преобладают серпентиниты, а в восточной, в верховьях р. Ак-Хем, роль габброидов резко возрастает.

Чаахольская группа линзовидных тел ультраосновных пород северной кулисой продолжает восточное направление Западно-Тувинского пояса. Она расположена поперек долины р. Чаа-Холь, южнее горы Аргалыкты, имея несколько параллельных линий и ответвлений. Многочисленные и в большинстве своем небольшие по размерам тела гипербазитов, входящих в число Чаахольской группы, представлены серпентинитами антигорит-лизардитовой разновидности, включающими бастит. Наличие пород, содержащих оливин даже в качестве реликтового минерала, никем еще не отмечалось (см. рис. 45, 46).

Шагонарский массив расположен в центральной части Тувы на правом берегу Енисея среди мелкосопочника Малая Бура, являющегося водоразделом притоков Енисея рек Илиг-Хем и Темир-Суг. Массив имеет пластообразную форму длиной в 2,5 км и шириной 80—250 м и вытянут в широтном направлении.

В сложении массива участвуют главным образом серпентиниты хризотил-антигоритовой разновидности. В его восточной части обнаружены реликты оливина и ромбического пироксена, которые указывают на первичный гарцбургитовый состав пород. Особенностью строения массива является наличие гипербазитовых брекчий, состоящих из обломков серпентинитов и вмещающих вулканогенных пород актовраксской свиты, сцементированных серпентином (антигоритом) и магнетитовой пылью. Редко встречаются пластинки бастита, флогопита, хромита (см. рис. 47, 48).

Закономерности в распределении гипербазитовых брекчий не обнаружено. Они образуют небольшие изометричные тела в серпентинитах, которые трубообразными штоками круто падают согласно падению всего пластообразного тела. Размеры их небольшие и не превышают 10—20 м в поперечнике [Волохов, 1956, 1969].

*Каа-Хемский гипербазитовый пояс* находится на востоке Тувы и прослежен почти на 120 км. Он проходит по водораздельной части нижнего течения рек Каа-Хем и Улуг-О (левый приток Бий-Хем). Степень насыщения пояса массивами гипербазитов весьма неравно-

мерна. Концентрация разобщенных тел наблюдается только в двух районах — в верховьях р. Хопто и в бассейне р. Ужеп.

В первом сосредоточено двенадцать массивов, во втором — пятнадцать. Все они сопровождаются мелкими линзами серпентинитов, вытянутых согласно общему направлению пояса. Из всего числа массивов выделяются два более или менее крупных — это Хоптинский и Ужепский, занимающие соответственно 12 и 15 км<sup>2</sup>. Они образуют конкордантные пластообразные тела с крутыми углами падения.

Состав пород массивов почти во всех случаях представлен серпентинитами и только в центральных участках крупных тел можно встретить серпентинизированные гарцбургиты и дуниты, которые в общем объеме ультраосновных пород пояса играют подчиненную роль. Среди серпентинитов решительно преобладает антигорит, но имеют место и антигорит-хризотилловые ассоциации. Есть указания на присутствие жилков хризотил-асбеста.

Широко распространены серпентин-карбонатные образования, карбонат-кварцевые и карбонат-талковые породы, слагающие прямолинейные жиллообразные тела, относимые к продуктам гидротермальной деятельности (см. рис. 49—52).

**Южно-Тувинский гипербазитовый пояс** расположен в нагорье Сангилен. Общая длина его от оз. Шара-Нур на юго-западе до истоков р. Хадын на северо-востоке составляет более 100 км. В нем сосредоточено несколько групп массивов ультраосновных пород со множеством мелких линз серпентинитов. Среди этих групп находятся такие известные массивы, как Агардагский, Карашатский, Тарлашкинский и Улорский.

Агардагский массив обнажен севернее оз. Шара-Нур, занимая самое крайнее юго-западное положение в Южно-Тувинском поясе. Он является одним из крупнейших ультраосновных массивов Тувы с размерами по длинной оси до 20 км и по ширине 2—3 км. Вещественный состав пород достаточно однообразен и выражен в наличии гарцбургитов, окруженных поясом серпентинитов антигорит-хризотилловой разновидности [Пинус и др., 1955; Моралев, 1956]. По более поздним данным [Велинский, Банников, 1981; Ступаков, Завьялова, 1986; Ойдуп, Кожугет, 1989] в составе массива преобладают дуниты. Имеют место и другие типы ультраосновных пород, в том числе верлиты, гарцбургиты и лерцолиты, размещенные в дунитах лентами и пятнами.

Среди серпентинитов, поражающих оливинсодержащие породы, преобладают антигоритовые модификации и реже распространены антигорит-хризотилловые разности. В восточной части массива были обнаружены жилы вторичного пироксенита и прожилки хризотил-асбеста. Отмечены также участки карбонатсодержащих серпентинитов и чешуйки талька (см. рис. 53—56).

А. Э. Изох, А. Г. Владимиров, С. И. Ступаков [1988] считают Агардагский массив протрузией, в которой в виде останцов встречаются куски и блоки вмещающих пород, главным образом кварцитов. Анало-

гичных взглядов придерживаются П. П. Кузнецов, В. А. Симонов [1989] и некоторые другие исследователи.

Карашатский массив, расположенный на левобережье р. Тес-Хем, против устья правого притока Ужарыг-Хем, образует линзовидное тело сложного строения с комплексом пород от верлитов, дунитов, пироксеновых габбро до вебстеритов. Разнообразные породы расположены в массиве чередующимися лентами; их образование дискутируется (см. рис. 57, 58).

В. А. Симонов, С. А. Куренков, А. С. Перфильев [1988] гипербазитовый массив горы Кара-Шат считают классическим примером строения офиолитовой ассоциации, развитой в Южной Туве, в которой, якобы, усматривается непрерывная смена толеитовой серии пород снизу вверх по разрезу: ультрамафиты, габбро, дайки диабазов, силлы, потоки эффузивов основного состава. Утверждается, что по геологическим данным, по содержанию титана и соотношению окислов породообразующих элементов в группе расслоенного комплекса офиолиты горы Кара-Шат „обладают определенным сходством с офиолитами Троодоса” на о-ве Кипр в Средиземном море [Симонов и др., 1988, с. 95].

Тарлашкинский массив обнажен в верхнем течении одноименной реки и в истоках ручьев Сольджер и Мюрен. В плане — это также линзовидное тело северо-восточного направления с параметрами 10 × 25 км. Массив сопровождается более мелкими линзовидными, реже изометричными телами, получившими собственные наименования: Бай-Даг, Корсак и др. Состав ультраосновных пород выражается в наличии дунитов, оливинитов и их серпентинизированных разновидностей. Встречаются оливины нескольких генераций (см. рис. 59—62).

Улорский массив занимает крайнее северо-восточное положение в поясе, образуя в плане чечевицеобразное тело оливинит-дунит-серпентинитового состава. По мнению Г. В. Пинуса и др. [1955], процессы серпентинизации здесь протекали менее интенсивно, чем в других аналогичных массивах, на что оказал влияние жесткий каркас рамы и более глубокий эрозионный срез. Центральная часть массива сложена серпентинизированными гарцбургитами, периферическая — серпентинитами антигорит-хризотиловой разновидности (см. рис. 63, 64).

**Хоральский гипербазитовый пояс** имеет субмеридиональное направление и включает несколько групп массивов с сателлитами, среди которых наиболее известны Тарысский, Шишхидгольский, Билинский и др.

Тарысский массив располагается на крайнем востоке Тувы, участвуя в структуре Сангилен-Хубсугульского тектонического пояса. По данным исследователей ряда геологов он слагает часть меридионального хребта с абсолютными отметками 1800—2400 м. Восточные и западные склоны хребта закрыты тайгой, курумами и рыхлыми отложениями. Хорошо обнажены породы массива только на водораздельной части хребта и в долине р. Ихе-Тайрисынгой, пересекающей массив в средней части.

Морфология и внутреннее строение массива подчиняются общей крупнопоставленной структуре протерозойских кристаллических сланцев и венд-кембрийских эффузивно-осадочных образований. В плане — это также линзовидное тело протяженностью до 9 км при максимальной ширине — 3—5 км, разбитое продольными и диагональными разломами на три неравнозначных блока, придавших всему массиву мозаичное строение [Кужугет, 1986].

Породы, слагающие массив, представлены главным образом серпентинитами, занимающими периферические окраины. К центру блоков они сменяются слабосерпентинизированными дунитами и перидотитами (гарцбургитами). Относительно свежие дуниты занимают только центральные части. В эндоконтактовых зонах известны проявления тальк-карбонатных пород, хлоритолитов и листовенитов. Серпентин в измененных породах представлен обычными разновидностями: антигоритом, лизардитом, хризотилом, чаще их смешанными агрегатами, в которых встречаются шестоватые кристаллы вторичного оливина. Зерна хромшпиннели для пород Тарынского массива не характерны и содержатся спорадически в виде мелких зерен (см. рис. 65—68).

Шишихдгольский гипербазитовый массив занимает пограничную территорию Восточной Тувы и Северо-Западной Монголии, обнажаясь по право- и левобережью одноименной реки, которая ниже по течению именуется Каа-Хем. Массив занимает меридионально расположенный хребет с господствующей вершиной Хойту-Агул-Ула на правобережье р. Шишихд-Гол, имеющей отметку 3065 м над уровнем моря. С севера на юг массив прослежен на 60 км при ширине 10 км. Общая площадь его оценивается в 200 км<sup>2</sup>. Контакты гипербазитов с породами рамы, представленными рифейскими(?) эффузивно-осадочными образованиями и более молодыми интрузивными породами (габбро, диориты, граниты), осложнены разломами, круто падающими к западу [Меляховецкий, Леснов, 1976].

Массив сложен свежими и в различной степени метаморфизованными дунитами и гарцбургитами, чередующимися друг с другом полосами различной мощности от первых метров до первых сотен метров. Ромбический пироксен — энстатит — в породах присутствует в различных количествах либо в виде единичных зерен, либо занимает до 20 % общего состава породообразующих минералов. Серпентинизация и оталькование проявлены дифференцированно; преобладает ранний антигорит и последующий тальк. Встречаются пятна серпентинитов со вторичным оливином, тяготеющие к восточным и западным эндоконтактам массива (см. рис. 69—72).

В 4—5 км западнее, в бассейне р. Билин — правого притока р. Шишихд-Гол, известны два небольших сближенных тела гипербазитов — Билинский и Водораздельный блоки, которые, по мнению А. А. Меляховецкого [1982], являются, скорее всего, растащенными блоками одного более крупного тела. Он считает, что первичные породы представлены дунитами и гарцбургитами, которые в разной степени

динамометаморфизованы, а на юго-западе замещены петельчатым и изотропным серпентином.

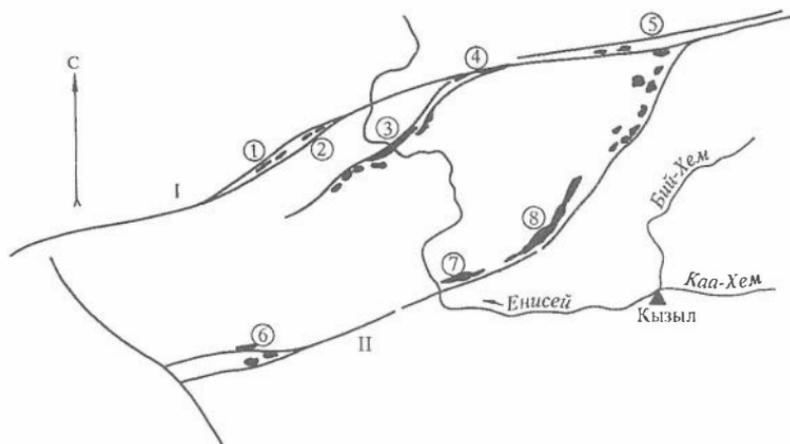
В пределах Водораздельного блока свежие первичные породы дуни-тового и гарцбургитового состава сохраняются лишь небольшими участками, большинство же их нацело серпентинизированы; среди серпентина преобладает антигорит (см. рис. 73—76).

## Западный Саян

Западно-Саянская территория, вытянутая почти в широтном направлении, занимает центральную часть Алтае-Саянской области. На западе она смыкается со структурами Горного Алтая и Кузнецкого Алатау, на юге граничит с Тувой, на северо-востоке сливается с отрогами Восточного Саяна, а на севере ограничивается среднепалеозойскими осадками Минусинской котловины [Кузнецов В. А., 1948; Кузнецов П. П., 1980].

Структура региона выражается в виде асимметричного синклиория с Джебашским кристаллическим поднятием, ограниченного с севера и с юга глубинными разломами. Разломы контролируют Северный и Южный пояса, сложенные кембрийскими вулканогенно-осадочными породами чингинской, амьельской, нижне- и верхнемонокской и других свит. Именно в этих поясах и в Джебашском антиклинории расположены многочисленные гипербазитовые массивы Западного Саяна (фиг. 5).

В Северном поясе, протягивающемся с юго-запада на восток от истоков рек верхнего течения р. Мал. Абакан до долины р. Амыл, размещаются три наиболее значительные группы массивов ультраосновных пород — это группы Большеарбатских (Лысогорский комплекс),



Фиг. 5. Схема расположения гипербазитов Западного Саяна.

*Гипербазитовые пояса:* I — Северный, II — Южный. *Массивы:* 1 — Большеарбатский, 2 — Табатский (группа), 3 — Борусский, 4 — Шушенская группа, 5 — Кукшинский, 6 — Ак-Довуракский, 7 — Иджимский, 8 — Куртушибинский.

Шушенских и Амыльских. В Южном поясе, следующем в северо-восточном направлении из долины р. Хемчик до р. Амыл, известны массивы Ак-Довуракский, Иджимский и Куртушибинский. Срединное место в Западно-Саянском синклинии занимает Борусский гипербазитовый массив, обнажающийся на левом и правом борту Енисея.

**Северный пояс** на западной оконечности включает массив Изык — Большой Арбатский, расположенный в верхнем течении р. Бол. Арбат. Гипербазиты совместно с габбро слагают почти изометричное тело с размерами 10 × 6 км. В его составе распространены перидотиты, пироксениты, реже дуниты. Первые слагают краевые части массива, последние — центральную. Подмечено, что пироксениты приурочены к контактам ультраосновных пород с интрузивными габброидами. Гипербазиты представлены мелко- и среднезернистыми породами, интенсивно серпентинизированными, состоящими из диопсида, бронзита, оливина и серпентина. Присутствуют магнетит и хромит, иногда с жилочками асбеста. Соотношение минералов неравномерное, особенно это касается хромшпинелидов (см. рис. 77).

Шаманский массив, расположенный в среднем течении р. Мал. Абакан, был отнесен к Лысогорскому габбро-пироксенит-дунитовому комплексу, включающему, кроме того, Лысогорский, Кобезский, Аталыкский массивы и другие мелкие тела [Иванов, Волохов, 1968]. По данным указанных авторов, площадь обнаженной поверхности массива составляет около 8—9 км<sup>2</sup>, а лейтмотивом его строения, как впрочем и других тоже, служит полосчатость (стратификация), в которой ультраосновная пироксен-перидотит-дунитовая группа занимает основание и венчается более кислыми габброидными и диоритовыми слоями.

Отмеченная линейность была названа ритмическим расслоением, составляющим „специфическую черту вертикального разреза плутона”. Однако, учитывая сложную тектоническую структуру региона, в котором Шаманский массив представлен в виде четырех блоков или клиньев, такое однозначное толкование может быть ошибочным, ибо, по словам тех же исследователей, реставрация деталей его строения в настоящее время затруднительна. Так или иначе в составе ультраосновной группы пород участвуют дуниты, верлиты, лерцолиты, вебстериты и переходные разновидности, в том числе шрисгеймиты, имеющие явно подчиненное значение.

Табатский массив. Так именуется группа линзовидных тел, вытянутых цепочкой в восточном и северо-восточном направлениях почти на 20 км. Западные тела вскрыты в верховьях рек Турунтат и Чазрык, составляющих р. Табат, а восточные — по истокам ручьев и ключей р. Беи. Всего было закартировано семь неравнозначных тел, размеры которых колеблются в пределах первых сотен метров. Наиболее крупное, достигающее по длине оси 2 км, находится в восточной части полосы на северо-западных склонах горы Калган.

Все тела приурочены к зоне разлома и сложены серпентинитами с преобладанием хризотил-антигоритовых разновидностей серпентина. Среди них встречается магнезиальный хлорит и магнезит. По устному

сообщению Г. Г. Семенова, среди россыпей на курумах Табатского массива (гора Калган) были найдены интенсивно серпентинизированные оливиниты, лишенные рудной составляющей — хромита и магнетита. Химические анализы пород не проводились. Вмещающими породами серпентинитов повсеместно являются кристаллические сланцы Джебашского комплекса (см. рис. 78).

Группа Шушенских массивов занимает в Северной полосе примерно срединное положение, относится к крупному региональному разлому, разделяющему кембрийские отложения и метаморфические породы Джебашского антиклинория, и насчитывает шесть небольших тел гипербазитов, сопровождаемых мелкими линзами серпентинитов. Наиболее крупные тела, достигающие по длинной оси 4—5 км, находятся в междуречье Малой и Средней Шуши и восточнее — в среднем течении реки Ои (Ойский массив).

В составе пород Шушенских массивов распространены интенсивно серпентинизированные гарцбургиты, устанавливаемые по реликтам оливина и ромбического пироксена (энстатита). Среди серпентинитов преобладают смешанные хризотил-антигоритовые разности с пластиночками бастита (см. рис. 79). Встречаются рассланцованные, оталькованные и карбонатизированные серпентиниты, которым сопутствуют метасоматические кварц-карбонатные породы (листвениты), содержащие тальк, альбит и рудные минералы — магнетит, хромит и хромшпинель.

Наиболее значительная лиственитизация серпентинитов обнаружена в Ойском массиве, вскрытом долиной одноименной реки и разделенном на две равные половины. В литературе [Пинус и др., 1958] приводятся параметры пяти таких лиственитовых тел, размеры которых колеблются по длине от 120 до 800 м и ширине от 15 до 40 м.

Кукшинский массив расположен на восточной оконечности Северного пояса на водоразделе между правыми притоками р. Амыл, рек Кукшин и Кандат. Район характеризуется сложной тектонической структурой, обусловленной смыканием Северного и Южного поясов. Площадь, занятая породами массива, составляет 80 км<sup>2</sup> при длине 15 и ширине 8 км. Вмещают массив нижнекембрийские зеленокаменные эффузивы и метаморфизованные осадки чингинской свиты.

Массив слагается дунитами, гарцбургитами, лерцолитами и серпентинитами. Последние приурочены к восточному висячему боку массива, образуя полосу шириной до 1,5 км. Наиболее распространены гарцбургиты с высоким содержанием оливина, лерцолиты известны в средней части массива и для них характерно значительное преобладание моноклинного пироксена (диаллага) над ромбическим (энстатитом), и по этой особенности породы по составу близки к верлитам. Серпентиниты в основном смешанного хризотил-антигоритового типа. Мономинеральные антигоритовые разности встречаются реже (см. рис. 80).

Борусский массив находится в центральной части Западного Саяна по левую и правую сторону Енисея. Его протяженность с юго-запада на северо-восток оценивается исследователями в 60 км при максимальной ширине 7—8 км. В плане — это линейное тело более или менее

правильной формы с небольшими заливами и перехватами и заметно суженной частью на юго-западе, где находятся свыше двух десятков мелких разрозненных и линейно вытянутых тел гипербазитов, которые вместе с основным телом занимают почти 200 км<sup>2</sup>. Таким образом, Борусский массив, известный также под названием Кантегирский, является очень крупным телом не только в структурах Западного Саяна, но и всей Алтае-Саянской области [Пинус и др., 1958; Добрецов, 1964б].

Гипербазиты Борусского массива располагаются среди пород чингинской свиты нижнего кембрия, сложенной метаморфическими осадками и зеленокаменными эффузивами основного состава. В полосе размещения гипербазитов, особенно на северо-востоке, широко распространены среднепалеозойские гранитоиды, при почти полном отсутствии габбровых интрузий. Последние отмечаются только на юго-западе, где слагают серию дайковых и силловых тел, подчиняющихся общей структуре всех образований.

Центральная часть массива и особенно северо-восточная оконечность представлена гарцбургитами, реже встречаются лерцолиты; дуниты и пироксениты слагают лишь небольшие участки, образующие пятна и полосы среди полей серпентинитов. Правда, распространение лерцолитов некоторыми исследователями отрицается [Юдин, 1961, 1965]. Гарцбургиты обычно содержат повышенное количество оливина, составляющее нередко 80 % и более, и такие породы с малым количеством пироксена переходят часто в дуниты. На водоразделе рек Кантегир — Енисей установлено наличие вебстеритов, но все же большая часть площади массива сложена серпентинитами нескольких генераций, среди которых преобладают хризотил-антигоритовые и антигоритовые разности. По мнению М. И. Юдина [1959], оливин в породах Борусского массива метасоматического происхождения, образованный за счет перекристаллизации первичной серпентиновой матрицы (см. рис. 81—84).

**Южный пояс** Западного Саяна в своей западной оконечности включает широко известный Ак-Довуракский гипербазитовый массив, расположенный на левобережье верхнего течения р. Хемчик. В плане массив имеет линзообразное тело, вытянутое почти в широтном направлении на 3,5 км при меняющейся ширине от 100 до 500 м. Вмещающими породами являются нижнекембрийские вулканогенные и осадочные образования актовракской свиты [Лапин, 1972].

Массив слагается слабосерпентинизированными гарцбургитами, занимающими в виде пятен самые центральные его части, вся же остальная площадь занята апонеридотитовыми серпентинитами, исходными минералами которых служили оливин и ромбический пироксен (см. рис. 85—88). Имеются указания, что здесь широко распространены также дуниты и аподунитовые серпентиниты [Никитчин, 1969; Никитчин, Рогов, 1972]. Серпентин преобладает — это антигорит и хризотил-антигоритовые разновидности и брусит, сложно переплетающиеся между собой [Еремеев, 1959; Агафонов, Кужугет, 1986].

Характерной чертой массива является сопутствующая асбестовая минерализация, ставшая на долгие годы предметом промышленной

добычи. Асбест встречается трех типов: мелкосетчатые жилки и прожилки, недоразвитые жилы сложного строения и отороченные жилы. Структурно они занимают грубопоясовое и зональное расположение [Татаринов, Еремеев, 1967].

Алашская сдвиговая зона служит субпараллельным звеном Актовракского нарушения в Хемчикско-Куртушибинской зоне глубинных разломов [Поддубастенкова, 1991]. Она расположена в 25—30 км севернее и включает рассланцованные метаморфические и милонитизированные породы различного состава и небольшие тела гипербазитов.

Наиболее крупный массив — Аржанский, получивший название по одноименному ключу, впадающему в р. Алаш слева. В длину он не превышает 2 км при ширине 450—500 м. Породы массива рассланцованы, разбиты поперечными трещинами на ряд неравноценных блоков и представлены серпентинитами и апогарцбургитами. Среди серпентинитов преобладают лизардит и бастит, менее развиты антигорит-хризотилловые разновидности.

Западнее, на правом берегу р. Алаш, известно несколько мелких безымянных линзовидных тел серпентинитов, вытянутых цепочкой вдоль этой зоны разломов. Главными составляющими минералами серпентинитов является антигорит, реже хризотил; встречаются и серпентин-карбонатные породы с хромшпинелью, роль которых представляется достаточно высокой. Соотношение породообразующих минералов резко меняется с преобладанием одного или другого без видимой закономерности их распределения (см. рис. 89—92).

Иджимский гипербазитовый массив расположен в центральной части Куртушибинского хребта Южного пояса, отделяющего каледониды Западного Саяна от ниже-, среднепалеозойских сооружений Тувы. Он занимает приблизительно среднее положение в Южной полосе, обнажаясь в верховьях рек Иджим и Узюп (левые притоки р. Ус).

Массив изучался многими исследователями, в том числе В. Д. Томашпольской, А. Г. Сивовым, Г. В. Пинусом, В. П. Еремеевым и др. По данным А. К. Сибилева, форма Иджимского массива удлиненная, ориентированная в северо-восточном направлении, согласно простиранию вмещающих вулканогенно-осадочных пород нижнего кембрия. По простиранию он прослеживается на 60 км при средней ширине 3—5 км. Как показали исследования, массив разбит на три блока, поднятых на разные эрозионные уровни и поэтому представленные различными породами. Северный Орешский блок, наиболее эродированный, сложен дунитами, гарцбургитами и лерцолитами, окаймленными узкой полосой серпентинитов. Средний Омудский блок испытал наименьшее поднятие и поэтому в его составе преобладают серпентиниты либо серпентинизированные перидотиты. Южный Иджимский блок по эрозионному срезу занимает промежуточное положение и в нем гарцбургиты и апогарцбургитовые серпентиниты распространены примерно одинаково [Еремеев, Сибилев, 1969, 1970; Сибилев, 1971; Колбанцев, 1976].

Явление метаморфизма и деформации ультраосновных пород в Иджимском массиве носит зональный характер, выделяется несколько

фаз серпентинизации; серпентиниты смешанные хризотил-антигортитовые с лизардитом и пластиночками бастита (см. рис. 93, 94). Эндоконтактовые части массива интенсивно карбонатизированы; на правом борту р. Иджим известна полоса тальцитов и хризотил-асбестовая минерализация [Гончаренко и др., 1979].

Работы последних лет привели к открытию довольно крупного Саянского месторождения асбеста, расположенного на северо-востоке массива. Оно сопровождается рудопроявлениями — Орешское, Омультское, Иджимское, Узюпское и другие, которые периодически доизучаются и разведываются [Сибилев, Еремеев, 1968].

Куртушибинский массив ультраосновных пород занимает осевую линию хребта того же названия, слагающая самые высокие его части. В пределах хребта обособляются три участка, в которых гипербазиты образуют ряд сближенных массивов. Г. В. Пинус и др. [1958] выделяют три таких участка: Иджимский, Куртушибинский и Кукшинский.

Собственно Куртушибинский массив занимает среднее положение в хребте, слагающая водораздельное пространство между речками Коярд, Ореш и Омыл, впадающих в р. Ус, и вершинами рек Серлиг и Туран — притоков Бий-Хем. В плане массив имеет вид пластины, длинная ось которой прослеживается на 200 км при ширине всего 3—6 км. Этот крупный массив сопровождается несколькими небольшими линзами серпентинитов.

В составе массива, как считают авторы монографии „Гипербазиты Алтае-Саянской области” [Пинус и др., 1958], принимают участие гарцбургиты, реже дуниты и лерцолиты, обнаруживая некоторую зональность в строении. В центре распространены мономинеральные оливиновые породы, к периферии они обогащаются пироксеном и вблизи контактов переходят в серпентиниты; дуниты сменяются гарцбургитами и затем лерцолитами. Серпентиниты смешанные хризотил-антигортитовые, реже антигортитовые (см. рис. 95, 96).

## Енисейский кряж

Енисейский кряж — это древнее горное сооружение, протягивающееся в меридиональном направлении почти на 300 км по правому борту Енисея от нижнего течения Ангары до приустьевой части Подкаменной Тунгуски. В его сложении участвуют архейские и протерозойские кристаллические сланцы, гнейсы и мраморизованные известняки, прорванные разновозрастными интрузиями кислого и основного состава [Кузнецов Ю. А., 1988].

Ультраосновные породы, составляющие в Енисейском кряже гипербазитовый пояс, распространены в самой северной и северо-западной его части в бассейнах правых притоков Енисея — рек Вороговка, Порожиха, Сурниха и др. (фиг. 6). Длина обнаженной части пояса составляет более 180 км и включает 33 массива ультраосновных пород. Массивы в пределах пояса рассредоточены неравномерно: сконцентрированы они на

Фиг. 6. Схема расположения гипербазитов Енисейского края.

Массивы: 1 — Амбетовский, 2 — Верхнесурнинский, 3 — Березовский, 4 — Вороговский.

севере и юге с перерывом в центральной части [Корнев, 1962, 1971; Белов, 1964; Пинус, Колесник, 1966 и др.].

Возраст гипербазитов оценивается как синийский (венд-кембрийский); по петрографическому составу почти все они относятся к серпентинитам чаще антигоритовой разновидности, встречается бастит, серпофит и прожилки брусита. Наиболее крупные массивы, получившие собственные наименования — Амбетовский и Верхнесурнинский, обнажены на правом борту Енисея и по р. Сурниха. Там же по правому борту Енисея мелкие линзы серпентинитов описаны под именем Березовского, Предихинского гипербазитовых тел (см. фиг. 6).

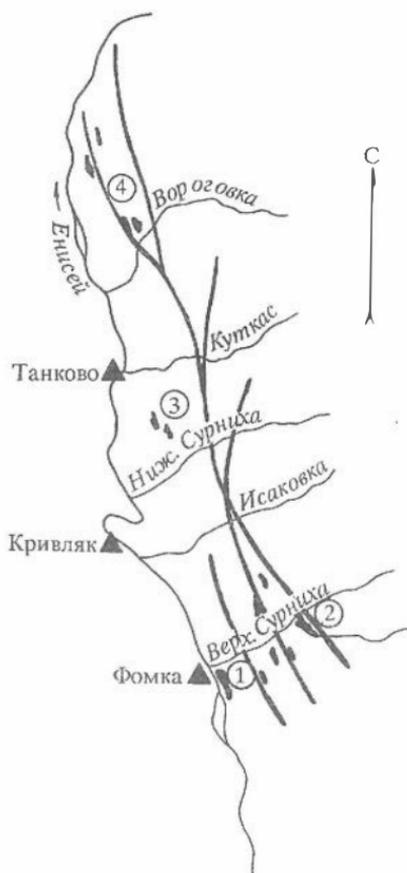
Амбетовский массив имеет в плане вид линзы, ориентированной в северо-западном направлении. Длина линзы 4,5 км, ширина 0,7 км. Верхнесурнинский массив находится на месте слияния рек Верх. и Ниж. Сурниха и представлен изогнутым линзовидным телом с выпуклостью на юго-восток. Протяженность массива 6 км, ширина 0,9—1,3 км.

Среди преобладающих серпентинитов встречаются породы, испытавшие оливинизацию. Многочисленные, хотя и разрозненные зерна свежего вновь образованного оливина показывают либо одинаковую, либо различную оптическую ориентировку (см. рис. 97—104).

Массивы северного фланга пояса изучены еще очень слабо. Несколько мелких тел серпентинитов обнаружено в долинах рек Вороговка и Порожиха, а также по правому борту Енисея. По наличию же положительных магнитных аномалий в районе вполне возможны новые находки тел гипербазитов.

### Восточный Саян

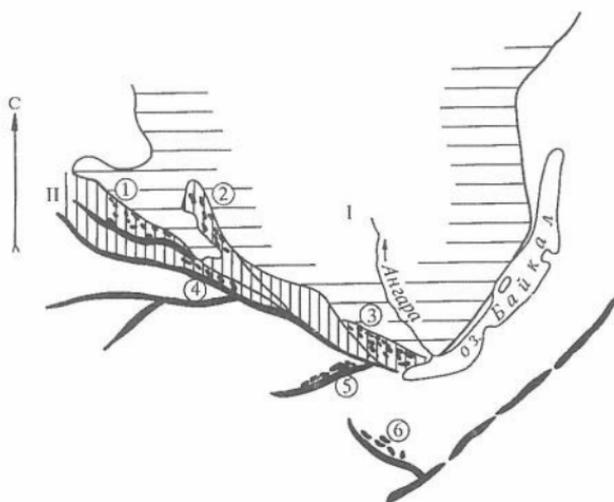
Восточный Саян представляет также древнее складчатое сооружение байкалид, расположенное между отложениями Сибирской платформы на северо-востоке и геосинклинальными Саяно-Байкальскими



структурами на юго-западе. Следует отметить, что в пределах развития архейских гнейсов Восточного Саяна сколько-нибудь крупных гипербазитовых массивов не обнаружено. Известны лишь мелкие и очень мелкие тела, буквально „насыщающие” целые поля архейских гнейсов [Глазунов, Горнова, 1986].

В структурном отношении они разделяются на три гипербазитовых пояса северо-западного направления, кулисно спускающихся к юго-востоку: Канский, Бирюсинский и Онотский — и характеризующихся протяженностью от 100 до 200 км при ширине 50—70 км (фиг. 7). Для наглядности представления о размещении гипербазитовых тел, как пример, приводится схема массивов Канского пояса (фрагмент), заимствованная из монографии Ю. Н. Корнакова и др. [1973] (фиг. 8). Отмечается, что „поля гипербазитов состоят из большого числа мелких массивов, расположенных друг относительно друга внешне беспорядочно, но фактически залегающих в соответствии с кристаллизационной сланцеватостью в ядрах складок, либо по контакту пачек гнейсов и амфиболитов” [Глазунов, 1981, с. 25]. В подавляющем большинстве тела гипербазитов имеют сигарообразную форму с неровными и крупными контактами [Белов, Богидаева, 1962].

Петрографический состав пород не отличается большим разнообразием. В их сложении участвуют лерцолиты и серпентиниты; в центре тел редко встречаются дуниты. Отмечается хорошая сохранность первичных минералов — оливина повышенной железистости, постоянное присутствие моноклинного и ромбического пироксена, хромшпинели, серпентина, а иногда и реликтового(?) граната пироп-андродитового ряда [Лодочников, 1933, 1936]. Процессы изменения ультраоснов-

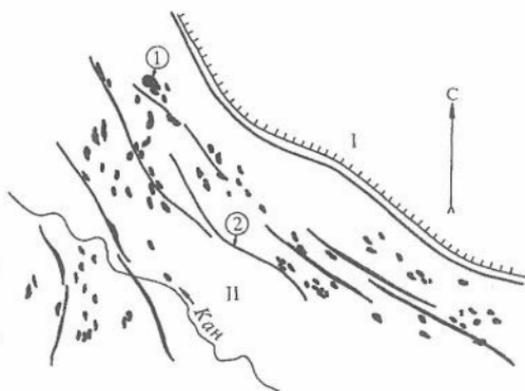


Фиг. 7. Схема расположения гипербазитов Восточного Саяна.

*Складчатые сооружения:* I — Сибирская платформа, II — Саяно-Байкальская складчатая область. *Гипербазитовые пояса:* 1 — Канский (Идарский), 2 — Бирюсинский, 3 — Шарыжалгайский (Онотский), 4 — Ийско-Тагульский, 5 — Ильчирский, 6 — Джидинский.

Фиг. 8. Схема размещения гипербазитовых массивов Канского пояса (фрагмент):

I — кремнисто-глинистые отложения кембрия Сибирской платформы, II — кристаллические сланцы и гнейсы бирюсинской серии; 1 — тела гипербазитовых массивов, 2 — зоны нарушений.



ных пород, связанные с региональным метаморфизмом, приводят к образованию высокомагнезиальных хлоритов и талька, а также серпентина антигорит-лизардитового ряда с баститом в ассоциации.

Гипербазиты, распространенные в осевой части Восточного Саяна, объединены в Ийско-Тагульский пояс, на юго-востоке — в Ильчирский, а южнее оз. Байкал — в Джидинский. Все они имеют различное количество массивов, характерное строение и состав пород.

**Канский пояс** располагается в северо-западной части Восточного Саяна. Гипербазитовые массивы пояса выражены многочисленными мелкими линзами и вытянутыми телами, располагающимися согласно с рассланцованными кристаллическими сланцами и гнейсами, иногда мраморизованными известняками бирюсинской серии. Гипербазиты, получившие наименование Идарского комплекса, нижнепротерозойского возраста представлены главным образом серпентинитами либо амфибол-хлорит-карбонат-серпентиновыми породами, в которых оливин встречается спорадически (см. фиг. 8).

Наиболее крупные тела Идарского комплекса, достигающие в длину 1,5—3,0 км, получили даже собственные наименования: Кингашский, Канский, Игильский и другие, согласно названию рек, в которых они были обнаружены [Корнаков и др., 1973].

Преобладающий в массивах серпентин представлен мелкочешуйчатый антигоритом и широкотаблитчатым лизардитом; очень редко встречается бастит как псевдоморфоза по зернам пироксена и в мелких просечках и жилках хризотил (см. рис. 105, 106). Почти все известные тела изобилуют зернышками магнетита, рудной пылью и бурыми окислами. Хромшпинель в большинстве случаев замещена магнетитом и потому распространена незначительно. Отмечается никелевая минерализация [Курганьков, 1971].

**Бирюсинский и Онотский гипербазитовые пояса**, обрамляющие кулисами с северо-востока осевую часть Восточного Саяна, изучены слабее. Однако структура размещения гипербазитовых тел в них принципиально мало отличается от Идарского комплекса Канского пояса. Многочисленные мелкие по размерам тела серпентинитов, аподунитов, апогарцбургитов и серпентин-карбонат-тальковых пород находятся

среди образований метаморфического комплекса венд-кембрийского возраста.

Гипербазитовые массивы образуют широкую полосу и в плане обнаруживают конкордантность с кристаллическими породами северо-западного простирания. Форма всех массивов линзовидная, сигарообразная, усложненная нередко разрывной тектоникой, сложно будинированная и с крутыми контактами. Ю. В. Меньшагин и А. П. Секерин [1994] считают, что условия локализации и морфологии тел гипербазитов указывают на магматическую природу дунит-гарцбургитов и гипабиссальный уровень их кристаллизации. С ультраосновными породами ассоциируют габброиды и пироксениты, происхождение которых трактуется по-разному [Глазунов, 1981].

*Ийско-Тагульский гипербазитовый пояс* пространственно приурочен к главному Саянскому разлому. Он прослеживается в виде прерывистой полосы северо-западного направления от бассейна верхнего течения р. Ия на востоке до района водораздела рек Мал. Тагул и Агул на западе. Общая протяженность этого пояса оценена более чем в 250 км. В его пределах выделяется три района распространения ультраосновных пород, разделенных интервалами, в которых подобные образования не обнаружены.

Первый район, включающий Ийскую группу гипербазитовых тел, расположен по истокам верхнего течения р. Ия. Группа имеет три небольшие линзы, сложенные главным образом серпентинитами с редкими реликтами зерен оливина и пироксена. В большинстве своем они должны быть отнесены к аполерцолитам.

Второй — Верх-Бирюсинский район ультраосновных пород занимает центральную часть пояса, распространяясь по ручью Хорма — правому притоку р. Бол. Бирюса. Здесь известно также три гипербазитовых массива узколинейной формы с резкими отношениями длины и мощности от 4,0 и 2,0 до 0,4 и 0,1 км. Как и в первой группе, все они сложены серпентинитами антигоритового и хризотил-антигоритового состава с различным количеством карбонатного и талькового материала, обогащенного хромшпинелидами, как например, по ключу Могильный.

Третий район самый большой, содержит Тагульскую группу, располагается он в верхнем течении р. Мал. Тагул. В этом районе находится семь массивов, в числе которых имеют место и крупные тела, получившие собственные наименования, например, Малотагульский и Большой Янгозинский, занимающие по площади 4 и 8 км<sup>2</sup> соответственно. Массивы сложены серпентинитами, но встречаются породы, сохранившиеся от стопроцентной серпентинизации, показывающие состав гарцбургитов, обогащенных оливином. Отмечается также наличие дунитов и верлитов.

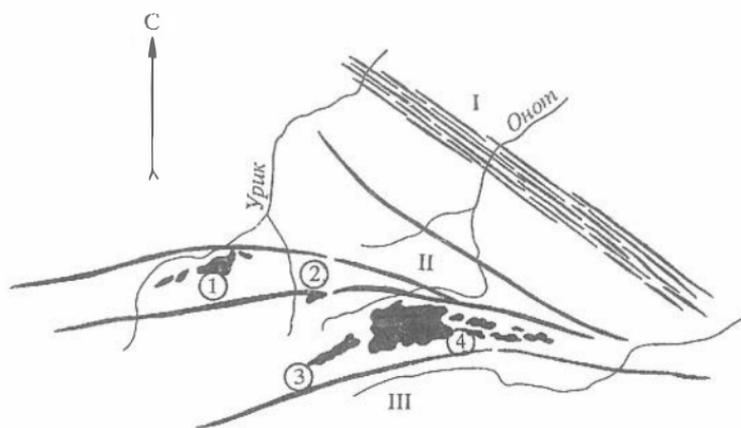
В публикациях, характеризующих строение массивов, подчеркивается распространение порфирировидных структур и брекчиевых, давленных текстур перидотитов с неравномерно-зернистым строением, с искривленными и дроблеными пороодообразующими минералами [Пинус, 1965; Пинус, Колесник, 1966]. Интенсивность серпентинизации увеличивается

ется, как обычно, к краевым частям массивов. Замечено оталькование, хлоритизация, амфиболитизация с неизменным присутствием магнезиального карбоната и хромшпинели. Повышенное содержание последнего минерала отмечено в Малотагульском массиве. Состав серпентина идентичен породам других массивов из группы Ийско-Тагульского пояса (см. рис. 107, 108).

**Ильчирский (Восточно-Саянский) пояс**, протягивающийся более чем на 120 км, проходит почти в субширотном направлении, захватывая верхнее течение притоков рек Ока, Урик, Онот, Китой. Он контролируется Китайским разломом, имеющим несколько ветвей, расходящихся в западной части. Эта серия разломов глубокого заложения отделяет гранитогнейсы Гарганской глыбы от оспинских геосинклинальных вулканогенно-осадочных отложений, распространенных южнее (фиг. 9).

В пределах пояса закартировано несколько массивов и в том числе крупных и хорошо известных. Один из них Оспинско-Китойский занимает до 140—150 км<sup>2</sup>. Другие, меньшие размером, развиты западнее, вытягиваясь кулисами по водоразделам притоков рек Урик и Ока. Было закартировано и описано несколько массивов, в том числе Харанурский (Харажалгинский), Улан-Сарьдагский, Ильчирский, Оспинско-Китойский.

Харанурский гипербазитовый массив находится в западной части Восточно-Саянского пояса. Он обнажен юго-восточнее оз. Хара-Нур, слагая северо-восточную часть Урунгольского хребта (водораздел рек Хара-Жалга и Хобо). В плане — это вытянутое тело с извилистыми границами и выступом на юг в сторону горы Холбын-Хаир-Хан. Общая протяженность массива до 12 км, а с учетом полосы мелких разрознен-



Фиг. 9. Схема расположения гипербазитов Ильчирского пояса Восточного Саяна:

I — главная зона Восточного Саяна, II — гранитогнейсы Гарганской глыбы, III — структуры Оспинских образований. Массивы: 1 — Харанурский, 2 — Улан-Сарьдагский, 3 — Ильчирский, 4 — Оспинско-Китойский.

ных тел, следующих на запад до долины р. Топхор-Жалга (левый приток р. Урик) — 25 км.

Массив сложен серпентинизированными гарцбургитами и дунитами с большим преобладанием первых над вторыми, встречаются шригеймиты (см. рис. 109—112). Гарцбургиты характеризуются низким содержанием ромбического пироксена (энстатита), количество которого в среднем не превышает 10-15 % по отношению к оливину. Отмечается присутствие порфириовидных и линофириовых структур, обусловленных расположением крупных зерен энстатита в виде параллельных прерывистых полос среди мономинеральных оливиновых зерен. Кроме того, почти повсеместно породообразующие минералы, несущие следы давления, раздроблены и изогнуты [Сутурин, 1978; Чернышов, 1985].

Серпентинизация проявлена повсеместно, ее интенсивность увеличивается от центра к краевым частям. Преобладают антигоритовые серпентиниты, встречаются смешанные хризотил-антигоритовые разновидности с серпофитом. Имеют место серпентин-карбонатные породы с тальком и углеродистым веществом (графит?).

Улан-Сарьдагский массив слагает вершину горы того же названия, расположенную в истоках речки Амбарта-Гол (правый приток р. Урик). Это сравнительно небольшое тело ультраосновных пород, вытянутое в широтном направлении с параметрами  $6 \times 0,7$  км. Массив расположен среди протерозойских гнейсовидных гранитов и графитизированных мраморов ильчирской свиты.

Большая часть массива сложена почти чистыми, слабосерпентинизированными гарцбургитами и дунитами. Как и в Харанурском массиве, степень серпентинизации увеличивается к периферии и эндоконтактные части слагаются полиминеральными серпентинитами, представленными антигорит-хризотилловыми разновидностями. На контактах с вмещающими толщами ильчирской свиты образуются тальк-карбонатные и графитизированные породы [Пинус, Колесник, 1966; Сутурин и др., 1973].

Ильчирский массив, вскрытый эрозией в верхнем течении р. Китой, по рекам Улзыта и Самарта, протягивается узкой полосой от оз. Нора-Ула-Нур в северо-восточном направлении до истоков р. Арык-Гол, где смыкается с крупным Оспинско-Китойским массивом; общая протяженность его может быть оценена в 20 км.

Массив достаточно хорошо изучен [Лодочников, 1936]. В его сложении преобладают серпентиниты антигорит-лизардитовой разновидности при заметной примеси сыпи магнетита. Реже встречаются бастит, жилки брусита и асбеста [Круцко, 1967]. Карбонат, входящий в состав серпентинитов, представлен почти чистым магнезитом. В магнезитосодержащих разновидностях ультраосновных пород встречаются листочки талька и хлорита (см. рис. 113, 114). Последний, впрочем, охотно ассоциирует с карбонатным материалом, образуя устойчивые связи доломит—хлорит—серпентин [Белов, Богидеева, 1962].

Оспинско-Китойский — один из крупнейших массивов, известных в Восточно-Саянском поясе. Он участвует в сложении гольцов Китой-

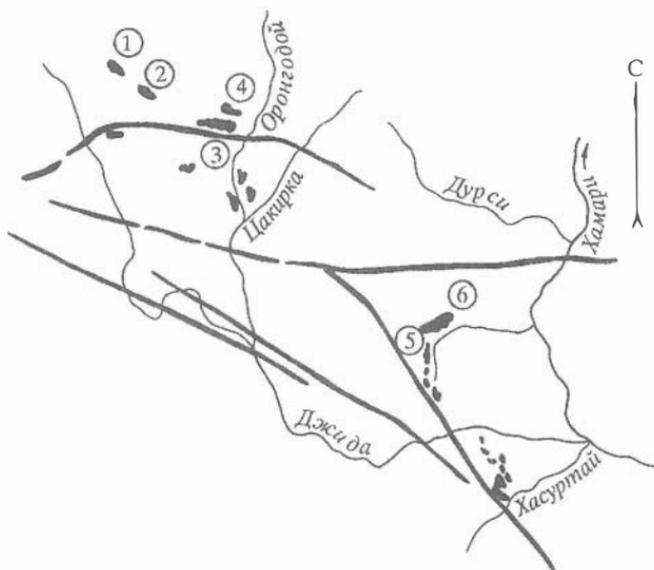
ского хребта — водораздельного пространства между системой рек Онет и Китой, занимающая господствующую высоту Оспин-Улан-Сарьдаг в 3215 м. Западная часть массива имеет более изометричную форму с параметрами 20 × 12 км, а восточная линзовидная и растянутая с общей длиной по широтному направлению более 45 км [Богидаева, 1961].

Среди ультраосновных пород преобладают гарцбургиты, а дуниты и другие пироксенсодержащие породы распространены ограниченно; количество оливина в гарцбургитах всегда завышенное и нередко достигает 90 %; они тесно связаны друг с другом и перемежаются между собой [Глазунова, 1967]. Такие же отношения взаимопереходов имеют место и между другими породами в Оспинско-Китойском массиве, в которых присутствует моноклинный пироксен (диопсид), количество его всегда неустойчивое (см. рис. 115, 116).

Свежие и слабосерпентинизированные дуниты и перидотиты занимают центральную часть массива, нацело серпентинизированные слагают эндоконтактные зоны, а также отдельные мелкие линзы и линзочки, окружающие и продолжающие массив в восточном направлении. Серпентин представлен почти всеми разновидностями — антигоритом, хризотилом, бруситом и другими, а также их комбинациями. Особо распространены жилки брусита. Встречаются серпентин-карбонатные породы, локализующиеся обычно в эндоконтактных зонах [Колесник, 1962]. Отмечается присутствие, иногда очень заметное, метасоматических апогипербазитовых образований, таких как тальковые, тальк-карбонат-серпентиновые, карбонат-кварцевые (листвениты) с фукситом, либо мономинеральные — карбонатные, магнезитовые, графитовые и др. Все они сосредоточены в краевых частях массива [Шестопалов, 1938].

С Оспинским массивом связано также и нефритообразование. К настоящему времени открыто и изучено уже более десятка месторождений и проявлений нефрита, приуроченных к контактам серпентинитов с другими породами, в том числе с интрузиями плагиигранитов и диоритов и метаморфическими породами различного состава. Примером может служить наиболее значительная по размерам нефритовая жила № 7 Оспинского месторождения, которая расположена на южном контакте массива с метаэффузивами и метасланцами. Устанавливается косо-полосчатое строение жилы, чередующихся серпентинитов, тремолит-асбестов, талькитов и нефритов нескольких генераций [Прохор, 1990].

**Джидинский гипербазитовый пояс** участвует в строении древних складчатых структур юга Сибири в бассейне р. Джиды и продолжающихся на юг по территории Монголии. Протяженность пояса, только в пределах России, составляет 130 км. На флангах он разделяется на две кулисы северо-западного направления и включает до 50 неравнозначных тел гипербазитов, большая часть которых представляет собой мелкие линзы, сопровождающие более крупные массивы. Располагаются они согласно направлению вмещающих толщ, лишены апофиз, имеют ровные, плавные, реже заливчатые очертания (фиг. 10).



Фиг. 10. Схема расположения гипербазитовых массивов Джидинского пояса.

Массивы: 1 — Хангарульский, 2 — Хамархудинский, 3 — Харгантинский, 4 — Оронгодойский, 5 — Цаганморинский, 6 — Дархинтуйский.

Большая часть гипербазитовых тел сосредоточена в северо-западной кулисе и в достаточной степени охарактеризована в работах Г. В. Пинуса, Ю. Н. Колесника [1963, 1966], А. И. Гончаренко, А. И. Чернышова [1990] и других исследователей. Приведено описание четырех наиболее крупных массивов: Хангарульского, Хамархудинского, Харгантинского и Оронгодойского, близких по своим размерам и составу.

Другие массивы, не получившие названий из-за своих незначительных размеров, описываются в работах кратко. Указывается, что слагаются они серпентинитами антигоритовой разновидности с магнетитом и хромшпинелью; отмечается присутствие в них карбоната либо тальк-карбонатных ассоциаций, тремолита, иногда графита и нефрита.

Хангарульский массив расположен на северо-западе пояса. Он ориентирован в том же направлении и достигает по длинной оси 5 км. Массив сопровождается мелкими телами, по представлению авторов описания, — тектоническими линзами, клиньями, отчлененными в результате прошедших дизъюнктивных подвижек.

В составе массива и мелких тел преобладают серпентиниты, среди которых встречаются и серпентин-оливиновые ультрамафические породы (см. рис. 117, 118). В апикальных частях главного массива встречены тальк-карбонатные образования и редкие дайки родингитизированных габброидов.

Хамархуди́нский массив располагается в осевой части Хангарульско́го хребта, представляя в плане линзовидное тело, ориентированное согласно общей структуре вмещающей рамы. Размер массива по длинной оси достигает 5—7 км. Он сложен главным образом серпентинитами. В центральной части, как и в предыдущем случае, распространены оливин-серпентиновые породы, а по периферии — тальк-карбонатные образования. Массив залегает среди слюдистых и слюдисто-карбонатных, хлоритовых, амфибол-кварцевых пород и кварцитов джидинской свиты верхнего протерозоя (см. рис. 119—122).

Харгантинский массив из охарактеризованных — наибольший по размерам. Он имеет сигароподобную форму с параметрами 9 × 3 км. Приурочен к широтной зоне интенсивно рассланцованных пород, представленных кристаллическими сланцами с широким набором слюдистых, амфиболовых и кварц-карбонатных пород.

Массив в большей части сложен серпентинитами либо серпентин-оливиновыми разностями ультрамафитов [Гончаренко, Чернышов, 1990]. Известны также тальк-карбонатные породы, родингиты и родингитизированные габброиды (см. рис. 123, 124). Среди серпентина преобладают антигорит-хризотилловые разности [Меренков, 1957].

Оронгодойский массив расположен севернее Харгантинского на правом борту одноименной реки, составляя с последним неясно выраженную кулису. Размеры этого чечевицеобразного тела небольшие и укладываются в 4 × 2 км. Как и в предыдущих случаях главным породообразующим минералом является серпентин, среди которого встречаются редкие реликты незамещенных зерен оливина (см. рис. 125, 126). Такие породы известны в центре массива, эндоконтактные же части и апикальные участки сложены серпентином и тальк-карбонатными образованиями [Маракушев, 1975].

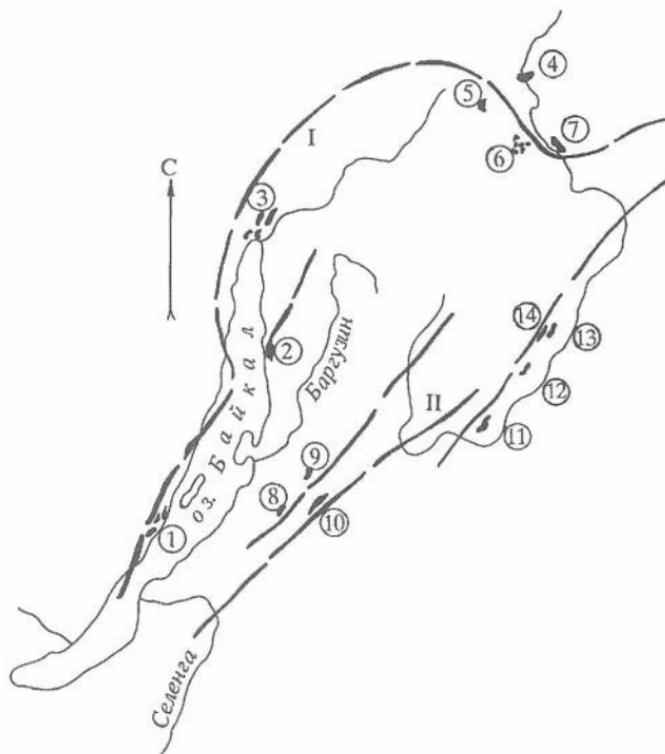
Центральная часть Джидинского пояса и его юго-восточная ветвь также пестрят многочисленными мелкими линзами гипербазитовых тел и только два массива выделяются несколько большими размерами — это Цаганморинский и Дархинтуйский. Оба массива и безымянные линзы сложены серпентинитами, а в последнем встречены серпентинизированные гарцбургиты и лерцолиты с повышенным количеством в них оливина. Пироксен в сумме не превышает 20—25 % объема и ромбическая его модификация всегда преобладает над моноклинной. Среди гипербазитов, и главным образом гарцбургитов, распространены породы с типичной заливчатой структурой, отражающей прошедшие процессы оливинизации (см. рис. 127, 128).

В Дархинтуйском массиве, кроме того, были установлены хризотил-антигоритовые серпентиниты с конгломератовидной отдельностью, напоминающей крупномасштабные узловатые и чечевицеобразные породы зон метаморфизма. Серпентиниты с подобной отдельностью образуют линейные зоны различной мощности, вытянутые параллельно удлинению самого массива [Богидаева, 1962].

## БАЙКАЛО-ВИТИМСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Согласно современным представлениям, гипербазиты области располагаются в пределах двух структурных зон север-северо-восточного направления. Западная или Байкало-Муйская занимает западную сторону Байкала и продолжается дугой на северо-восток, Восточная или Селенгино-Коларская проходит восточнее озера и далее по водоразделу рек Витим — Амалат, занимая юг Витимского плоскогорья [Малышев, 1971; Грудинин, 1979]. Размещение некоторых массивов показано на прилагаемой схеме (фиг. 11).

**Байкало-Муйская зона** включает множество гипербазитовых массивов, значительно различающихся по своим размерам. К наиболее крупным телам, расположенным в северо-восточной оконечности зоны, отнесены Шаманский (110 км<sup>2</sup>), Парамский (80 км<sup>2</sup>) и Келянский (14 км<sup>2</sup>) массивы. Все другие имеют меньшие размеры, а сближенные объединяются в группы, такие как, например, Приольхонская [Ескин, 1981;



Фиг. 11. Схема расположения гипербазитов Байкальской области.

*Структурно-тектонические пояса:* I — Байкало-Муйский, II — Селенгино-Коларский.  
*Массивы:* 1 — Приольхонская группа, 2 — Кабаний, 3 — Холоднинская группа, 4 — Парамский, 5 — Келянский, 6 — Молодежная группа, 7 — Шаманский, 8 — Гольцы, 9 — Зумбуруки, 10 — Маректа, 11 — Маркетинский, 12 — Нилхинский, 13 — Ватагинский, 14 — Бугарихтинский.

Павленко, 1983], Молодежнинская или Холоднинская [Круцко и др., 1967; Башта, 1974]. Последняя группа объединяет линзовидные тела серпентинитов и оливин-серпентиновых пород, таких как Яршинское, Авкитское, Курлинское и др. Особняком отстоит Кабанский массив на восточном берегу оз. Байкал.

В Приольхонской полосе по западному берегу оз. Байкал среди гнейсов и мигматитов Шарыжалгайской и Ольхонской серий кристаллических пород распространены небольшие линзовидные тела ультрабазитов повышенной железистости. Все тела сложены рассланцованными и будинированными оливиновыми пироксенитами, рассеченными нередко жилами гранитов [Грудинин, Меньшагин, 1987, с. 19]. Там же известны и массивы высокомагнезиальных альпинотипных гипербазитов, отличающихся несколько большими размерами (от 0,5 до 0,8 км<sup>2</sup>), изометричной и гантелеобразной формой; встречаются также массивы мелкие будины серпентинитов с зонами дробления и зеркалами скольжения [Ескин, 1981]. Массивы гипербазитов представлены гарцбургитами в разной степени серпентинизированными или замещенными тремолитом.

Генетические вопросы многих гипербазитовых тел все еще находятся в стадии разрешения. Дело в том, что в этой же зоне и нередко в тесной ассоциации с серпентинитовыми телами располагаются сложные по составу массивы, относимые к габбро-пироксенит-дунитовой формации расслоенных плутонов типа Чайского, Гасан-Дякитского, Тонкий Мыс, Довыренского и др. [Леснов, 1972; Грудинин, 1979; Протерозойские... формации..., 1986].

Все указанные массивы, во всяком случае большинство, имеют форму линзовидных образований, залегающих среди сложно дислоцированных метаморфических пород раннепротерозойского и раннепалеозойского возраста [Налетов, 1961; Грудинин и др., 1974; Конников, 1976].

Примером может служить не крупный Кивельевский массив, обнаженный на западном берегу оз. Байкал и вытянутый согласно структурам вмещающих толщ в северо-восточном направлении. Толщи эти представлены, с одной стороны, метаморфическими хлорит-серицитовыми сланцами и, с другой — гранитогнейсами и мигматитами. Массив сложен ассоциацией чередующихся ультрабазит-троктолитовых пород с пироксенитами и амфиболитами, пронизанных дайками габброидов, диабазами и долеритами.

Другой Нюрундуканский массив, находящийся в той же зоне севернее оз. Байкал, являет собой многочисленные блоки ультраосновных серпентинизированных пород, соседствующих с амфиболитами и габброидами. Только давно установившаяся точка зрения на генезис подобных ассоциаций позволяет исследователям, чаще уже априори, считать их магматическими массивами, разбитыми на куски тектоническими подвижками. Мнения о том, что часть „расслоенных” массивов, если не большинство, следует относить в группу глубоко метаморфизованных первично-осадочных пород, только начинают появляться. Структура

подобных участков обычно усложняется внедрением габбровой и гранитной магм, вызвавших явления контактовых изменений и широкого метасоматоза (см. рис. 129—134).

Мелкие тела ультрамафитов обычно сложены серпентинитами и тальк-карбонатными ассоциациями в различных сочетаниях [Ляхович, 1955; Боголепов, 1969]. В сложении же крупных массивов принимают участие оливиниты, дуниты и гарцбургиты, в различной степени серпентинизированные. В некоторых усматривается даже зональность или полосчатость. Так, в Шаманском массиве [Пугачева, 1989] по периферии распространены дуниты, а в центре — гарцбургиты; для центральной части Парамского массива характерна перемежаемость этих пород.

Парамский массив слагает Северо-Муйский хребет, располагающийся в северо-восточной оконечности Байкало-Витимского зелено-каменного пояса. Узкой долиной р. Витим массив рассечен поперек на две почти равные части (северную и южную), показывающие в крутых бортах внутреннее строение. Он представляет собой очень крупное, меридионально расположенное чечевицеобразное тело протяженностью 18—20 км при максимальной ширине до 5 км. Это второе по величине гипербазитовое тело после Шаманского массива в Байкальской горной области.

Большинство исследователей считают, что Парамский массив имеет форму бескорневой пластины, ограниченной со всех сторон дизъюнктивами. По данным же К. Г. Башта [1974], в результате прошедших тектонических подвижек массив был разбит еще и на ряд блоков разных размеров и даже растащен кусками и линзами с образованием отторженцев и сателлитов.

В сложении Парамского массива участвуют дуниты и гарцбургиты с огромным преобладанием последних. Дуниты обнаруживают себя либо в центральной части, либо в западном эндоконтакте массива, где они в виде узких лент и линз различного направления распределяются среди оливин-энстатитовых пород. М. И. Грудинин [1979] сообщает, что чередующиеся полосы дунитов и перидотитов имеют разную ширину, которая может от 25 м снижаться до 5—10 см и даже до 1—3 см (см. рис. 135, 136).

В центре массива серпентинизация пород умеренная, к периферии — более интенсивная; среди разновидностей серпентина преобладают антигорит и бастит. Магнетит и хромшпинель распределены крайне неравномерно, встречаются сгустки и скопления [Шагжиев, 1972; Гурулев, Шагжиев, 1973].

Шаманский — наиболее крупный среди гипербазитовых массивов Забайкалья. Он расположен на правом борту р. Витим, занимая водораздельное пространство между ее притоками Талкан и Таксим. В плане — это меридионально расположенная линза или пластина, превышающая по длине 25 км и шириной до 6 км. Контакты с вмещающими породами тектонические, западный контакт у береговой линии р. Витим крутой, а восточный более пологий. Контакты направлены навстречу друг другу;

так что с глубиной Шаманский массив сравнительно быстро выклинивается.

В составе массива преобладают дуниты, в различной степени серпентинизированные. Высокая степень серпентинизации пород, обнаруженная на южной стороне массива, включая амфиболитизацию и оталькование, составляет до 70 %. Более серпентинизированы и краевые части. Перидотиты уступают в своем распространении дунитам и, по данным М. И. Грудина со ссылкой на Э. Л. Прудовского и В. Н. Мурзина, были встречены в северной части массива в виде мощной полосы в несколько сотен метров „между краевыми дунитами и центральным ядром” [Грудинин, 1979, с. 22]. Переходы между этими породами постепенные. В массиве отмечают множество нарушений с зеркалами скольжения и дробления, по которым развиваются зонки и жилки талькитов и карбонатизированных пород (см. рис. 137—140).

**Селенгино-Коларская зона** трассирует также значительное число пород ультраосновного состава, однако крупных массивов в ней не обнаружено, все они мелкие, линзовидные, находящиеся в сложных сочетаниях с габброидами и метаморфическими образованиями. В работе того же М. И. Грудина [1979] приводятся названия некоторых массивов, в том числе Гольцы, Зумбуруки, Маркетинский, Нельхинский, Ватагинский и Бугарихтинский.

Гольцы — гипербазитовый массив, пожалуй единственный в зоне, который большинством исследователей относится к альпинотипной группе. Все другие ассоциируются с габброидами и включают в свой состав плагиодуниты, плагиопироксениты, троктолиты и др.

Массив Гольцы обнаружен в верхнем течении р. Абога — правого притока р. Уда, располагаясь в южных отрогах хребта Улан-Бургасы. В длину он прослежен всего на 4 км при ширине, не превышающей 1 км. Залегает массив Гольцы согласно с общим направлением метаморфических пород, представленных мраморами и сланцами, с одной стороны, и палеозойскими гранитоидами — с другой [Прудовский и др., 1971].

В сложении массива преобладают тремолитовые и тремолит-тальковые серпентиниты, включающие линзы амфиболитов и амфибол-плагиоклазовых пород; дуниты и перидотиты (гарцбургиты) занимают лишь маломощную полосу, контактирующую с мраморами и мраморизованными мергелями, которые также в значительной степени серпентинизированы (см. рис. 141, 142).

## СТАНОВОЙ ХРЕБЕТ

Территория Станового хребта, на которой также известны многочисленные выходы позднеархейских гипербазитов [Луцкина, Кушнырь, 1974], входит в состав одноименной складчатой структуры. Она образует гигантскую дугу, протягивающуюся на расстояние более 1000 км, начиная с бассейна р. Олекма до береговой линии Охотского моря на востоке

страны. От Алданского щита на севере Становая складчатая система отделена структурным швом.

Породы, слагающие хребет и именуемые Становым комплексом [Мошкин, 1966], относятся к архейским гнейсам, кристаллическим сланцам и амфиболитам, которые прорваны интрузиями различного состава и возраста. Гипербазитовые массивы в метаморфическом комплексе распределены неравномерно. Большинство их сосредоточено в районе пос. Золотая Гора, затем на водоразделе рек Эрмак и Мал. Джалта, в бассейнах рек Дамбуки, Ульдегит, Гиллой, Унахта и в других районах. В большинстве они образуют линзовидные мелкие тела, размещение которых контролируется зонами нарушений, относящихся к системе Тукурингского глубинного разлома. Изучены они еще очень слабо.

Состав гипербазитовых тел включает почти весь набор пород, характерный для дунит-перидотитовой формации других регионов. Слагаются они главным образом апогартсбургитовыми серпентинитами, вебстеритами, актинолит-тремолитовыми и антофиллитовыми породами сильно оталькованными и хлоритизированными.

С гипербазитовыми массивами тесно связаны многочисленные проявления антофиллит-асбеста, которые изучены также еще недостаточно и потому освещены в литературе весьма кратко. К известным рудопроявлениям относятся Унахтинское, Верхнегиллойское, Эманское, а также проявления у ключей Бычий, Пихтовый, Медвежий и др.

По данным Н. В. Луцкиной, проявление асбеста, например, по ключу Пихтовый приурочено к линзовидному телу метаморфизованных гипербазитов размером  $100 \times 400$  м, залегающему среди пород самой нижней иликанской серии архейских гнейсов. Ядро массива по ключу Пихтовый сложено слабосерпентинизированными дунитами, содержащими небольшое количество энстатитовых зерен и хромшпинель. Дуниты окружены зонами, в которых участвуют хлорит-тальк-серпентиновые, хлорит-карбонат-антофиллитовые и другие ассоциации с переменным количеством породообразующих минералов. Асбест развивается по антофиллиту, тальку, карбонату и хлориту [Луцкина, Кушнырь, 1974, с. 50].

На других участках асбестообразования гипербазиты, как правило, будинированы, растащены и разбиты на блоки, размеры которых исчисляются только первыми метрами. Залегают эти блоки среди двуслюдистых и биотит-роговообманковых гнейсов, разделены между собой и сопровождаются зонами вермикулит-флогопитовой, тремолитовой и асбест-тальк-антофиллитовой минерализацией. Минерализованные зоны расширяются, утоняются, выклиниваются и заменяются другими минералогическими ассоциациями (см. рис. 143—146).

Встречаются места, где гипербазиты представлены тальковыми или тальк-серпентиновым ядром, оконтуренным тремолитовыми, антофиллитовыми полосами с асбестом. Интенсивность насыщения асбестом неоднородная. Асбестоносные метасоматически измененные гипербазиты на участке ключа Бычий непосредственно контактируют с жилой пегматита. В зальбандах пегматит изменен в мусковит-плагиоклазовую

породу, которая к центру ядра сменяется полосами флогопита с корундом, хлорита, тремолита и магнетит-антофиллита с асбестом. Наконец, встречаются будины с серпентиновым ядром, контактирующим только с тремолит-талк-антофиллитовыми полосами, ширина которых даже в раздувах не превышает 40—50 см.

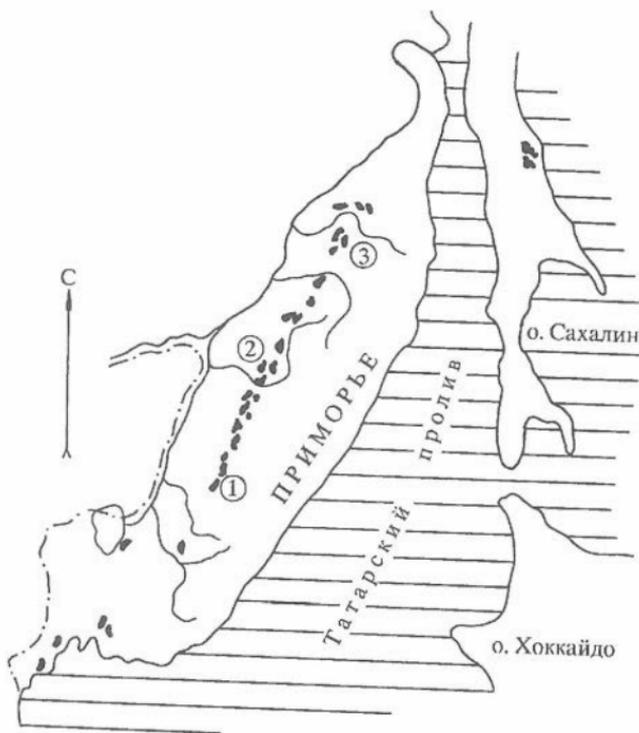
Следует, однако, отметить, что область Станового хребта все же более известна как территория распространения протерозойских ультрабазит-базитовых массивов, характеризующихся значительными размерами и широко контрастной дифференциацией пород по составу. Массивы отличают явления первично-магматический расслоенности и нередко многофазное строение. По мнению Г. В. Полякова и др. [1983], П. А. Балыкина и др. [1986], авторов работы [Протерозойские... формации..., 1986], все известные расслоенные интрузии Становика отвечают составу двух формаций: дунит-троктолит-габбровой и лерцолит-пироксенит-габброноритовой, в которых ультрамафическая часть имеет многочисленные взаимопереходы и резко уступает основной габбровой.

## ДАЛЬНИЙ ВОСТОК (Приморье и о-в Сахалин)

Гипербазиты Дальнего Востока структурно приурочены к крупным дизъюнктивным швам, каковым является Сихотэ-Алинский и др. Все известные массивы ультраосновных пород сосредоточены среди верхнепалеозойских вулканогенно-осадочных образований и не выходят за пределы этой толщи [Шехоркина, 1960]. Массивы протягиваются вдоль зон нарушения прерывистой полосой северо-восточного направления от приморских поселков Посьет и Хасан, затем восточнее оз. Хасан и далее по правой стороне р. Уссури на водоразделе рек Бинин, Хор, Анюй и Гур. Общая протяженность пояса на территории России превышает 100 км (фиг. 12).

Высказываются мнения [Зимин, 1969] о разделении гипербазитового пояса Сихотэ-Алиня на два самостоятельных — Западный и Восточный, отличающихся друг от друга структурной приуроченностью и составом гипербазитовых массивов. Южная часть территории сравнительно бедна гипербазитовыми телами, а центральная и северная характеризуются их изобилием. Большинство массивов представлены мелкими телами до 10 км<sup>2</sup> и значительно реже крупными, достигающими 200 км<sup>2</sup>, однако во всех случаях сохраняющие линзовидную форму с крутыми углами падения контактов. Известны массивы Катэнский, Анюйский, Бикинский, Ситуха и др.

По данным С. С. Зимина [1965], в южной части общего пояса распространены преимущественно породы дунит-гарцбургитовой формации, а в северной — дунит-верлитовой; центральная часть полосы, приходящаяся на район долины р. Хор, имеет смешанный состав формаций. Большинство ультраосновных пород в массивах рек Анюй и Хор являются относительно свежими и слабосерпентинизированными. Дуниты и верлиты в них обычно равномерно- и мелкозернистые, череду-



Фиг. 12. Схема расположения гипербазитов Дальнего Востока (Приморье).

Массивы: 1 — дунит-гарцбургитовые, 2 — дунит-верлит-гарцбургитовые, 3 — дунит-верлитовые.

ются друг с другом, образуя полосы с границами перехода и взаимопроникновения. Преобладают все же верлиты, встречаются и пироксениты (диаллогиты) (см. рис. 147—156).

С. С. Зимин [1973] придает большое значение процессам метасоматической переработки первичных дунитов и верлитов. Так, мелкие массивы дунитов были превращены во вторичные верлиты, а авгитизация привела к образованию полосчатых и пятнистых текстур и пород с порфиroidным сложением.

Э. П. Изох гипербазитовые массивы Сихотэ-Алиня включил в выделенную им же Хунгарийскую прерывистую интрузивную серию, в которую входят также интрузии основного и кислого состава. Все они располагаются вдоль центрального структурного шва и вдоль оперяющих его разломов. Приводятся характеристики некоторых сложно построенных массивов на левобережье р. Хунгари, в среднем течении р. Анной, в истоках р. Хор и др. В Дюкалинском массиве, например, гипербазиты, сложенные серпентинитами, прорваны дайками габбро, а в массивах Горбилинском, Агусинском и Хорском гипербазиты и габброиды „отчетливо рвутся гранитоидами” [Изох, 1964, с. 58].

На Сахалине массивы гипербазитов прослеживаются вдоль Охотского побережья острова на протяжении почти 800 км от мыса Анива до п-ва Шмидта [Луцкина, Кушнырь, 1976]. В структурном плане они приурочены к зоне глубинного разлома и оперяющих нарушений, отделяющих палеозойские метаморфические породы от мезо-кайнозойских осадочных образований.

Наиболее изучены массивы в средней части острова у мыса Шельтинга, в устье р. Песковая и к северу от пос. Нерпичье. Везде они представлены серией линзовидных, меридионально вытянутых тел с крутыми углами падения. Размеры массивов сильно варьируют от 2—3 до 15—20 км<sup>2</sup> (см. рис. 157, 158).

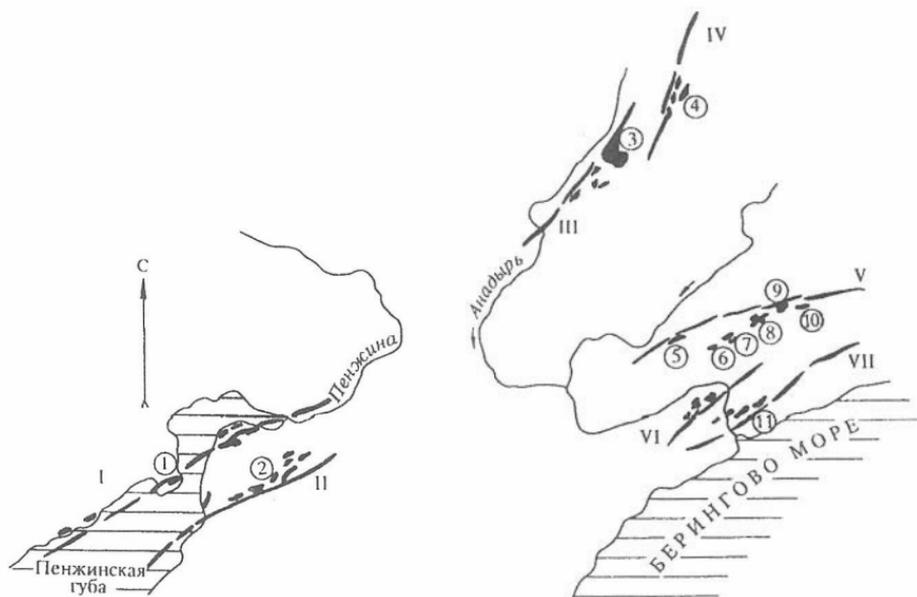
Внутренняя структура массивов сложная с тенденцией расположения пород по зонам: центральные части образованы дунитами, перидотитами, а по периферии — пироксенитами. Встречаются тела с перемежающимися „пластами” дунитов и перидотитов. Породы интенсивно серпентинизированы, среди измененной массы встречаются тальк и карбонаты. Серпентиниты содержат вторичный магнетит [Вергунов, 1964; Егоров, 1968].

## КОРЯКСКО-КАМЧАТСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Располагается Корякско-Камчатская область в структурах Тихоокеанского тектонического пояса, занимая самую северо-западную часть территории России. За длительное время своего развития область претерпела сложную историю геосинклинального режима, интенсивной складчатости и блоковых движений, обусловивших пестрый, мозаичный план строения ее складчатых структур.

Она охватывает огромный регион, протягивающийся в зоне перехода полосы океан—континент, от южной оконечности Камчатки до северного побережья Берингова моря. В области выделено несколько линейно вытянутых и кулисообразно расположенных гипербазитовых поясов, сменяющих друг друга с запада на восток. К ним относятся Западно-Чукотский, Корякский, Хатырский и Камчатский пояса, усложненные структурами второго и третьего порядка, выделяемыми в виде оперяющих зон и ветвей. Указанные зоны неравнозначны по размерам и имеют различную степень изученности (фиг. 13).

*Западно-Чукотский гипербазитовый пояс*, включающий многочисленные цепи ультраосновных массивов, представляет собой систему кулисообразно расположенных зон (ветвей) второго порядка, входящих в состав Чукотско-Охотского линеамента — генеральной тектонической структуры Северо-Востока России. В пределах пояса насчитывается более 150 гипербазитовых массивов, приуроченных к отдельным его ветвям. В настоящем выделяется четыре ветви: Пенжинская, Маметчинско-Куюльская, Майнская и Пекульнейская. Здесь изучены и описаны такие известные гипербазитовые массивы, как Устьбельский и



Фиг. 13. Схема расположения гипербазитов Северо-Востока России.

*Гипербазитовые пояса:* Западно-Чукотский: I — Пенжинская ветвь, II — Маметчинско-Куюльская ветвь, III — Майнская ветвь, IV — Пекульнейская ветвь; V — Корякский, VI — Хатырский, VII — Восточно-Чукотский. *Массивы:* 1 — гора Длинная, 2 — Куюльский, 3 — Устьбельский, 4 — Пекульнейский, 5 — гора Красная, 6 — Тамватнейский, 7 — Ягельный, 8 — Чырынайский, 9 — Малонаучырынайский, 10 — Гальмознанский, 11 — Четкинваамский.

Куюльский, которые являются крупнейшими на всей обширной территории Востока России.

Пенжинская ветвь находится в северо-восточной части Пенжинской губы (залива), в которой насчитывается 47 тел, различных по форме и размерам образований ультраосновных пород. В скальных выходах мыса Валижген, выступающего на северо-западной береговой линии Пенжинского залива, среди терригенных отложений готеривского возраста, обнажены сложные по своему строению тела серпентинитов. Сохранившиеся от серпентинизации части показывают состав лерцолитов, реже гарцбургитов.

Сравнительно редкими специфическими породами на мысе Валижген являются широко распространенные брекчии, конгломераты и песчаники ультраосновного состава, которые всегда тесно связаны с телами гипербазитов. Генетические вопросы этих брекчий полемизируются [Михайлов, 1955, 1962; Богидаева, Матвеевко, 1960; Пинус и др., 1973; Белый, 1979]. Высказываются даже суждения, что ультраосновные породы, слагающие гору Длинная, в плане имеют форму почти правильного полукруга диаметром около 10 км, что брекчии эти являются вулканическими, а весь комплекс распространения пород „в совокупности составляет типичную вулканоструктуру” [Белый, Гельман, 1983, с. 140].

Наиболее характерным для гипербазитов мыса Валижген является массив горы Длинная. В центральной части он состоит из серии сближенных, линейно вытянутых в северо-восточном направлении полос ультраосновных пород, разделенных брекчиями, гравелитами и песчаниками того же состава. Гипербазиты сложены серпентинитами, лерцолитами и гарцбургитами, также затронутыми процессами серпентинизации. Количество пироксена по сравнению с оливином составляет 20—25 % от общего объема породы. Среди серпентина преобладает лизардит, реже встречается антигорит или полная псевдоморфоза бастита по ромбическому пироксену (см. рис. 159, 160). Встречаются жилки хризотил-асбеста [Артемов, 1973].

Маметчинско-Куюльская ветвь включает Куюльский массив и целую систему мелких тел гипербазитов, занимая в бассейне одноименной реки 330 км<sup>2</sup>. Куюльский массив обнажается в центральной части Таловских гор, образуя там пластообразное линейно вытянутое в северо-восточном направлении тело, согласно с вмещающей его толщей кремнисто-вулканогенных отложений (берриас-валанжин). Протяженность всего массива 65 км при ширине 12 км.

Породы массива представлены серпентинизированными перидотитами и потому рисуются на картах, как гипербазиты нерасчлененные. Среди серпентинитов отмечен лизардит, антигорит, хризотил, образующие самостоятельные и комбинированные скопления [Пинус и др., 1973]. Для массива характерно наличие прожилков хризотил-асбеста, которые более всего распространены в экзоконтактах габброидов, прорывающих серпентиниты. Кроме того, в полях развития хризотил-асбеста серпентиниты содержат карбонат, хлорит, амфибол и тальк [Банников, 1975].

В. В. Велинский [1979] считает, что серпентинизированные перидотиты были представлены гарцбургитами и лерцолитами и в единичных случаях верлитами. Дуниты вскрываются сильно врезанными долинами рек на более низких гипсометрических уровнях (см. рис. 161, 162).

Майнская ветвь, прослеживающаяся в бассейне р. Анадырь, характеризуется наличием Устьбельского массива, одного из наиболее крупных гипербазитовых тел, занимающего около 600 км<sup>2</sup>. По форме массив представляет собой пластообразное тело северо-восточного простирания с резко меняющимися углами падения по флангам и в центральной части [Кайгородцев, 1958].

В составе ультраосновных пород Устьбельского массива отмечаются все разновидности оливин-пироксеновых ассоциаций: дуниты, верлиты, лерцолиты и гарцбургиты, с преобладанием последних [Велинский, 1979]. Однако более обширные поля в массиве сложены серпентинитами. Степень серпентинизации пород увеличивается от центра к периферии. Представлены серпентиниты в основном лизардитовыми, лизардит-антигоритовыми и антигоритовыми разновидностями. С антигоритом в зонах дробления и расщепления ассоциирует амфибол тремолит-актинолитового ряда и хлорит из группы пеннина (см. рис. 163—166).

Породы Устьбельского массива рассекаются габброидной интрузией. На контактах двух сред основных и ультраосновных пород развиты вебстериты, троктолиты с некоторой примесью роговой обманки.

Пекульнейская ветвь замыкает на севере Западно-Чукотский гипербазитовый пояс. По отношению к Майнской она составляет восточную кулису, протягиваясь почти на 75 км вдоль осевой части Пекульнейского хребта, ориентированного почти с юга на север. В пределах ветви насчитывается 17 массивов ультраосновных пород различных размеров — от мелких линз, измеряемых метрами, десятками и сотней метров, до крупных в полтора-два десятка километров.

Пекульнейский массив — один из типичных представителей этой ветви с размерами по длине 8 км, ширине 1,0—1,2 км и общей площадью 8 км<sup>2</sup>. Сложен он в различной степени серпентинизированными верлитами и дунитами, которые, чередуясь, обуславливают полосчатое строение (см. рис. 167—170). Соотношение главных породообразующих минералов — оливина и клинопироксена — сильно варьирует от почти лишенных пироксена дунитов до обедненных оливином перидотитов [Кайгородцев, 1961]. Богатые оливином верлиты и дуниты располагаются в центре и на северо-востоке массива [Велинский, Пинус, 1969]. Периферические зоны сложены серпентинитами, в которых преобладает lizardит; антигорит и бастит встречаются реже [Скляр, 1935; Велинский, 1979].

**Корякский гипербазитовый пояс** протягивается дугой в северо-восточном и субширотном направлении от среднего течения р. Великая на юго-западе до хр. Кэнкэрэн на востоке более чем на 160 км. В его пределах насчитывается свыше сотни разновеликих массивов, имеющих форму линз и сигар, вытянутых согласно простиранию меловых вулканогенно-осадочных пород. Наиболее крупные из них — Тамватнейский, горы 1064, горы Красной, Чирынайский, Малонаучирынайский, Ягельный и др. (см. рис. 171, 172).

Тамватнейский массив, расположенный в междуречье р. Великая (правый приток р. Анадырь) и Тамватвэма, является одним из наиболее крупных образований ультраосновных пород. В плане он имеет вытянутое в субширотном направлении эллипсоподобное тело, достигающее в длину 37 км и ширину 11 км; общая площадь массива составляет 237 км<sup>2</sup>.

Состав ультраосновных пород однообразен и представлен главным образом лерцолитами, менее гарцбургитами и дунитами. Первые содержат орто- и клинопироксены, сильно варьирующие в количественном отношении друг с другом и с оливином. Согласно данным [Закржевский, 1963; Аникеева, 1968; Пинус и др., 1973], содержание пироксена в лерцолитах колеблется от 5 до 30 %, причем ортопироксен всегда преобладает над клинопироксеном. Наиболее свежие породы, слабее затронутые процессами изменения, расположены в северной и восточной частях массива.

Все породы Тамватнейской группы в различной степени серпентинизированы. Полностью серпентинизированы перидотиты периферичес-

кой части и лентами внутри массива либо на контактах габброидной интрузии, прорывающей гипербазиты. Такие участки известны на севере и северо-западе массива. Серпентин представлен лизардитом и антигоритом двух генераций и хризотилом (см. рис. 173, 174).

Массивы в бассейнах рек Ягельная и Научирынай занимают юго-запад Корякского пояса. Выходы ультраосновных пород по этим рекам протягиваются цепочкой в северо-восточном направлении и могут рассматриваться, по существу, одним целым образованием, хотя и разделяются долиной на два отдельных тела — массив Ягельный и Научирынайский. В том и другом случае они представляют собой цепочки разрозненных и соединяющихся тел сложной в плане конфигурации, которые в сумме занимают площадь в несколько сот квадратных километров. Для большинства устанавливается плитообразная форма тел, падающих под разными углами на северо-запад.

В составе гипербазитовых массивов преобладают серпентинизированные перидотиты почти всех типов, содержащие ромбический и моноклинный пироксен; реже всех встречаются верлиты и дуниты. Серпентин — основной минерал для мелких тел и представлен различными ассоциациями хризотил-антигоритовой разновидности. Многими выделяются здесь гипербазиты двух генетических типов — первичные и вторичные (метасоматические). Образование последних связывается с процессом контактового метаморфизма и метасоматоза, в связи с внедрением габброидных интрузий [Юркова и др., 1984; Загрузина, 1971].

Массив горы Красной обнажается в сводовой части Северо-Корякского антиклинория, имея клинообразную форму, вытянутую в северо-восточном направлении почти на 15 км при максимальной ширине 5 км. Судя по публикациям [Пинус и др., 1973; Агафонов и др., 1974], центральная часть массива занята дунитами, периферическая — гарцбургитами, где спорадически встречаются пятна лерцолитов. Серпентиниты более всего распространены в северо-восточном окончании массива, вблизи дизъюнктивного нарушения, срезающего массив горы Красной на клин. Вместе с тем, серпентиниты распространены повсеместно, но в заметно меньшем количестве.

Переходы между различными представителями слагающих массив пород постепенные, с наличием смешанных зон, например, дунитов с примесью ромбического пироксена или гарцбургитов, обедненных энстатитовой составляющей. В массиве встречаются жилы пироксенитов, к зальбандам которых приурочено хромитовое оруденение. Оливин представлен высокомагнезиальной разновидностью, содержащей не более 8 % фаялитовой молекулы. Состав хромшпинелидов зависит от количества энстатита и становится высокоглиноземистым и магнезиальным с увеличением пироксена в породах. Клинопироксен (диопсид) очень редкий минерал в гарцбургитах горы Красной.

Серпентинизация пород, как уже указывалось, проявлена повсеместно и обычно возрастает в зонах нарушений и у контактов габброидных и диоритовых интрузий, прорывающих гипербазиты. Преоб-

ладают лизардитовые разности, присутствуют пластинки бастита и флогопит(?).

Чирынайский массив получил название по гряде Чирынайских гор, слагающих совместно с меловыми вулканогенно-осадочными отложениями центральную часть Северо-Корякского антиклинория. Он замыкает с северо-востока и востока Корякский гипербазитовый пояс.

В плане массив образует серповидное тело с выпуклостью на юг, но ориентированное в общем широтном направлении, составляя по длине 15 км и ширине 2—3 км. По форме — это изогнутая плита, погружающаяся на правом борту долины в южном направлении под углом 30°, а на левом — в обратную, северную сторону. Эта общая плита тектоническими движениями была поломана и приподнята в своей южной части.

Гарцбургиты преобладают, дуниты распространены меньше, образуя либо узкие протяженные полосы, либо небольшие пятна. Между этими породами существуют взаимопереходы с переменным количеством пироксена. Состав же оливина в тех и других породах одинаков и в обоих случаях содержание форстеритовой молекулы не превышает 8 %. Встречаются и лерцолиты, но очень редко (см. рис. 175, 176).

Периферическая часть, как и в массивах других ветвей и зон Западной Чукотки, представлена серпентинитами лизардитовой, реже антигоритовой модификации. Серпентиниты известны и в центре массива по зонам тектонических нарушений [Александров, 1973]. Для массива характерно наличие мощных жил крупнозернистых пироксенитов и особенно там, где гипербазиты прорваны молодой интрузией габбрового состава.

Минералогический аспект пород массивов Корякского гипербазитового пояса был освещен в работе Л. Д. Лавровой [1983], которая придерживается распространенной концепции наличия мантийного рестита, выплавленного из базальтовой фракции и поднятого из глубин в верхние части земной коры.

**Хатырский гипербазитовый пояс** выделен в известной мере условно, так как не исключено, что он, как и Корякский, является южной ветвью Западно-Чукотского. По сравнению с другими аналогичными сооружениями породы этого пояса изучены гораздо слабее. Тем не менее, известно, что пояс состоит из параллельных либо кулисообразно расположенных зон, включающих цепочки различных по размерам тел ультраосновного состава. В целом все они следятся в северо-восточном направлении от верховьев р. Иомраутваам до бассейна р. Накепейляк на расстояние более 100 км, насчитывая свыше 80 различных, чаще мелких массивов и линз [Иванов, Боратов, 1974].

Четкинваамский массив — наиболее крупное тело Хатырского пояса. Расположен он в правобережной части р. Хатырка, имеет форму узкой полосы с перерывами длиной 26 км при максимальной ширине 2 км. Залегание тела пологое с падением на северо-запад, и в связи с сочетанием сместителя и неровностями рельефа тело в плане получило извилистый контур.

Массив в основном сложен серпентинитами [Богидаева, Матвеевко, 1960] смешанного lizardит-хризотил-антигоритового состава, что обусловило наличие разнообразных структур серпентинитов с порфиробlastами бастита по ромбическому пироксену. Предполагается, что большая часть их образована по гарцбургитам и, может быть, по лерцолитам. Встречаются новообразования магнезиального амфибола, талька, хлорита и карбоната возле тел габброидов и даек кварцевых порфиров. Найдены также оливинитизированные пироксениты (см. рис. 181, 182).

**Камчатский пояс**, в котором гипербазитовые массивы цепочкой трассируются на Камчатском полуострове, протягивается более чем на 1000 км. Он следует от бухты Раковая на юге, через о-в Карагинский до п-ов Говена и Олюторский на севере. Гипербазиты образуют две самостоятельные ветви — западную и восточную, получившие соответственно наименования: Валагинско-Пылгинскую и Олюторско-Камчатскую (фиг. 14). Обе ветви расположены почти параллельно друг другу, имея субмеридиональное направление [Святловский, 1960; Маренина, Долматов, 1964].

*Валагинско-Пылгинская ветвь* (западная) занимает зону Восточно-Камчатских хребтов: Валагинский, Тумрок, Кумроч и далее на север к п-ову Озерный и на о-в Карагинский. Здесь гипербазиты встречаются в виде мелких линз, залегающих согласно среди вмещающих позднемело-



Фиг. 14. Схема расположения гипербазитов Камчатского полуострова.

*Гипербазитовый пояс*: I — Валагинско-Пылгинская ветвь, II — Олюторско-Камчатская ветвь. *Массивы*: 1 — Карагинский, 2 — Камчатский мыс, 3 — линза Ветвей, 4 — Гальмознанский.

вых кремнисто-вулканогенных и метаморфических пород. Одно из крупных тел известно на п-ове Озерный в бассейнах рек Вторая Речка и Оленья, где плита гипербазитов вытянута на 20 км при ширине 5 км, другое — обнаруженное севернее вулкана Шивелуч, достигает 80 км в длину и 20 км в ширину. На о-ве Карагинский линза ультраосновных пород прослежена в северо-восточном направлении на 20 км при ширине 0,5 и 3—4 км [Назимова, 1990].

Все массивы сложены в основном серпентинизированными гарцбургитами и дунитами, среди которых редко можно встретить лерцолиты и верлиты [Велинский, 1979]. Дуниты занимают гипсометрически нижние участки массивов, а другие разновидности верхние. Взаимоотношения между породами сложные, имеют место резкие и размазанные границы, меняются мощности, размеры и конфигурация отдельных частей. Серпентинизация гипербазитов увеличивается на контактах с габброидами, прорывающими перидотиты. Там же отмечается развитие жил пироксенитов и контаминированных верлитов (см. рис. 183—194).

*Олюторско-Камчатская ветвь* (восточная) является для предыдущей субпараллельным южным звеном, проходящим вдоль восточных полуостровов: Камчатский, Кроноцкий, Шипуновский. Самый южный гипербазитовый массив, отмеченный Т. Ю. Марениной и Б. К. Долматовым [1964], находится в береговом обрыве бухты Раковая; известны они и северо-восточнее и детально описаны Н. В. Луцкиной [1968] и Б. К. Долматовым и др. [1969]. На п-ове Кроноцкий отмечено семь тел гипербазитов, следующих цепочкой вдоль побережья Берингова моря. Самое большое из них, занимающее около 12 км<sup>2</sup>, располагается по бортам руч. Ущелье. Выходы сопутствующих ультраосновных пород на других участках более мелкие и прерывистые [Ротман и др., 1972].

Следующий крупный массив гипербазитов обнажен на п-ове Камчатский с общей площадью до 70 км<sup>2</sup>. Все тело разбито нарушениями на многочисленные блоки и линзы, сложно соприкасающиеся друг с другом. Перечисленные породы восточной ветви в различной степени серпентинизированы и сложены ассоциирующими парами: либо дунитами и гарцбургитами, либо верлитами и лерцолитами; гарцбургиты преобладают. Среди серпентинитов распространены лизардит и антигорит, спорадически встречаются кристаллы ромбического пироксена, замещенные баститом.

Севернее, в пределах Олюторского полуострова, выходы гипербазитов представлены небольшими телами серпентинитов, верлитов и диаллагитов, пространственно связанных с габброидными интрузиями. В линзе Ветвей и массиве Гальмознанский встречаются мелкораздробленные дуниты и дуниты с элементами структур распада оливиновых зерен, выраженных в образовании игольчатых хроммагнетитовых стяжений правильных и неправильных причудливых форм [Грановский, Гуляева, 1981].

Гальмознанский массив находится на юге Олюторской ветви Корякского нагорья на правобережье р. Вывенка. В плане имеет линзовидное тело субмеридионального простираения с размерами 15 × 4 км. Он входит

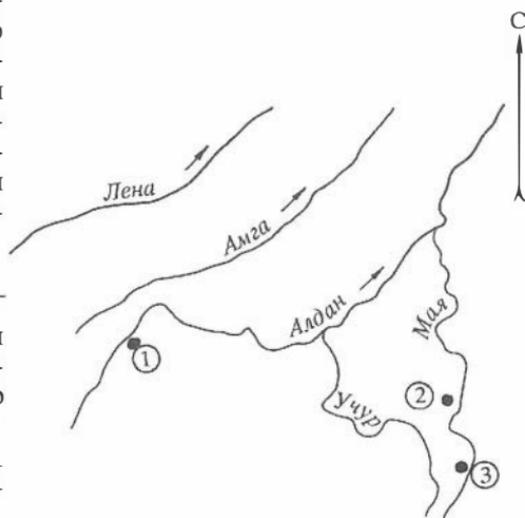
в состав аллохтона, слагающегося вулканогенно-осадочными толщами ватынской серии ачайваямской свиты [Батанова и др., 1991].

Дуниты занимают в массиве центральную часть и подстилаются верлитами и клинопироксенитами. Контакты гипербазитов с вмещающими породами тектонические и представлены зонами рассланцевания, перекристаллизации и меланжирования. Дуниты слабосерпентинизированы и брекчированы. Преобладают неравномерно-зернистые образования, в которых крупные деформированные зерна оливина перекристаллизованы по краям и погружены в агрегат мелких изометричных зерен, лишенных признаков деформации. В целом по массиву подтверждается наличие большого количества порфирикластических и порфиробластических структур, появившихся в результате процессов пластического течения и синтектической перекристаллизации [Велинский, 1979].

## АЛДАНСКИЙ РАЙОН

На Алданском щите, среди венд-кембрийских субгоризонтально залегающих метаморфических пород, известно несколько изометричных тел ультраосновных пород, считающихся по своему строению массивами центрального типа. К ним были отнесены Арбарастахский, Инаглинский, Кондерский, Чадский, Горноозерский и некоторые другие. Абсолютно для всех них характерна изометричная форма и грубозональное расположение различных пород (фиг. 15).

**Инаглинский массив**, расположенный в верховьях р. Инагли — правого притока р. Алдан, неплохо изучен и описан многими исследователями [Ельянов, Моралев, 1961; Путеводитель..., 1963; Корчагин, 1966; Богомолов, 1968; Угрюмов, Киселев, 1969; Глаголев и др., 1974; Шнай, 1980]. Массив имеет форму трубки диаметром 5 км, выполненной в центре оливинитами, которые окружены дунитами. Кольцевое строение характерно; центральное ультраосновное ядро окаймлено зонами пород, близкими к щелочным габброидам (шонкинитам), меланократовым щелочным сиенитам и пуласкитам, сопровождающимся жильной фацией пород амфибол-пироксенового состава.



Фиг. 15. Схема расположения кольцевых интрузий ультраосновного состава Алданского района.

Массивы ультрабазитов: 1 — Инаглинский, 2 — Кондерский, 3 — Чадский.

Кольцевые жилы располагаются как среди дунитов центрального ядра, так и в щелочных породах по периферии. Ультраосновные породы и щелочные интрузии почти со всех сторон окружены порфиридовидными сиенитами, граносиенитами и сиенит-диоритами [Корчагин и др., 1967].

Дуниты состоят из форстерита, содержащего 2—11 % фаялитовой молекулы и хромовой шпинели. Серпентинизация ультраосновных пород наиболее проявлена на поверхности (60 % серпентина) и уменьшается с глубиной. По данным А. А. Глаголева и др. [1974], на глубине в 200 м количество серпентина снижается уже до 15 %. Структуры пород, слабо затронутых изменением, панидиоморфнозернистые и пойкилитовые, а серпентинизированных — петельчатые, поперечно-прожилковые и прожилково-сетчатые (см. рис. 195—200).

**Кондерский массив** обнажен среди архейских метаморфических пород, перекрывающих отложения докембрийского возраста и залегающих субгоризонтально. В плане он имеет также округлую форму с диаметром штокоподобного тела 6 × 7 км. Строение массива — концентрически-зональное с наличием дунитового ядра и окружающих перидотитов и пироксенитов. В количественном отношении дуниты преобладают [Андреев, 1987; Приходько и др., 1992]. Контакты между дунитами и пироксенитами сложные и разнообразные: четкие и расплывчатые, прямолинейные и заливчатые. Существуют зоны взаимопереходов.

Дуниты микроскопически весьма однородны, равномерно-зернистые с панидиоморфной структурой, слегка серпентинизированы (антигорит). Оливин образует полигональные идиоморфные зерна, нередко с полисинтетическими двойниками и совершенной спайностью. Постоянно отмечаются участки зерен хромита или же довольно крупные их скопления, реже пятна и прожилки талька (см. рис. 201—204). Среди перидотитов и пироксенитов развиты дайки косьвитов, сложенных моноклинным пироксеном (авгитом), титаномagnetитом, роговой обманкой и биотитом, встречаются зерна сфена [Авдонцев, Малич, 1989; Октябрьский и др., 1990].

**Чадский массив** расположен на юго-восточной окраине Алданского щита в бассейне р. Чад — левого притока р. Маймакан, впадающего в р. Мая. Он представляет собой тоже вертикальный шток размером 3 × 3,5 км среди субгоризонтально залегающих докембрийских вулканогенно-осадочных пород [Богомолов, 1963, 1968; Богомолов, Кицул, 1964; Колесник, 1975].

Морфологически массив представлен трубчатым телом, ядро которого диаметром до 2 км, состоит из дунитов, окруженных верлитами. Периферические зоны слагаются нормальными или щелочными габброидами, сиенитами и диоритами. Последние занимают наиболее удаленные участки и даже образуют небольшие самостоятельные интрузивные тела.

Дуниты слабосерпентинизированы, оливин представлен форстеритом при 7 % фаялитовой составляющей с небольшим количеством хромита и платины. Окружены дуниты почти сплошным кольцом пери-

дотитов и пироксен-оливиновых пород, которые имеют с ними сложные изогнутые контакты и, по мнению многих геологов, являются метасоматическими образованиями, сформированными в результате обменных реакций между дунитами и диоритами.

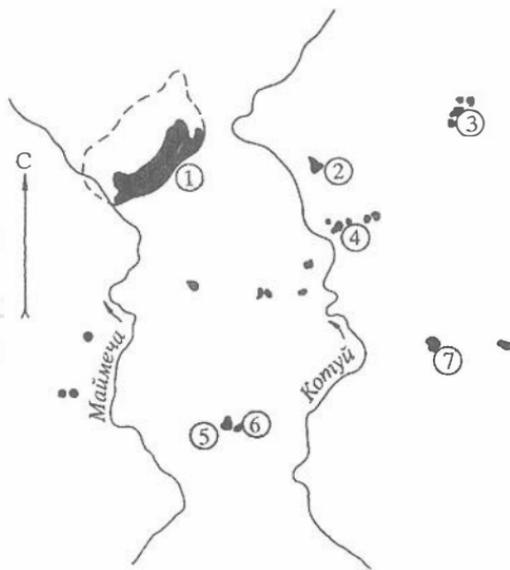
Под микроскопом заметно, что преобладают панидиоморфные структуры, реже встречаются порфириовидные и аллотриоморфные. Серпентинизация приводит к образованию петельчатых, параллельно-волоконистых и параллельно-чешуйчатых структур (см. рис. 205, 206).

## АНАБАРСКИЙ РАЙОН

Вторым районом размещения ультраосновных пород центрального типа может служить территория северо-западной части Анабарского щита. В бассейне р. Котуй по его правым и левым притокам находится около двух десятков массивов, среди которых известны и очень крупные тела: Гулинский, Бор-Урях, Кугда, Одихинча и значительно меньшие — Немакит, Кара-Мени, Быхыт, Западный и другие (фиг. 16).

Резко выделяется по размерам Гулинский массив, площадь обнажений которого составляет около 500 км<sup>2</sup>, а с учетом скрытых частей под мезо-кайнозойскими отложениями, по геофизическим и аэромагнитным данным, достигает 2000 км<sup>2</sup>. В его сложении участвуют разнообразные породы ультраосновного, щелочного состава и карбонатиты. Генетические вопросы становления этих пород и металлогения дискутируются и им посвящена многочисленная специальная литература [Бутакова, Егоров, 1962; Лапин А. В., 1963; Егоров и др., 1961; Егоров, 1964; Жабин, 1965; Ланда, 1967; Васильев, Золотухин, 1975; Марковский, Ланда, 1976]. Гулинский массив О. М. Гринев и др. [1994] считают вулканоплутоном, перспективным на золото-платиновое оруденение.

Дуниты и оливиниты занимают большую часть обнаженной площади, вытягиваясь широкой полосой 10 км на расстояние более 30 км. Они располагаются под меймечитами и



Фиг. 16. Схема расположения кольцевых интрузий ультраосновного состава Маймеча-Котуйской провинции (Анабар).

Массивы ультрабазитов: 1 — Гулинский, 2 — Одихинча, 3 — Немакит, 4 — Кугда, 5 — Бор-Урях, 6 — Кара-Мени, 7 — Маган и др.

перидотитами и фиксируются по обнажениям в пониженных частях рельефа. В составе пород преобладает оливин (до 95 %), встречается клинопироксен в виде единичных зерен и рудные минералы — титаномагнетит, хромит, ильменит. Имеются указания, что в протолочках проб ультраосновных пород присутствуют многочисленные акцессорные минералы — биотит, апатит, гранат, перовскит, сфен, циркон, пирит и др. [Кузнецов Ю. А., 1964; Гоньшакова, Егоров, 1968; Золотарев, 1971; Васильев, 1972].

Оливин в дунитах обычно сильно серпентинизирован, вплоть до образования мономинеральных серпентинитов, однако встречаются и свежие породы, лишенные следов серпентинизации. Там, где оливин почти свежий, он образует равномерно-зернистые или порфириовидные группы зерен с полигональными, овальными и неправильными формами кристаллов. Встречается оливин с тонкой и совершенной спайностью и с дендритоподобными скоплениями магнетита, выразителями структур распада. Среди серпентинитов преобладают лизардитовые разновидности нескольких генераций и антигорит пластинчатой, игольчатой и лучистой конфигураций (см. рис. 207—210).

Массив Бор-Урях — это сравнительно небольшое тело ультраосновных пород, расположенное примерно в 100 км южнее Гулинского массива. В плане оно имеет овальное, скорее грушевидное очертание с площадью 18—20 км<sup>2</sup>. Массив считается интрузией со всей атрибутикой, присущей магматическим образованиям, включающим зональное строение и контактовые воздействия на вмещающие кембрийские осадки [Ревердатто и др., 1966].

Центральная часть массива сложена крупнозернистыми породами, ближе к эндоконтактам — порфириовидными и мелкозернистыми. Состав пород везде более или менее однороден — это оливиниты в той или иной степени серпентинизированные и биотитизированные; иногда породы сложены клиногумитом (титан-оливином) в ассоциации с биотитом, флогопитом, сфеном и магнетитом [Прохорова и др., 1966].

Мелкие тела в Маймеча-Котуйском районе характеризуются сложностью и пестротой состава, главным образом щелочных пород, среди которых ультраосновные разновидности менее распространены. Они представлены оливинитами в виде прерывистых оторочек в эндоконтактах и пятнами в других частях. По мнению Ю. Р. Васильева и др. [1975], оливиниты среди нефелин-пироксеновых пород являются ксенолитами, оставшимися после замещения их клинопироксеном и флогопитом (см. рис. 211—214).

В воронкообразном массиве Немакит, например, расположенном на правобережье р. Маймеча, оливиниты составляют незначительную часть, образуя в плане серповидное тело по северному эндоконтакту и поля „ксенолитов”, разбросанных среди ийолит-мельтейгитов. Наличие блоков оливинитов, оставшихся от дезинтеграции более раннего ультраосновного массива, имеет место и в теле Кара-Мени, считающемся сателлитом массива Бор-Урях.

В других же массивах, где оливиниты не были обнаружены, их отсутствие может быть объяснено высокой степенью замещения первичных ультраосновных пород либо слабой обогащенностью тел и их еще недостаточной изученностью (см. рис. 215, 216).

Высказываются мнения, что в ультраосновных массивах центрального типа Алданского и Анабарского районов распространены две разновидности ультрамафитов — равномерно-зернистые дуниты и порфировидные неравномерно-зернистые оливиниты. Последние считаются вторичными породами, образованными в местах прошедших дислокаций и сдвиговых деформаций кристаллов оливина в дунитах и, как следствие, — их перекристаллизация [Бродская, Шнай, 1981].

# ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ ПОРОД ГИПЕРБАЗИТОВ ПО СКЛАДЧАТЫМ ОБЛАСТЯМ СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Складчатая область	Регион	№ на схеме (см. фиг. 1)	Кол-во	
			рисунков	хим. анализов
Алтай-Саянская	Салаир	1	12	10
	Кузнецкий Алатау	2	16	9
	Горный Алтай	3	16	8
	Тува	4	32	17
	Западный Саян	5	20	16
	Енисейский кряж	6	8	3
	Восточный Саян	7	12	11
	Бассейн р. Джида	8	12	7
Байкало-Витимская	Западное Прибайкалье	9	6	6
	Восточное Забайкалье	10	6	7
	Витимское нагорье	11	2	2
	Становой хребет	12	4	1
Дальний Восток	Приморье	13	10	5
	Сахалин		2	2
Северо-Восток	Чукотка	14	12	4
	Корякия и Хатырский пояс		12	4
	Камчатка	15	12	5
Сибирская платформа	Бассейн рек Алдан — Мая	16	12	5
	Бассейн рек Маймеча — Котуй	17	10	6
Всего			216	128

# ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ ПОРОД ГИПЕРБАЗИТОВ ПО РЕГИОНАМ И МАССИВАМ

Район	Пояс, зона	Название массива	Кол-во	
			рисунков	хим. анализов
1	2	3	4	5

## АЛТАЕ-САЯНСКАЯ ОБЛАСТЬ

Салаир	Центральная часть кряжа	Аламбайская группа Тогулсунгайский Уксунайская группа Мартыново-Шалап	11  1	10
Кузнецкий Алатау	Восточная часть	Горы Бархатная	4	4
		Горы Зеленая	6	2
Среднетерсинский (Чемодан)		4	2	
	Горная Шория	Викторьевский	1	
		Сеглебирский	1	1
Горный Алтай	Катунская	Айский Муха	1 3	1
	Теректинская	Кайтанакский	2	1
		Казнахтинский	1	
	Курайская	Узунуюкский	1	1
		Тютинский	2	1
		Чаганузунский	4	3
		Правый борт р. Чуя	2	1
Тува	Западно-Тувинский	Барлыкский	1	1
		Чаахольский	1	
Шагонарский		2	1	
	Каа-Хемский	Хоптинский Ужепский	3 1	3 1

1	2	3	4	5
	Южно-Тувинский	Агардагский Карашатский Тарлашкинский Улорский	4 2 4 2	1 1 2
	Хоральский	Тарысский Шишидгольский Билинский	4 4 4	3 2 2
Западный Саян	Абакан-Амыльский (Северный)	Большеарбатский Табатский Борусский Шушенская группа Кукшинский (Ергакский)	1 1 4 1 1	1 4
	Хемчикско- Куртушибинский (Южный)	Ак-Довуракский Алашский Иджимский Куртушибинский	4 4 2 2	4 3 2 2
Енисейский кряж	Южно-Енисейский	Амбетовский Верхнессурнихинский	4 2	1 1
	Северо-Енисейский	Березовский Предивинский Вороговский	1 1	1
Восточный Саян	Канский	Слизневский Базаихинский Акшепский Идарская группа	2	2
	Бирюсинский Онотский			
	Ийско-Тагульский	Малотагульский Большой Янгозин- ский Ключа Могильный	1 1	1
	Ильчирский (Восточно- Саянский)	Харанурский Улан-Сарьдагский Ильчирский Оспинско- Китойский	4 2 2	4 2 2
Джидинский	Северо-западная ветвь	Хангарульский Хамархудинский Харгагтинский Оронгодойский	2 4 2 2	1 2 1 1
	Юго-восточная ветвь	Цаганморинский Дархинтуйский	1 1	1 1

1	2	3	4	5
---	---	---	---	---

### БАЙКАЛО-ВИТИМСКАЯ ОБЛАСТЬ И СТАНОВОЙ ХРЕБЕТ

Байкальский	Западно-Прибайкальский	Приольхонский Кабаний	1	1
		Холоднинский	5	5
Забайкальский	Байкало-Муйская (Восточно-Забайкальская)	Парамский	2	2
		Келянский		
		Молодежный Шаманский	4	5
Витимское нагорье	Селенгино-Коларская	Гольцы	2	2
		Зумбуруки		
		Маректа		
		Маркетинский		
		Нельхинский		
		Ватагинский Бугарихтинский		
Становой хребет		Унахтинский	2	1
		Ключа Пихтовый	2	

### ПРИМОРЬЕ И О-В САХАЛИН

Приморье	Сихотэ-Алинь	Катэнский	4	2
		Анюйский	2	2
		Бикинский	3	1
		Ситуха	1	
Сахалин	Мыс Анива П-ов Шмидта	Ключа Водопадный	1	1
		Береговой	1	1

### КОРЯКСКО-КАМЧАТСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Чукотка	Западно-Чукотский	Валижген (гора Длинная)	2	
		Куюльский	2	1
		Устьбельский	4	2
		Пекульнейский	4	1
Корякия	Восточно-Чукотский	Горы Красной	1	1
		Тамватнейский	2	1
		Ягельный	1	
	Корякский	Чирьнайский	2	1
		Малонаучирьнайский	2	
Хатырский	Четкинваамский	4	1	

1	2	3	4	5
Камчатка	Валагинско-Пылгинская ветвь	О-ва Карагинский Линза Ветвей	4 2	1
	Олоторско-Камчатская ветвь	Гальмознанский Камчатский мыс	4 2	2 2

#### АЛДАНСКИЙ И АНАБАРСКИЙ РАЙОНЫ

Алданский	Массивы центрального типа	Инаглинский	5	2
		Кондерский	5	2
		Чадский	2	1
Анабарский	Массивы центрального типа	Гулинский	4	3
		Бор-Урях	4	2
		Кугда	2	1
Всего			216	128

# АВТОРСКИЙ КОЛЛЕКТИВ ФАКТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА ПОРОД АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ

Ф. И. О.	Номер рисунка
Агафонов Л. В.	181, 182, 187
Анцырев А. А.	45
Банников О. Л.	17, 18, 19, 20, 21, 23, 26, 27, 39, 40, 59, 61, 62, 185, 186, 189, 191, 192
Вартанова Н. С.	53
Васильев Ю. Р.	200, 203, 204, 208, 209, 210, 211, 212, 213, 214, 215, 216
Велинский В. В.	30, 31, 32, 54, 55, 56, 81, 82, 83, 84, 162, 163, 166, 168, 171, 175, 177, 178, 179, 180
Волохов И. М.	35, 47, 48
Гибшер А. С.	109, 110
Глазунов О. М.	115, 116
Гончаренко А. И.	117, 118, 119, 121, 123, 124, 125
Гора М. П.	13, 16, 22, 29
Грудинин М. И.	141, 142
Гурулев С. А.	135, 136
Гусев Н. И.	36
Даценко В. М.	104, 105, 106, 111, 112
Зимин С. С.	147, 148, 149, 150, 151, 152, 153, 154, 155
Иванов В. М.	12, 46
Ковязин С. В.	24, 25
Колесник Ю. Н.	120, 122, 126, 127
Корнев Т. Я.	103
Кривенко А. П.	195, 196, 197, 198, 199, 202
Кужугет К. С.	49, 50, 65, 66, 67, 68
Кузнецов В. А.	42
Кузнецов П. П.	63, 95, 96
Лапин Б. Н.	14, 15, 37, 38, 41, 43, 44
Лагута О. Н.	207
Леснов Ф. П.	159, 160, 176, 183, 184
Лоскутов И. Ю.	1, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11

Ф. И. О.	Номер рисунка
Луцкина Н. В.	143, 144, 145, 146
Меляховецкий А. А.	69, 70, 71, 72, 132
Ойдуп Ч. К.	51, 52
Пинус Г. В.	80, 97, 98, 99, 100, 101, 102, 107, 108, 128, 161, 164, 165, 167, 169, 170, 172, 173, 188
Подцибаستنкова Е. А.	33, 34, 85, 86, 87, 88, 89, 90, 91, 92
Постников А. Н.	134
Пругов В. П.	201, 205, 206
Пугачева Е. Е.	137, 138, 139, 140
Семенов Г. Г.	78
Семенов М. И.	73, 74, 75, 76
Сибилев А. К.	93, 94
Сидоров Е. Г.	190
Силкин В. Г.	174
Смышляев В. И.	77
Стрельцов М. И.	157, 193, 194
Стрельцов Т. М.	158
Ступаков С. И.	57, 58, 60, 64
Сутурин А. Н.	113, 114
Фремд Г. М.	28
Цыганков А. А.	129, 130, 131, 133
Чмырев В. М.	156
Щеглов А. П.	79
Ярославцева Е. М.	2

## ПЕРЕЧЕНЬ СТРУКТУР ПОРОД АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ

**Аллотриоморфная** структура. Термин употребляется для характеристики полнокристаллических равномерно-зернистых, порфиризовидных и порфиризовых пород. Структура отражает строение, при котором породообразующие минералы лишены собственных кристаллографических очертаний и имеют близкоизометричные формы (см. рис. 36, 69, 73, 115, 119, 184, 205).

**Апо** — приставка, указывающая на значительное изменение породы, в которой по реликтам или продуктам изменения угадывается первичный состав и строение. Изменение может быть сильным вплоть до полной замены вторичными минералами. Для ультраосновных пород такими минералами являются серпентин различных модификаций, тальк, хлорит, асбест, магнетит, карбонат, амфибол, а также оливин второй генерации.

**Бласт** — приставка к слову, обозначающая изменение структуры породы в результате перекристаллизации ее в твердом состоянии. Употребляется либо как префикс, либо как суффикс. В переводе с греческого — расти или прорасти из зачатка.

**Бластпорфировая** структура — общий термин для структур метаморфизованных горных пород, первичное строение которых восстанавливается по реликтам состава и габитуса породообразующих минералов. Степень изменения может быть различной: от едва уловимых признаков до глубоко измененных пород с едва проглядываемой начальной структурой и составом (см. рис. 9, 28, 37, 62б, 70, 77, 123, 141, 143, 190).

**Брекчиевая** структура (текстура) показывает обломочное строение породы, в различной степени затушеванное вторичными процессами изменения. В ультраосновных породах процессы серпентинизации сглаживают брекчиевое строение, которая воспринимается как реликтовая (см. рис. 47, 90, 144, 161, 183, 210).

**Волокнистая** структура — общий термин любых пород, сложенных из тончайших листочков слюдястых минералов, которые как волокна переплетены друг с другом. Применяется главным образом для характеристики строения серпентинитов; для пород же богатых хлоритом и серицитом более употребим термин немато- и фибробластовые струк-

туры, выражающие их динамометаморфический генезис (см. рис. 30, 53, 64, 156).

**Гетеробластовая** — разновидность кристаллобластовой структуры, в которой компоненты перекристаллизованной породы имеют различные размеры. Термин предложен Бекке (см. рис. 58, 74, 142).

**Гипидиоморфная** — общий термин структуры полнокристаллических пород, для которых характерна различная степень идиоморфизма минералов по отношению друг к другу. При характеристике пород ультраосновного состава применяется в исключительных случаях и только для перидотитов (см. рис. 38, 95, 113, 152, 162, 169).

**Гломеробластовая** структура — разновидность кристаллобластовой, в которой часть крупных кристаллобластов собраны кучками и беспорядочно распределены среди мелкозернистой, мелкочешуйчатой основной массы (см. рис. 59, 62, 164).

**Гломеропорфиновая** структура характеризует порфиновые породы, в которых первичные вкрапленники сгруппированы в зернистые агрегаты. Среди ультраосновных пород встречается редко (см. рис. 158).

**Гранобластовая** структура [Бекке, 1903]. Широкий термин для пород метаморфического и гидротермального генезиса. Структура показывает моно- или полиминеральный состав зерен, большинство которых имеют различный идиоморфизм и кристаллографические очертания, различные размеры и оптическую ориентировку (см. рис. 19, 266, 62а, 68б, 140б, 189).

**Друзитовая** структура характеризует эффект нарастания одного минерала на другой, в результате их последовательной кристаллизации, разделенной временным интервалом. Большинство исследователей считает первично-магматической (см. рис. 173).

**Зонально-кольцевая** микроструктура некоторых серпентинитов, выраженная в виде мелких шаров-колец антигорита и хризотила, чередующихся между собой. Такие образования расположены среди параллельно- и поперечно-волоконистой серпентиновой массы (см. рис. 41, 44, 194).

**Игольчатая** структура показывает тонкую, резко удлиненную форму минералов (антигорит, волластонит), слагающих породу полностью или частично. Название было предложено Андреа в 1921 г. Г. Л. Падалка применил ее для характеристики строения ультраосновных пород. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг и Э. А. Струве [1963] трактовали, как синоним волокнистой, а Ю. Ир. Половинкина такой термин считает излишним (см. рис. 17, 31, 67, 69, 118, 120).

**Квадратно-гнездовая** структура — разновидность петельчатой или решетчатой, у которой кроме решетчатой фигуры замещения оливина серпентином имеются квадраты целых обособлений, подчеркнутых плоскопараллельным расположением чешуек антигорита. Обычно выражена небольшими участками и пятнами среди других взаимоотношений минералов (см. рис. 24а, 48, 85, 128, 157, 159, 163).

**Келифитовая** структура (ореховая скорлупа). Вторичная структура, характеризующаяся развитием каевок радиально-лучистого строе-

ния в местах соприкосновения различных минералов: пироксена и плагиоклаза, плагиоклаза и оливина. Каемки могут быть сложены амфиболом, пироксеном, хлоритом, зернами хромшпинели и др. Встречаются простые и сложные (двойные и тройные) каемки, которые образуются в результате взаимодействия в твердой фазе (синоним коронарная). Иногда такую структуру отождествляют с венцовой и друзитовой, что является неправильным, ибо последние считаются первично-магматическими каемками обрастания одного минерала другим (см. рис. 133, 166).

**Кластобластическая** структура подчеркивает мелкодробленый характер породообразующих минералов, частичную и дифференцированную их перекристаллизацию с образованием структур бластеза. Более всего характерна для пород мономинерального состава (дуниты, оливиниты) (см. рис. 144, 190).

**Конвертообразная** — либо структура „песочных часов”. Особое расположение чешуйчатых или пластинчатых минералов, напоминающих склеенный конверт с тыльной стороны. Встречается в комбинации с другими типами строений и сочетаний (см. рис. 7, 41, 44, 52, 76, 146а, 176).

**Конского хвоста** структура — термин заимствован из рудной геологии. Она показывает под микроскопом расположение на концах осевой линии слюдистых и чешуйчатых минералов, выполненных в перевернутом зеркальном отображении (см. рис. 186).

**Кристаллобластовая** — наиболее общий термин структур для пород, измененных под воздействием различных процессов, вызвавших их перекристаллизацию в твердом состоянии (бластез). В зависимости от размеров, формы, габитуса и состава минералов различают грано-, лепидо-, немато-, фибробластовую и другие комбинированные разновидности (см. рис. 16, 88, 94).

**Ленточная** структура (текстура) обозначает полосатое строение, в котором слюдистые, чешуйчатые и другие листоватые минералы располагаются параллельно или субпараллельно друг к другу и вытянуты в одном направлении. Среди ультраосновных массивов наиболее распространены породы, сложенные серпентином лизардитовой разновидности (см. рис. 86а).

**Лепидобластовая** — это разновидность кристаллобластовой структуры, характеризующейся развитием листоватых и мелкочешуйчатых минералов, в первую очередь таких как хлорит, серицит, серпентин, тальк и др. Их образование объясняется процессами перекристаллизации и изменения первичных породообразующих минералов (см. рис. 28, 37, 44, 71, 88, 118а, 170, 192).

**Лепидогранобластовая** — смешанная структура, представленная двумя разновидностями лепидо- и гранобластовой, характеризующимися наличием в породе минералов пластинчатой и изометричной формы. Распространена очень широко среди измененных метаморфизованных и метаморфических пород различного состава, в том числе и среди гипербазитов (см. рис. 27, 35, 66, 67, 72, 92, 99, 102, 121, 132, 139).

**Листоватая** структура — разновидность пород, сложенных чешуйками и листочками слюд хлорита, талька, серпентина и др. Различают грубо-, мелко- и тонколистоватую, параллельно- и спутанно-листоватую разновидности (см. рис. 35, 114).

**Метельчато-лучистая** структура была предложена для характеристики строения серпентинитов, сложенных листочками антигорита. Их расположение, суженных у одного конца и расходящихся в стороны у другого, создает подобие метелочек либо напоминает веера, связки и полусферолитовые пучки и даже сферолиты (см. рис. 5, 9, 18, 32, 82, 100б, 124, 129, 176).

**Мозаичная** структура — широкий термин для обозначения метаморфизованных пород, в которых прошли глубокие преобразования. Бекке считал, что она является синонимом гранобластовой. Джексон применил ее и для характеристики структуры ультраосновных пород дунитов, утративших свой первоначальный состав и строение. Вторичный минерал — серпентин — образует соприкасающиеся близкоразмерные скопления (плашки), расположенные беспорядочно (см. рис. 36, 134).

**Мостовая** структура. Разновидность гранобластовой, в которой распространены округлые, близко изометричные или полигональные зерна, мало отличающиеся друг от друга по размерам. Оптическая ориентировка зерен разнообразная (см. рис. 19, 39, 196, 200).

**Неравномерно-зернистая** — широкий термин для структур зернистых пород любого состава. Встречается она и среди гипербазитов (дунитов и перидотитов), слабо затронутых процессами изменения. Характерным для нее является наличие зерен различного размера и габитуса. Преобладают неправильные и изометричные, хотя встречаются и почти идиоморфные зерна (см. рис. 17).

**Остаточная или палимпсестовая** структура. Употребляется для характеристики метаморфизованных пород, у которых сохранились реликты первичного строения и состава. У большинства измененных ультраосновных пород она показывает остатки (островки) неизмененного оливина при его серпентинизации (см. рис. 79, 112, 119).

**Паковая** структура — для пород ультраосновного состава вводится впервые. Она выражается в наличии многочисленных мелких шестоватых кристаллов оливина, тесно соприкасающихся друг с другом и образующих крупные индивидуализированные скопления. Все зерна таких скоплений показывают близкую или одинаковую оптическую ориентировку (см. рис. 21, 22, 57, 65).

**Панидиоморфная** структура введена Г. Розенбушем в 1887 г. Эта структура, в которой все, или почти все, составные части породы представлены идиоморфными кристаллами, обладающими собственными ограничениями. Она весьма характерна для некоторых, слабоизмененных дунитов и перидотитов (см. рис. 2, 11, 18, 26а, 39, 53, 56, 60, 83, 89, 117, 130, 135, 140а, 151, 185, 193, 206).

**Параллельно-волоконистая** структура (текстура) — разновидность волокнистой, у которой из слюдястых минералов различного размера

получаются заметные полосы, параллельно расположенные друг к другу (см. рис. 23, 29, 84, 204, 214).

**Параллельно-призматическая** — структура полнокристаллических пород, в которых расположение порообразующих минералов, имеющих форму призм, уподобляется параллельной ориентировке относительно друг друга. Среди ультраосновных пород эта структура распространена довольно широко (см. рис. 2, 24б, 63, 111, 138, 213).

**Перекрыженно-чешуйчатая** структура. Она характеризует серпентинизацию оливина в дунитах и перидотитах антигоритом, располагающимся в виде взаимно перекрещивающихся чешуек (см. рис. 11, 15, 86б, 127).

**Петельчатая** структура введена Вейгандом в 1875 г. и получила всеобщее признание. Она показывает форму разложения зерен оливина в дунитах или перидотитах серпентином по трещинам, образующим переплетающиеся полосы в виде овалов и петель. Кроме серпентина по этим же трещинкам иногда развиваются хлорит, рудная пыль или их небольшие скопления (см. рис. 12, 14, 46, 167, 168, 195, 202, 209).

**Пламенеvidная** структура серпентина в ультраосновных породах встречается довольно часто. В них антигорит имеет вид всплесков пламени, сложенный из широких и длинных лучей и полос с неясными ограничениями либо рваными окончаниями и неровным, но плавным угасанием этих лучей (см. рис. 91, 172).

**Пластинчатая** структура характеризует сложение ультраосновных пород, представленных серпентином пластинчатого габитуса, главным образом лизардитом. Термин этот широкого применения, ибо фигуры пластинок, их взаимоотношения могут быть различными: конвертообразными, параллельно-пластинчатыми и др. (см. рис. 42б, 93, 106, 134, 142, 176).

**Плоскопараллельная** структура — разновидность волокнистой, в которой слагающие породу минералы волокнистого габитуса расположены относительно друг друга по некоторым плоскостям, образующим стопочки и пачки (см. рис. 32, 98).

**Пойкилитовая** структура по Дж. Вильямсу означает средн- или мелкозернистую породу, в которой одна минеральная группа (пироксен, роговая обманка, плагиоклаз и др.) включает другую, обладающую меньшими размерами (плагиоклаз, оливин, ромбический или моноклинный пироксен). В отличие от пегматитовой структуры включенные кристаллы оптически распределены беспорядочно. Структура такая встречается в кристаллических образованиях любого состава, в том числе и среди пород, слагающих гипербазитовые массивы (см. рис. 49, 50, 68б, 74, 75, 95, 109, 131, 148, 150, 171, 197, 211, 215).

**Поперечно-волокнистая** структура — разновидность волокнистой, у которой часть волокон серпентина (антигорита) расположены поперек параллельных полос, создающих главную основу породы: лизардитовая разновидность серпентина — поперечно-пластинчатую структуру, а хризотилловая — поперечно-прожилковую (см. рис. 4, 6а, 33, 42б, 55, 81, 101, 110, 129, 140б, 165, 179).

**Поперечно-прожилковая** структура — разновидность серпентинизированных гипербазитов, сложенных из двух или более модификаций серпентина, заполняющих трещинки и промежутки между ними (см. рис. 48а, 54, 78, 136, 191, 198, 199).

**Порфиробластовая** структура показывает наличие крупных новообразований кристаллов в глубоко метаморфизованной породе, основная ткань которой сложена мелкозернистым и мелкочешуйчатым агрегатом. Порфиробласты могут быть идиоморфными и ксеноморфными, полностью или частично оформленными, несущими следы неоконченного роста (см. рис. 20, 51, 82, 92, 118б, 123, 125, 134).

**Порфиرويدная** структура характеризует полнокристаллические неравномерно-зернистые породы, в которых среди мелко- и среднезернистой массы располагаются заметно крупные индивиды. В дунитах и перидотитах такие зерна представлены оливином и пироксеном. Структура распространена в породах, участвующих в сложении крупных гипербазитовых массивов (см. рис. 2, 36, 105, 106, 115, 147, 153, 200).

**Призматически-зернистая** структура приложима к породам обычно мономинерального состава, в которых габитус породообразующих минералов имеет вид призматически вытянутых и клиновидных идиоморфных зерен, беспорядочно расположенных относительно друг друга [Левинсон-Лессинг, 1928]. При наличии других минералов может приобретать облик гипидиоморфной (см. рис. 60, 116, 212).

**Псевдоморфная** структура. Название предложено Линдгреном для порфиرويدных и порфирировых пород, крупные кристаллы которых представлены в настоящем полной псевдоморфозой другого минерала заместителя. В гипербазитовых массивах породы с такой структурой распространены довольно широко и главным образом среди гарцбургитов и лерцолитов, ромбический пироксен которых замещен на бастит (см. рис. 42б, 52, 64).

**Пятнистая** текстура характеризуется наличием пятен в основной матрице, отличающихся своим составом или даже структурой. В ультраосновных породах она распространена в серпентинитах, в которых одна разновидность серпентина содержит другую, или в серпентине находятся пятна хлорита, талька и даже скопления рудного минерала, главным образом магнетита (см. рис. 27, 32, 90).

**Радиально-лучистая и радиально-пластинчатая** структура показывает наличие тонкочешуйчатых и пластинчатых минералов (талька, лизардита, антигорита) в породе, расположенных по радиусам вокруг некоторых центров, имеющих вид расходящихся пучков и метелочек (см. рис. 32, 34, 40, 80, 96).

**Разъедания.** Структура (синоним заливчатая) заимствована из терминологии по осадочным породам. Она выражена в заметной серпентинизации и оливинизации перидотитов, пироксенитов, пироксен которых имеет остаточные неправильные формы зерен. Края таких зерен извилистые с бухтами „разъедания”, заливами и трещинками. Струк-

тура распространена очень широко (см. рис. 13, 26, 43, 50, 58, 74, 95, 100, 113, 149, 155, 177).

**Решетчатая** — вторичная структура, образованная при распаде и разложении порообразующих минералов. Очень характерна для серпентинитов, в которых расположение составных частей антигорита, хризотила, лизардита и других напоминает рисунок решетки (см. рис. 25, 40).

**Свилеватая** (флазерная) структура предложена Ю. Ир. Половиной [1966]. Она характеризуется волнообразно направленным расположением слюдястых минералов (хлорит, серпентин, тальк и др.), образующих линзовидные и чечевицеобразные формы, выполненные зернистыми или пластинчатыми минералами (см. рис. 3, 104, 180).

**Сетчатая** структура — термин многих разновидностей серпентинитовых пород, первично составлявших дуниты и перидотиты. Название само себя и объясняет — серпентиновые минералы образуют сетку. Может служить синонимом решетчатой структуры. Распространена очень широко (см. рис. 42а, 48б, 53, 59).

**Сидеронитовая** структура характеризует сложение полнокристаллических пород основного и ультраосновного состава, в которых рудный минерал обладает резким ксеноморфизмом и находится в таком количестве, что является цементом для других порообразующих минералов. В массивах альпинотипных гипербазитов подвижных зон сидеронитовая структура неизвестна. Встречается только в дунитах интрузий центрального типа Анабарского района (см. рис. 207, 216).

**Спутанно-волоконистая** структура показывает изогнутые тончайшие волокна серпентина или амфибола; они сложно перепутаны между собой, меняя направление на очень коротком расстоянии. В сумме, однако, перепутанные агрегаты выдерживают какое-либо господствующее направление. Для хлорит-мусковитовых сланцев применяется название нематобластовая, а для серпентинитов спутанно-волоконистая (см. рис. 8, 10, 31, 78, 97, 103, 108, 111, 118, 136, 154, 160, 186).

**Сферолитовая** структура — такая особенность строения породы, в которой имеют место сферические образования, сложенные волокнами с игольчатым шестоватым габитусом одного или двух минералов. Обычно название сферолитовая структура применяется при характеристике кислых эффузивов и пород жерловых массивов, однако она имеет место и среди гипербазитов. В известной мере может служить синонимом радиально-лучистой структуры (см. рис. 5, 87).

# СПИСОК ИЛЛЮСТРАЦИЙ

Номер		Массив	Порода	Хим. анализ	Автор коллекции
рис.	образца				
1	2	3	4	5	6

## АЛТАЕ-САЯНСКАЯ ОБЛАСТЬ

### Салаир

1	С-62-21	Тогоулсунгайский	Апогарцбургит	+	И. Ю. Лоскутов
2	С-2093	То же	Дунит	+	Е. М. Ярославцева
3	С-17-99	»	Серпентинит	+	И. Ю. Лоскутов
4	С-8-40	»	То же	+	И. Ю. Лоскутов
5	С-2037-41	»	»		И. Ю. Лоскутов
6	34-14-86	»	»	+	И. Ю. Лоскутов
	38-6-86	»	»	+	И. Ю. Лоскутов
7	31-7-88	»	»	+	И. Ю. Лоскутов
8	И-102-87	»	»	»	И. Ю. Лоскутов
9	И-76-87	»	»	+	И. Ю. Лоскутов
10	К-11-5-87	»	»	+	И. Ю. Лоскутов
11	И-11-1-88		Пироксенит	+	И. Ю. Лоскутов
12	И-254	Мартыново-Шалап	Гарцбургит		В. М. Иванов

### Кузнецкий Алатау

13	48-84	Горы Бархатная	Дунит	+	М. П. Гора
14	1093	То же	Гарцбургит	+	Б. Н. Лапин
15	1052	»	Серпентинит	+	Б. Н. Лапин
16	33/84	»	Брейнерит-антигоритовая порода	+	М. П. Гора
17	6306-80	Горы Зеленая	Оливинит		О. Л. Банников
18	331-80	То же	То же		О. Л. Банников
19	618-80	»	»		О. Л. Банников
20	628-80	»	Дунит	+	О. Л. Банников
21	707-80	»	То же		О. Л. Банников

1	2	3	4	5	6
22	325-80	Горы Зеленая	Дунит	+	М. П. Гора
23	39/1	Среднетерсинский	Серпентинит		О. Л. Банников
24	46/1	То же	»	+	С. В. Ковязин
	61/1	»	»	+	С. В. Ковязин
25	1003	»	Дунит		С. В. Ковязин
26	1015	»	Пироксенит		О. Л. Банников
	1016	»	»		О. Л. Банников

#### Горная Шория

27	Л-12-63	Викторьевский	Апогарцбургит		О. Л. Банников
28	8/24	Сеглебирский	»	+	Г. М. Фремд

#### Горный Алтай

29	78-4-88	Айский	Серпентинит	+	М. П. Гора
30	2-5	Муха	То же		В. В. Велинский
31	2-11	То же	»		В. В. Велинский
32	1-6	»	Карбонат-серпентиновая порода		В. В. Велинский
33	90-17-3	Кайтанакский	Серпентинит		Е. А. Подцибащенко
34	90-19-2	»	»	+	Е. А. Подцибащенко
35	508-11	Казнахтинский	Тальк-хлорит-серпентиновая порода		И. М. Волохов
36	8265-3	Узунуюкский	Верлит	+	Н. И. Гусев
37	Б-91-11	Тютинский	Серпентин-амфиболовая порода		Б. Н. Лапин
38	Б-91-13	То же	Вебстерит	+	Б. Н. Лапин
		»	»		Б. Н. Лапин
39	503-78	Чаганузунский	Дунит		О. Л. Банников
40	500-2-78	То же	Серпентинит		О. Л. Банников
41	ЧУ-1-88	»	То же	+	Б. Н. Лапин
42	704-2	»	»	+	В. А. Кузнецов
	807-1	»	»	+	В. А. Кузнецов
43	Б-91-8	Правый борт р. Чуя	Верлит	+	Б. Н. Лапин
44	Б-91-6	»	Серпентинит		Б. Н. Лапин

#### Тува

45	А-25	Барлыкский	Оливинит	+	А. А. Анцырев
46	И-58	Чаахольский	Серпентинит		В. М. Иванов
47	12-65	Шагонарский	Брекчия		И. М. Волохов

1	2	3	4	5	6
48	354	Шагонарский	Серпентинит		И. М. Волохов
	38-300	»	»	+	И. М. Волохов
49	340-1	Хоптинский	Верлит	+	К. С. Кужугет
50	205	То же	Пироксенит	+	К. С. Кужугет
51	К-204	»	Серпентинит	+	Ч. К. Ойдул
52	У-11	Ужепский	»	+	Ч. К. Ойдул
53	309-1	Агардагский	Дунит	+	Н. С. Вартанова
54	15д-76	То же	Серпентинит		В. В. Велинский
55	6в-76	»	»		В. В. Велинский
56	186-76	»	Хромшпинель		В. В. Велинский
57	СК-5-89	Карашатский	Оливинит	+	С. И. Ступаков
58	СК-16-89	»	Пироксенит		С. И. Ступаков
59	Б-16-9-89	Бай-Дагский	Дунит		О. Л. Банников
60	С-3-А	»	Оливинит	+	С. И. Ступаков
61	Б-23-2	Тарлашкинский	Тальк-оливино- вая порода		О. Л. Банников
62	Б-10-89	Корсакский	Оливинит	+	О. Л. Банников
	Б-16-11-89	Кызыл-Дуруг- Дагский	»		О. Л. Банников
63	239	Улорский	Дунит		П. П. Кузнецов
64	С-47/2-89	»	Серпентинит		С. И. Ступаков
65	060	Тарысский	Оливинит	+	К. С. Кужугет
66	073	То же	Дунит	+	К. С. Кужугет
67	071	»	Карбонат-сер- пентиновая порода	+	К. С. Кужугет
68	073/1	»	Дунит		К. С. Кужугет
	073/1	»	Оливин-карбо- натная порода		К. С. Кужугет
69	М-1408-3	Шишхидгольский	Дунит	+	А. А. Меляховецкий
70	М-1407-2	То же	»		А. А. Меляховецкий
71	М-1410	»	Серпентинит		А. А. Меляховецкий
72	М-1621	»	Карбонат-сер- пентиновая порода	+	А. А. Меляховецкий
73	50282	Билинский	Дунит	+	М. И. Семенов
74	501811	То же	Гарцбургит		М. И. Семенов
75	491181	»	Шрисгеймит	+	М. И. Семенов
76	501225	»	Серпентинит		М. И. Семенов

Западный Саян

77	А-10/1	Большеарбатский	Дунит		В. И. Смышляев
78	Т-111/2	Табатский	Серпентинит	+	Г. Г. Семенов
79	Ш-218/1	Шушенский, безым. линза	Аподунит		А. П. Щеглов

1	2	3	4	5	6
80	К-18/4	Кукшинский	Серпентинит		Г. В. Пинус
81	7-85	Борусский	Дунит	+	В. В. Велинский
82	51а-85	То же	Гарцбургит	+	В. В. Велинский
83	3а-85	»	»	+	В. В. Велинский
84	22-85	»	Серпентинит	+	В. В. Велинский
85	А-73	Ак-Довуракский	Дунит	+	Е. А. Подцибаستنкова
86	А-74	То же	Серпентинит		Е. А. Подцибаستنкова
	А-84	»	То же	+	Е. А. Подцибаستنкова
87	А-113	»	»	+	Е. А. Подцибаستنкова
88	А-142/2	»	»	+	Е. А. Подцибаستنкова
89	Л-44-1	Аржанский	Апогарцбургит	+	Е. А. Подцибаستنкова
90	Л-78-5в	»	Серпентинит	+	Е. А. Подцибаستنкова
91	Л-20-1	Алашский, безымянная линза	»	+	Е. А. Подцибаستنкова
92	Т-21	»	Карбонат-серпентиновая порода		Е. А. Подцибаستنкова
93	704	Иджимский	Серпентинит	+	А. К. Сибилев
94	705	»	»	+	А. К. Сибилев
95	Ж-5	Кургушибинский	Верлит	+	П. П. Кузнецов
96	Г-33	»	Серпентинит	+	П. П. Кузнецов

#### Енисейский край

97	43-б	Амбетовский	Серпентинит		Г. В. Пинус
98	42-в	То же	»		Г. В. Пинус
99	40-а	»	Дунит	+	Г. В. Пинус
100	24-б	»	Верлит		Г. В. Пинус
	30-а	»	Апогарцбургит		Г. В. Пинус
101	9-а	Верхнесурнинский	Серпентинит	+	Г. В. Пинус
102	13-е	»	Дунит-серпентиновая порода		Г. В. Пинус
103	787-1	Березовский	Серпентинит		Т. Я. Корнев
104	Е-1 (3)	Предивинский	»	+	В. М. Даценко

#### Восточный Саян

105	128	Безымянный массив Идарского комплекса	Лерцолит	+	В. М. Даценко
106	98	»	Апогарцбургит	+	В. М. Даценко
		»	»		В. М. Даценко
107	П-42/4	Малотагульский	Дунит	+	Г. В. Пинус
108	П-52/2	Ийско-Тагульский	Карбонат-талк-серпентиновая порода		Г. В. Пинус

1	2	3	4	5	6
109	Б-28/4	Харанурский, безымянное тело	Шрисгеймит	+	А. С. Гибшер
110	Б-21/2	То же	Апогарцбургит	+	А. С. Гибшер
	Б-21/1	»	»	+	А. С. Гибшер
111	Б-1	»	Дунит серпенти- низированный	+	В. М. Даценко
112	Е-1	»	Серпентинит		В. М. Даценко
113	2834-5	Ильчирский	Гарцбургит	+	А. Н. Сутурин
114	4061/1	»	Серпентинит	+	А. Н. Сутурин
115	1095	Оспинский	Дунит	+	О. М. Глазунов
116	1053г	»	Гарцбургит	+	О. М. Глазунов

#### Джидинский район

117	Хр-34/4	Хангарульский	Дунит	+	А. И. Гончаренко
118	Хр-37/1	То же	Серпентинит		А. И. Гончаренко
	Хр-42/1	»	Оливин-серпенти- новая порода		А. И. Гончаренко
119	Хм-10/2	Хамархудинский	Дунит серпенти- низированный	+	А. И. Гончаренко
120	Кл-35	То же	»	+	Ю. Н. Колесник
121	Хм-3/1	»	Серпентинит оливинизиро- ванный		А. И. Гончаренко
122	Кл-28	»	Карбонат-сер- пентиновая порода		Ю. Н. Колесник
123	Хг-83/2	Харгантинский	Апогарцбургит	+	А. И. Гончаренко
124	Хг-81/1	»	Серпентинит		А. И. Гончаренко
125	Ор-95/4	Оронгодойский	Дунит		А. И. Гончаренко
126	1752/3	»	Серпентинит	+	Ю. Н. Колесник
127	1840-4	Дархинтуйский	»	+	Ю. Н. Колесник
128	2015-3	Цаганморинский	Апогарцбургит	+	Г. В. Пинус

#### БАЙКАЛО-ВИТИМСКАЯ ОБЛАСТЬ

129	Н-664-е	Нюрундуканский	Серпентинит	+	А. А. Цыганков
130	Н-671-а	Яршинский	»	+	А. А. Цыганков
131	Н-671-ж	»	Гарцбургит	+	А. А. Цыганков
132	Н-506-1	Курлинский	Серпентин- тальк-оливино- вая порода	+	А. А. Меляховецкий
133	ТМ-8/89	Тонкий мыс	Троктолит	+	А. А. Цыганков
134	4-28/1	Кабаний	Апогарцбургит	+	А. Н. Постников
135	436	Парамский	Дунит	+	С. А. Гурулев
136	507	»	Серпентинит	+	С. А. Гурулев
137	Ш-26/1	Шаманский	Дунит	+	Е. Е. Пугачева

1	2	3	4	5	6
138	31/3	Шаманский	Дунит	+	Е. Е. Пугачева
139	39/4	»	Тальк-амфибол-оливиновая порода	+	Е. Е. Пугачева
140	21/1	»	Пироксенит	+	Е. Е. Пугачева
	28/1	»	Оливин-серпентиновая порода	+	Е. Е. Пугачева
141	4519	Гольцы	Тальк-амфибол-оливиновая порода	+	М. И. Грудинин
142	4523-в	»	Серпентинит	+	М. И. Грудинин

#### ОБЛАСТЬ СТАНОВОГО ХРЕБТА

143	У-30-14/2	Унахтинский	Серпентинит	+	В. Н. Луцкина
144	У-24/4	»	Брекчия серпентинитовая		В. Н. Луцкина
145	П-8-74	Ключа Пихтовый	Серпентин и асбест		В. Н. Луцкина
146	П-3-74	То же	Серпентинит		В. Н. Луцкина
	П-5-74	»	Апоперидотит		В. Н. Луцкина

#### ДАЛЬНИЙ ВОСТОК (ПРИМОРЬЕ И О-В САХАЛИН)

Область хребта Сихотэ-Алинь

147	С-1295/5	Анойский	Оливинит	+	С. С. Зимин
148	С-1298/2	»	Верлит		С. С. Зимин
149	С-1339/2	Катэнский	Лерцолит	+	С. С. Зимин
150	С-1325/4	То же	Шрисгеймит	+	С. С. Зимин
151	С-1325/26	»	Ортопироксенит		С. С. Зимин
152	С-1328/2	»	Вебстерит	+	С. С. Зимин
153	С-312/3	Бикийский	Верлит		С. С. Зимин
154	С-321/6	»	Гарцбургит		С. С. Зимин
155	С-1351/2	Безымянный, р. Ситуха	Лерцолит		
156	4044	Безымянный, Бикийская зона	Серпентинит	+	В. М. Чмырев

Остров Сахалин

157	23е/84	П-ов Шмидта	Гарцбургит	+	М. И. Стрельцов
158	3-1-90	Мыс Анива	Апогарцбургит	+	Т. М. Стрельцов

#### КОРЯКСКО-КАМЧАТСКАЯ ОБЛАСТЬ

Западно-Чукотский пояс

159	831	Горы Длинная	Гарцбургит		Ф. П. Леснов
160	831-1	»	Серпентинит		Ф. П. Леснов

1	2	3	4	5	6
161	31 (3)	Куюльский	Серпентинит		Г. В. Пинус
162	600	То же	Гарцбургит	+	В. В. Велинский
	611-А	»	»		В. В. Велинский
163	138	Устьбельский	Дунит		В. В. Велинский
164	29(2)	То же	Оливин-амфибол-серпентиновая порода		Г. В. Пинус
	29(1)	»	Оливинит	+	Г. В. Пинус
165	№ 1	»	»	+	Г. В. Пинус
166	50	»	Троктолит		В. В. Велинский
167	242в	Пекульнейский	Верлит		Г. В. Пинус
168	65б	То же	Дунит	+	В. В. Велинский
169	259	»	Пироксенит		Г. В. Пинус
170	945а	»	Серпентинит		Г. В. Пинус

#### Корякский пояс

171	В-197а	Горы Красной	Гарцбургит	+	В. В. Велинский
172	856б	р. Ягельная	Серпентинит		Г. В. Пинус
173	33а	Тамватнейский	Лерцолит	+	Г. В. Пинус
174	104а	»	Серпентинит		В. Г. Силкин
175	В-82б	Чирынайский	Апогарцбургит	+	В. В. Велинский
176	503	»	Серпентинит		Ф. П. Леснов
177	187	Малонаучиринский	Гарцбургит		В. В. Велинский
178	180д	»	Серпентинит, брекчия		В. В. Велинский

#### Хатырский пояс

179	88-2	Четкинваамский	Серпентинит		Л. В. Агафонов
180	78-3	То же	То же		Л. В. Агафонов
181	71	»	»		В. В. Велинский
182	168а	»	Гарцбургит	+	В. В. Велинский

### КАМЧАТСКАЯ ОБЛАСТЬ

#### Валагинско-Пылгинская ветвь

183	1140-2	о-ва Карагинский	Оливинит, брекчия		Ф. П. Леснов
184	1155-1	То же	Гарцбургит		Ф. П. Леснов
	1155-1	»	»	+	Ф. П. Леснов
185	1200-2	»	Серпентинит, аподунит		О. Л. Банников
186	1199-а	»	Серпентинит		О. Л. Банников
187	1033а	Линза Ветвей	Дунит		Л. В. Агафонов

1	2	3	4	5	6
188	1159-3	Линза Ветвей	Дунит, брекчия		Г. В. Пинус
189	1202и	Гальмоэнанский	Дунит		О. Л. Банников
190	14-4	То же	То же	+	Е. Г. Сидоров
191	1203-е	»	Серпентинит	+	О. Л. Банников
192	1203-ж	»	»		О. Л. Банников

#### Олоторско-Камчатская ветвь

193	55/1а-78	Камчатский мыс	Гарцбургит	+	М. И. Стрельцов
194	53/е-78	»	Серпентинит	+	М. И. Стрельцов

#### АЛДАНСКИЙ РАЙОН

195	И-7	Инаглинский	Оливинит	+	А. П. Кривенко
196	И-38	То же	»	+	А. П. Кривенко
197	И-49	»	Верлит		А. П. Кривенко
198	И-33	»	Оливинит		А. П. Кривенко
	И-19	»	То же		А. П. Кривенко
199	И-10	»	»		А. П. Кривенко
200	86-640	Кондерский	»		Ю. Р. Васильев
	КС-39	То же	»	+	Ю. Р. Васильев
201	1188-Б/3	»	»		В. П. Пругов
202	К-140	»	»		А. П. Кривенко
203	К-100	»	»	+	Ю. Р. Васильев
204	К-1431	»	Оливинит (дунит)		Ю. Р. Васильев
205	Пр-683	Чадский	Гарцбургит		В. П. Пругов
206	Пр-7306	»	Лерцолит	+	В. П. Пругов

#### АНАБАРСКИЙ РАЙОН

207	2008а	Гулинский	Дунит	+	О. Н. Лагута
208	417е	То же	Аподунит		Ю. Р. Васильев
209	420	»	Дунит	+	Ю. Р. Васильев
210	417а	»	Оливин-серпентиновая брекчия		Ю. Р. Васильев
	416б	»	Брекчия	+	Ю. Р. Васильев
211	624б	Бор-Урях	Оливинит	+	Ю. Р. Васильев
212	682б	То же	Оливинит (клиногумит)		Ю. Р. Васильев
213	553	»	Оливинит	+	Ю. Р. Васильев
214	627	»	»		Ю. Р. Васильев
215	320д	Кугда	Оливиновый мелилит		Ю. Р. Васильев
216	321	»	Дунит	+	Ю. Р. Васильев

# ИЛЛЮСТРАЦИИ

## АЛТАЕ-САЯНСКАЯ ОБЛАСТЬ

### Салаир

**Рис. 1.** С-62-21. Апогарцбургит, Тогулсунгайский массив, центральная часть, скв. 2062, гл. 21 м. Без анализатора,  $d = 3,1$  мм.

Структура комбинированная (апоаллотриоморфная и порфиоровидная), текстура брекчиевидная. Порода сложена оливином, серпентином и рудным минералом — магнетитом. Оливин двух генераций: первый — мутный (правая сторона рисунка), разбит или „разъеден” прожилками хризотил-антигорита и полуразложен магниальным карбонатом, второй — прозрачно-белый, представлен шестоватыми кристаллами, оптически ориентированными в одном направлении. Развивается он по баститу, заместившему протоортопироксен.

Вне поля зрения зарисованной части шлифа встречаются многочисленные жилки брусита. Рудный минерал — магнетит распространен повсеместно, концентрируясь в виде жилок и скоплений.

**Рис. 2.** С-2093. Дунит, Тогулсунгайский массив, южная часть, район горы Веселая, скв. 2093, гл. 261 м. Без анализатора,  $d = 5,0$  мм.

Структура панидиоморфная и параллельно-призматическая. Рисунок показывает группу шестоватых зерен оливина, которые находятся среди мелкоочешуйчатой серпентиновой массы, преобладающей над сохранившимся оливином. Все зерна в разных направлениях испещрены прожилками серпентина и хлорита, разбивших их на мелкие части. Это расчленение подчеркивается и расположением рудного минерала, вытянутого по различным направлениям. Серпентин представлен антигоритом.

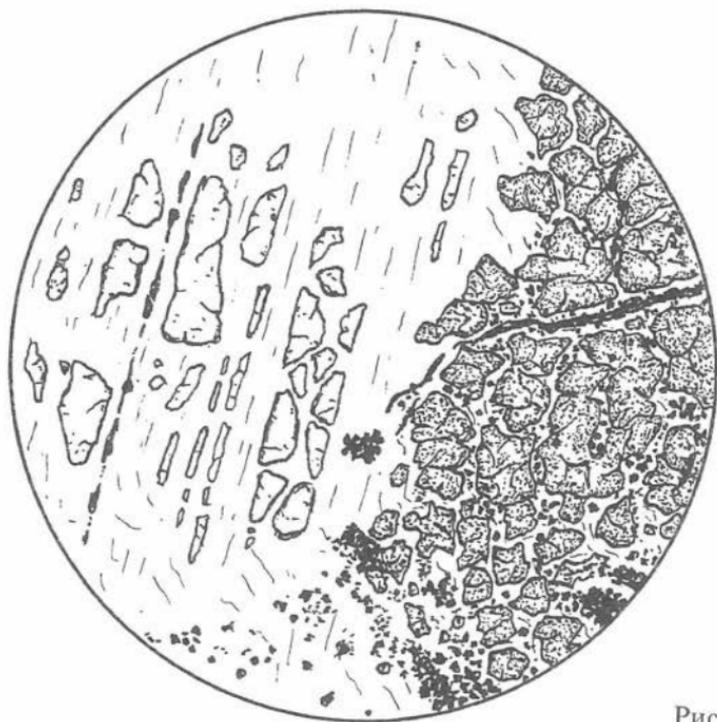


Рис. 1

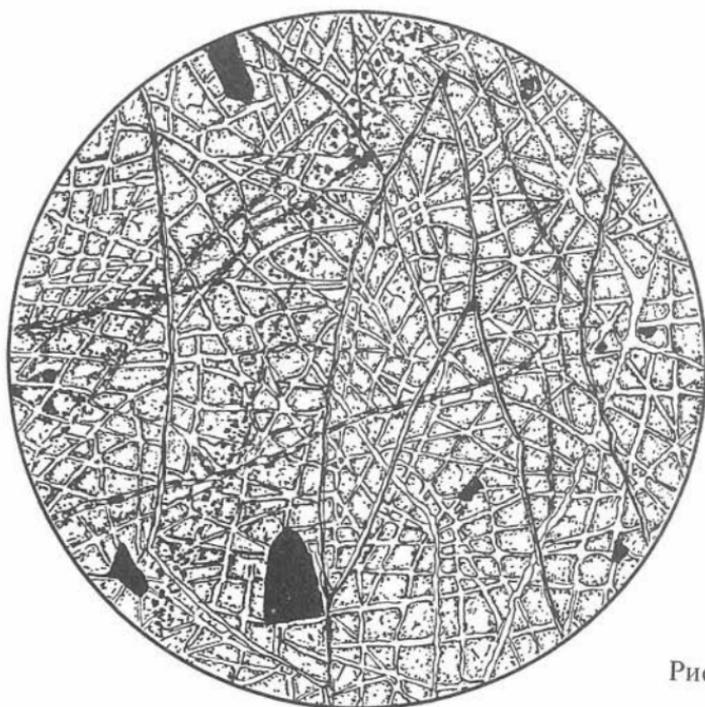


Рис. 2

**Рис. 3.** С-17-99. Серпентинит, Тогулсунгайский массив, юго-западная часть, скв. 2017, гл. 99 м. Николи +,  $d = 5,0$  мм.

Структура свилеватая, текстура сланцеватая. Порода сложена серпентинитом, который представлен волокнистым хризотилом. Короткие волокна хризотила волнообразно ориентированы в одном направлении и образуют линзовидные или чечевицеобразные формы. В центральной части „желваков” расположен пластинчатый антигорит.

Рудный минерал — магнетит в виде мелких зерен встречается пятнами, линзочками либо мелкой россыпью распределен по всей породе.

**Рис. 4.** С-8-40. Серпентинит, Тогулсунгайский массив, южная часть, скв. 2008, гл. 40 м;  $d = 3,1$  мм. Без анализатора (а); николи + (б).

Структура поперечно-волокнистая, текстура полосчатая. Порода сложена полосами антигорита с различным размером листочков. Более крупные пластинки антигорита расположены в полосках субперпендикулярно, мелкие листочки в полосках любой ширины так не ориентированы.

Зерна рудного минерала — магнетита образуют неправильные скопления либо прожилки, которые ориентированы согласно общей полосчатости.

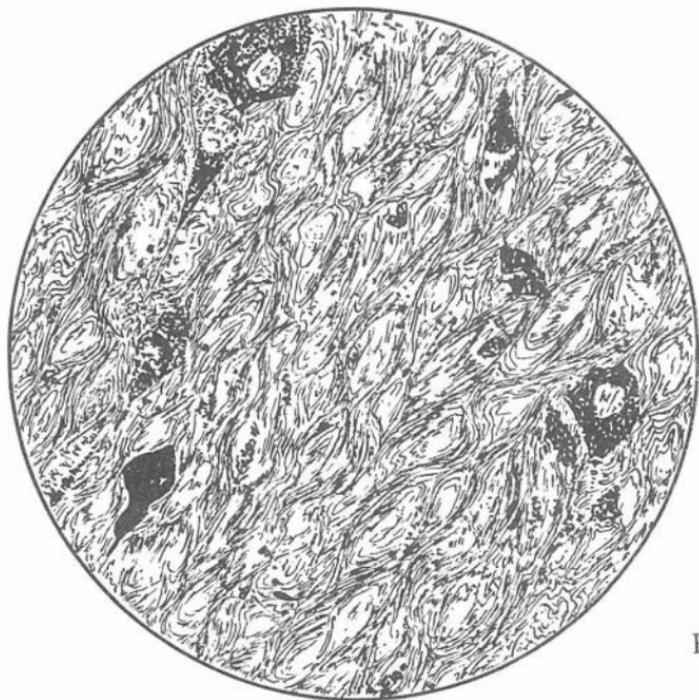


Рис. 3

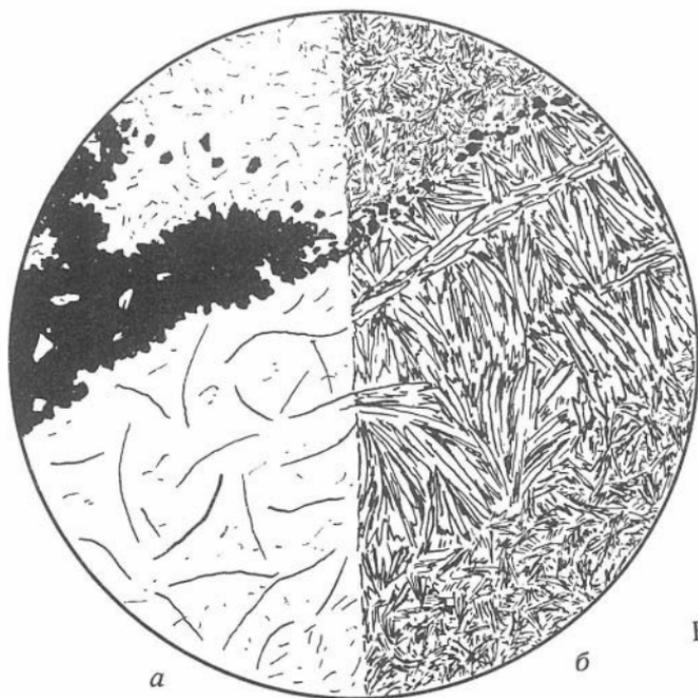


Рис. 4

Рис. 5. С-2037-41. Серпентинит, Тогулсунгайский массив, юго-восточная часть, скв. 2037, гл. 41 м. Николи +,  $d = 5,0$  мм.

Структура метельчато-лучистая, сферолитоподобная, текстура полосчатая. Порода сложена серпентином — игольчатым и пластинчатым антигоритом, который совместно и раздельно образует розетки, веера, метелки и даже полные сферолитовые образования. Последние чаще всего концентрируются вокруг зерен магнетита.

Для породы весьма характерна также тончайшая рудная пыль, более или менее равномерно рассеянная среди мелкочешуйчатого агрегата антигорита.

Рис. 6. Серпентинит, Верх-Аламбайская линза при Тогулсунгайском массиве. Николи +,  $d = 3,1$  мм:

а) 34-14-86. Структура комбинированная: поперечно-волоконная и микросферолитоподобная, текстура полосчатая. Порода сложена серпентином — лизардитом и антигоритом, которые перемежаются друг с другом в виде полос и пятен, включая „желваки” комбинированного сложения. Рудный минерал — мелкозернистый магнетит, собран в цепочки, ориентированные согласно общей полосчатости.

б) 38-6-86. Структура пластинчатая и конвертообразная, текстура полосчатая. Порода близка по строению и составу к вышеописанной. Полосчатость подчеркивается наличием крупно- и мелколистоватых индивидов (пластинок) лизардита, создающих иногда фигуру „песочных часов”. Скопление рудных зерен подчеркивает полосчатое строение породы.

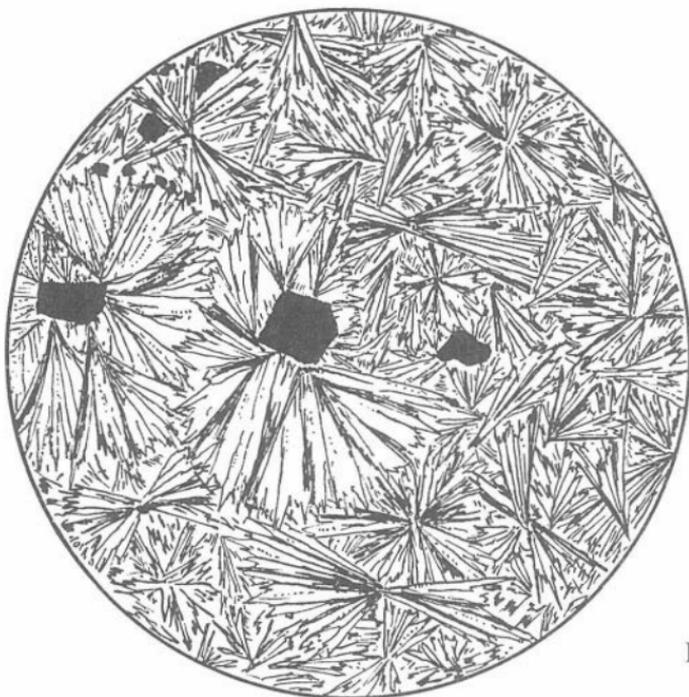
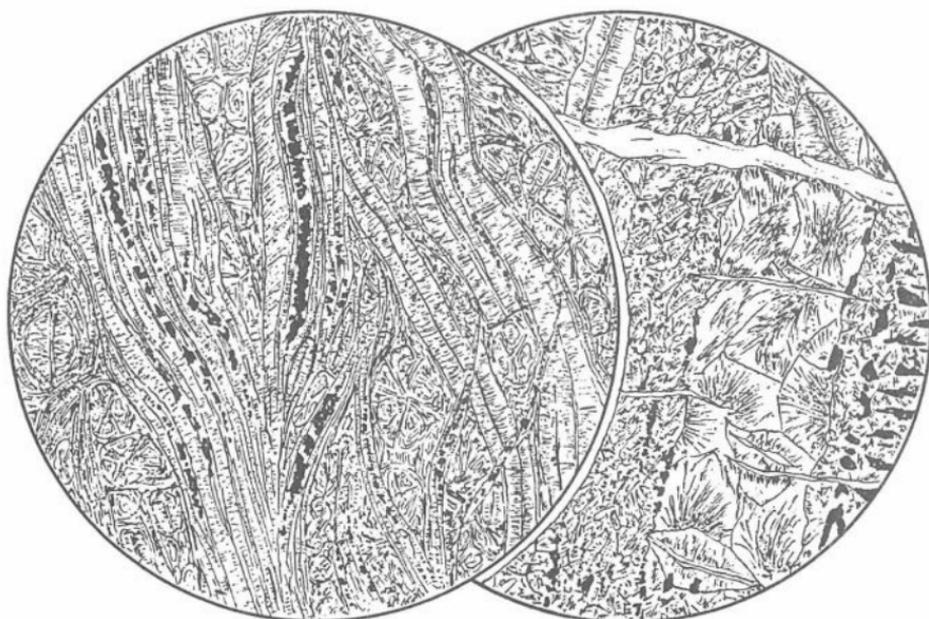


Рис. 5



*а*

*б*

Рис. 6

Рис. 7. 31-7-88. Серпентинит, отдельная линза около Тогулсунгайского массива. Николи +,  $d = 1,8$  мм.

Структура пластинчатая и конвертообразная. Порода сложена серпентином и магнетитом. Серпентин — это лизардит, образующий характерные пластинчатые сростки зонального строения с крестообразным угасанием либо сростки структуры „песочных часов”.

Распределение зерен магнетита показывает форму и размеры первичных разложенных зерен оливина(?) и пироксена(?). Структуры внутреннего распада первичных минералов выражены в образовании хроммагнетитовых иголок и стяжений, но вытянутых в полосы.

Рис. 8. И-102-87. Серпентинит, Тогулсунгайский массив, южная часть. Без анализатора,  $d = 1,8$  мм.

Структура спутанно-волоконистая и метельчато-лучистая. Порода сложена серпентином, магнетитом и хромшпинелью и ее строение хорошо улавливается только при введенном анализаторе. По сложным субпараллельным микротрещинкам в породе расположен асбест, обладающий поперечно-волоконистой структурой и четкой шагреневой поверхностью.

Хромшпинель встречается в крупных зернах, магнетит — только в виде тончайшей рудной пыли, собранной иногда в небольшие пятна и полоски.

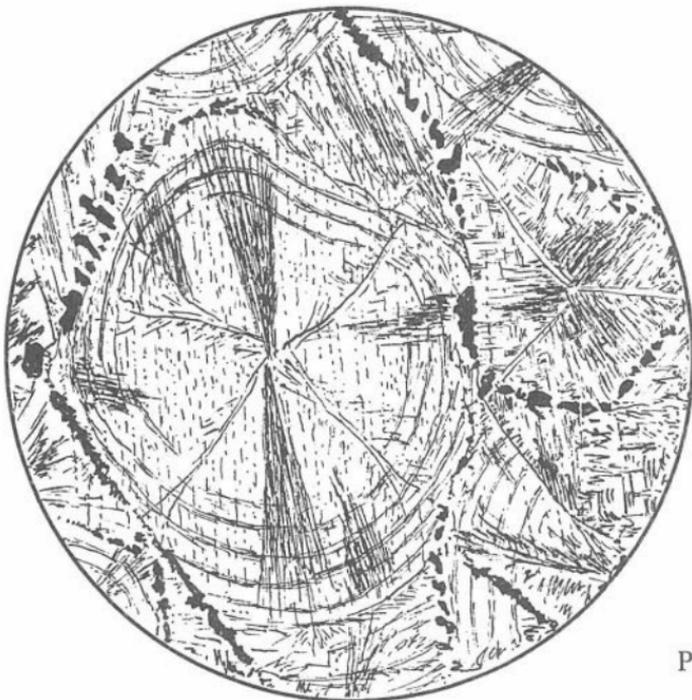


Рис. 7

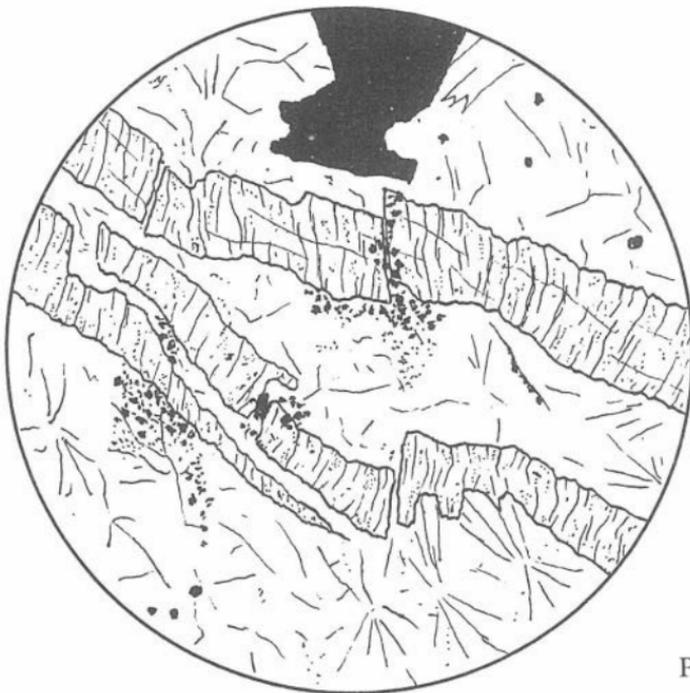


Рис. 8

**Рис. 9.** И-76-87. Серпентинит, Тогулсунгайский массив, южная часть, гора Лысая. Николи +,  $d = 1,8$  мм.

Структура метельчато-лучистая и бластпорфировая, пластинчатая. Порода сложена серпентином, магнезиальным хлоритом и рудным материалом. Серпентин встречается двух модификаций — антигорит и бастит. Последний, среди антигоритового агрегата, образует пятна-пластины, которые являются реликтами кристаллов ортопироксена. Процесс серпентинизации ромбических пироксенов высвобождал рудный материал, который, как бы, „отгонялся” и концентрировался на периферии этих зерен.

**Рис. 10.** К-11-5-87. Серпентинит, Тогулсунгайский массив, южная часть, гора Веселая. Николи +,  $d = 3,1$  мм.

Структура спутанно-волокнистая, порфиробластовая. Порода сложена войлоком антигорит-лизардитовой разновидности серпентина, листовато-пластинчатого и игольчатого габитуса, лишённого направленной ориентировки. В серпентиновой массе разбросаны псевдоморфные образования ортопироксена, представленные полной псевдоморфозой бастита.

Рудная часть породы выражена сравнительно крупными зёрнами хромшпинелидов и крошечными кристалликами магнетита, образующими нередко прожилки и скопления.

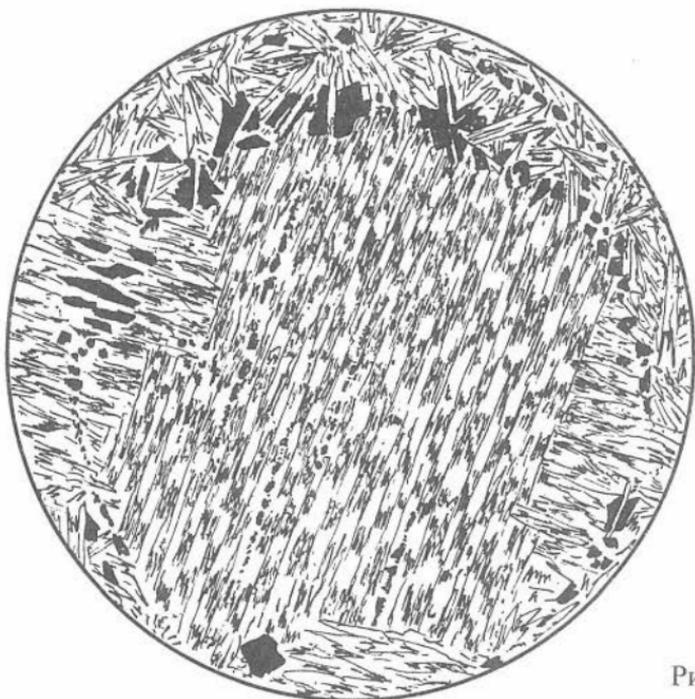


Рис. 9

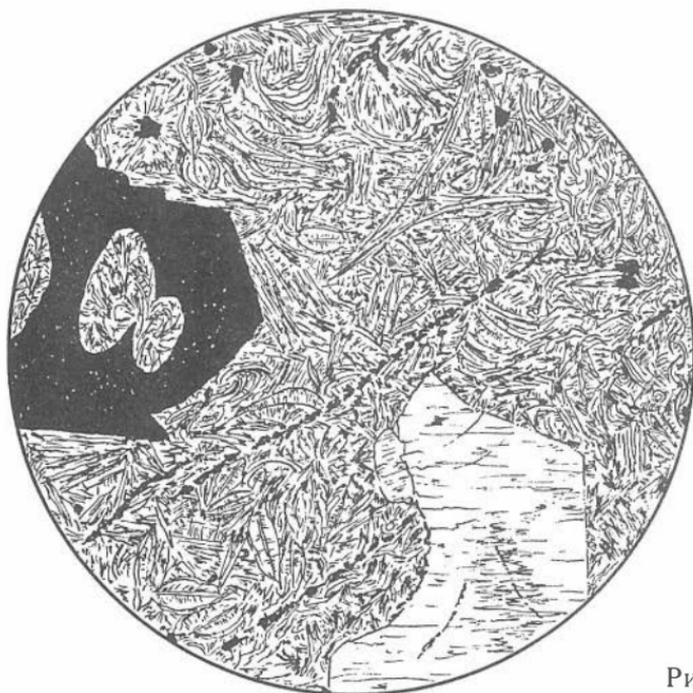


Рис. 10

**Рис. 11.** И-11-1-88. Пироксенит, Тогулсунгайский массив, северная часть, район горы Приисковой. Николи +,  $d = 5,0$  мм.

Структура панидиоморфная, псевдопорфировая и перекрещенно-чешуйчатая. Порода сложена моноклинным пироксеном — диаллагом, интенсивно серпентинизированным и хлоритизированным. Серпентин (антигорит) преобладает. Он „разъедает” избирательно идиоморфные кристаллы диаллага с краев и по спайности, образуя обширные поля, мелкие прожилки и просечки.

Зерна магнетита распределены неравномерно и встречаются, как правило, только спорадически.

**Рис. 12.** И-254. Гарцбургит, Мартыново-Шалапская группа, массив вблизи д. Еланда;  $d = 1,8$  мм. Без анализатора (а); николи + (б).

Структура петельчатая, образовавшаяся при разложении оливина в процессе серпентинизации. Порода сложена оливином, ромбическим пироксеном (энстатитом) и кристаллами хромшпинели. Пироксен представлен полной псевдоморфозой бастита с сохранением формы и размера первичных зерен. Петли вокруг зерен оливина образованы прожилками серпентина лизардитовой и лизардит-антигоритовой разновидности.

Хромшпинель встречается разрозненными зернами, перешедшими по краям в магнетит, распространенный, кроме того, и в виде мелких зернышек по всей породе.

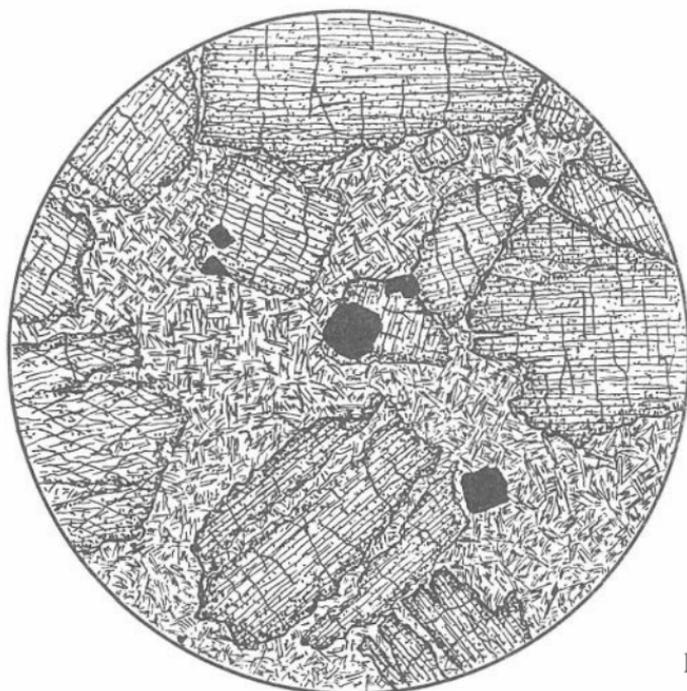


Рис. 11

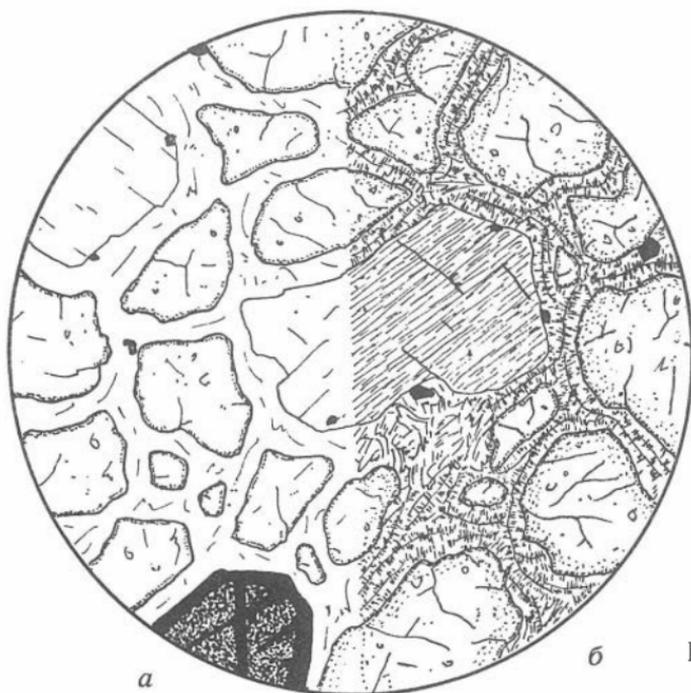


Рис. 12

Рис. 13. 48/84. Дунит, массив горы Бархатная, южная оконечность. Без анализатора,  $d = 3,1$  мм.

Структура разъедания, реликтовая аллотриоморфная. Порода сложена оливином, серпентином и рудным минералом. Наиболее характерны и показательны округлые зерна с зазубренными краями, „изъеденными” в процессе серпентинизации. Серпентин — мелкочешуйчатый, спутанно-волокнустый антигорит, выполняющий роль матрицы, в которой разбросаны остатки зерен не полностью серпентинизированного оливина.

Рудный минерал — магнетит распределен неравномерно; размер зерен различный, наблюдаются пылевидные скопления.

Рис. 14. 1093. Гарцбургит, массив горы Бархатная. Без анализатора,  $d = 6,7$  мм.

Структура петельчатая. Порода сложена в основном агрегатом неправильных по форме и разных по размеру зерен трещиноватого оливина и в меньшей степени ортопироксена. Многочисленные изогнутые, пересекающиеся трещинки, заполненные серпентином, которые и создали соответствующую структуру.

Ортопироксен (в верхней части рисунка) хлоритизирован и забит рудной пылью. Последняя ассоциирует также и с серпентином и заполняет многочисленные прожилки и трещинки.

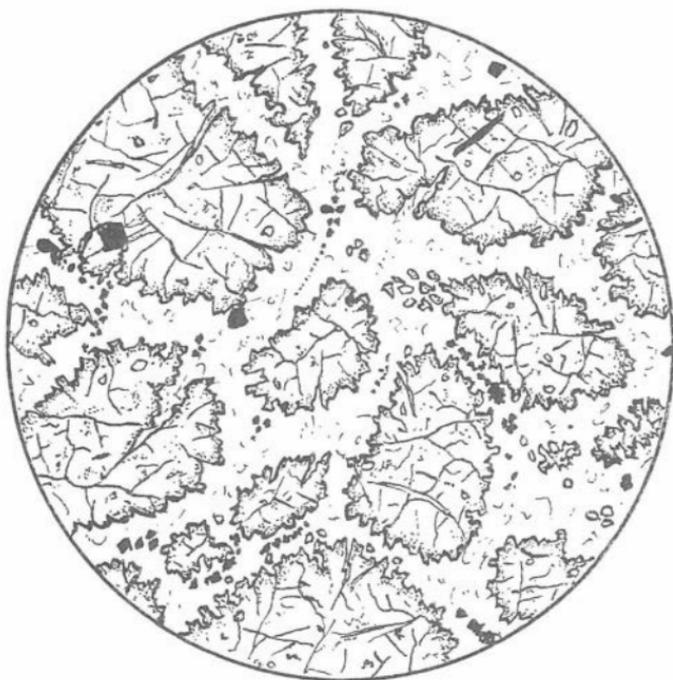


Рис. 13



Рис. 14

Рис. 15. 1052. Серпентинит, массив горы Бархатная. Николи +,  $d = 6,7$  мм.

Структура перекрещенно-чешуйчатая и метельчато-лучистая. Порода сложена чешуйками антигорита, в котором распространены группы мелких кристалликов чистейшего оливина, оптически ориентированных одинаково. Волокна серпентина взаимно перекрещиваются, что отчетливо выясняется при вращении столика микроскопа. Оливин здесь — новообразованный минерал и развивается за счет серпентина.

Рудный материал в виде мелкой и пылевидной сыпи равномерно распределен по всей породе.

Рис. 16. 33/84. Брейнерит-антигорит-оливиновая порода, массив горы Бархатная, южная оконечность. Без анализатора:

а)  $d = 0,9$  мм. Структура кристаллобластовая. Порода сложена неправильными пятнами серпентина и карбоната, по которым развиваются новообразования призматически идиоморфных зерен оливина. Они группируются друг с другом, имея одинаковую или близкую оптическую ориентировку. Оливин свежий, слегка трещиноватый. Встречаются редкие зерна хромшпинели. Мелкозернистый магнетит образует цепочки зерен либо их одиночные индивиды, хаотично разбросанные в породе.

б)  $d = 3,1$  мм. Та же порода при меньшем увеличении. Отчетливо видна различная ориентировка шестоватых зерен оливина в серпентин-карбонатной массе. Цепочки магнетита как бы оконтуривают форму и показывают размер протооливинов(?), слагавших протодунит.



Рис. 15

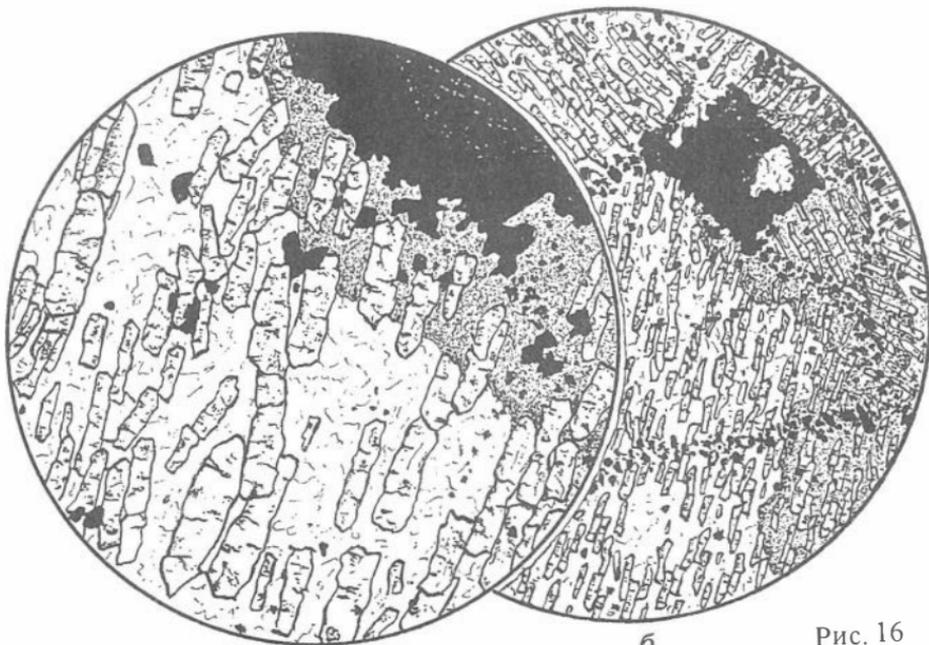


Рис. 16

а

б

**Рис. 17.** 6306-80. Оливинит, массив горы Зеленая, северная часть. Без анализатора,  $d = 6,7$  мм.

Структура неравномерно-зернистая, игольчатая. Порода сложена зернами оливина, форма и размеры которых отличаются многообразием. Края зерен зазубренные, сопровождаются бахромой серпентина и хлорита. Кроме того, избирательная серпентинизация прошла по трещинкам, располагаясь к ним перпендикулярно или под некоторым углом.

Между крупными кристаллами оливина кое-где развиты пятна мелко-зернистого оливина, рудной сыпи и карбоната (?) с гранобластовой и мозаичной структурой, которые показывают участки прошедшей наложенной перекристаллизации.

**Рис. 18.** 331-80. Оливинит, массив горы Зеленая, северная часть. Без анализатора,  $d = 3,1$  мм.

Структура панидиоморфная. Порода сложена зернами оливина, обладающими высокой степенью идиоморфизма. Значительное количество зерен полностью или частично замещены волокнистым антигорит-тремолитовым агрегатом. При частичной серпентинизации оливина среди параллельно расположенных волокон остаются реликты шестоватых „островков”, сохранившие общую оптическую ориентировку.

Магнетит в породе разбросан неравномерно в виде небольших скоплений и отдельных зернышек.

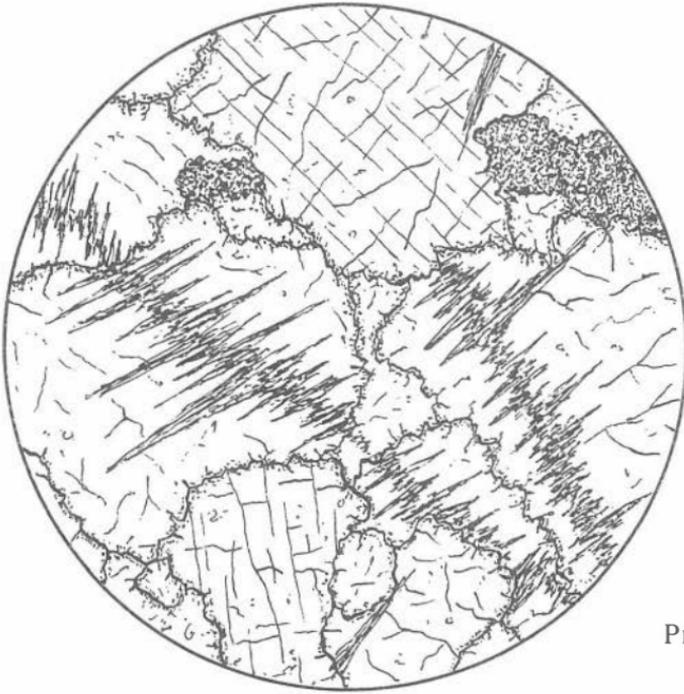


Рис. 17

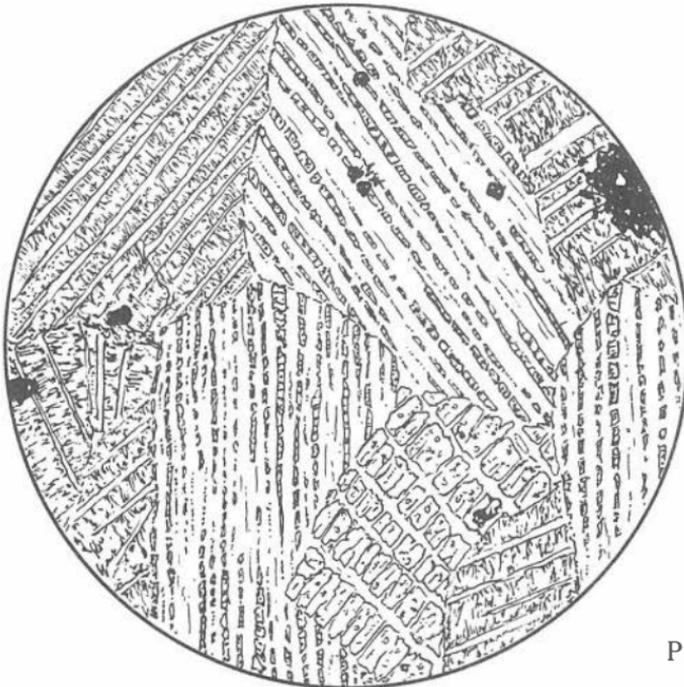


Рис. 18

**Рис. 19.** 618-80. Оливинит, массив горы Зеленая, северная часть. Без анализатора,  $d = 1,8$  мм.

Структура гранобластовая, мостовая, тонкозернистая. Порода сложена мелкими, ближе к изометричным формам, зернами оливина с различной оптической ориентировкой. Хаотично распределены пучки волокнистого антигорита и мелкочешуйчатого серпентина. Последний занимает межзерновые пространства среди оливина.

Рудные зернышки принадлежат магнетиту, находящемуся в ассоциации с пучками волокнистого антигорита и образующему жилки, струйки и тончайшую вкрапленность.

**Рис. 20.** 628-80. Дунит, массив горы Зеленая, северная часть. Без анализатора,  $d = 6,7$  мм.

Структура порфиробластовая. Порода сложена крупными шестоватыми кристаллами оливина, беспорядочно разбросанными в серпентин-талк-карбонатной массе. Вторичная оливинизация первичной породы несомненна. Все кристаллы оливина разбиты поперечными трещинками, выполненными тонкочешуйчатым антигоритом, которые создают впечатление, что оливин слагается отдельными „блоками-кирпичиками”, сохранившими одну общую оптическую ориентировку.

Среди рудных зерен распространена хромшпинель, перешедшая местами в магнетит.

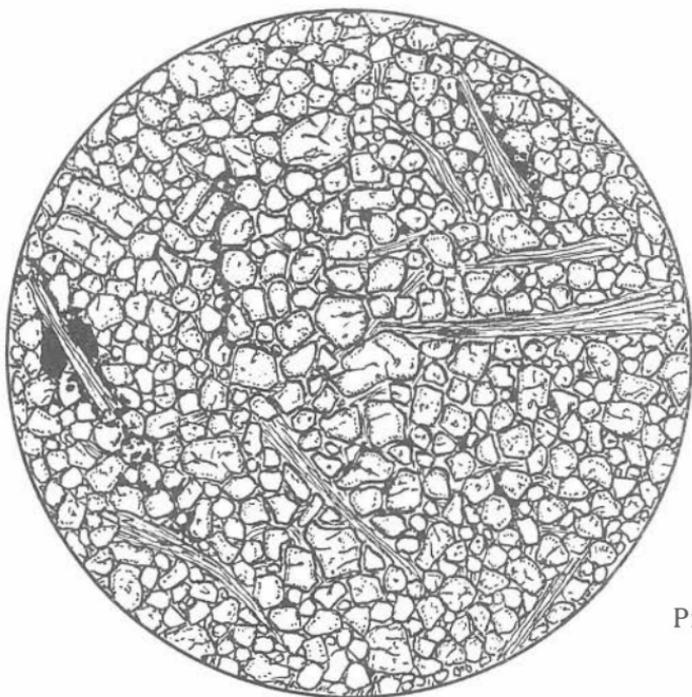


Рис. 19

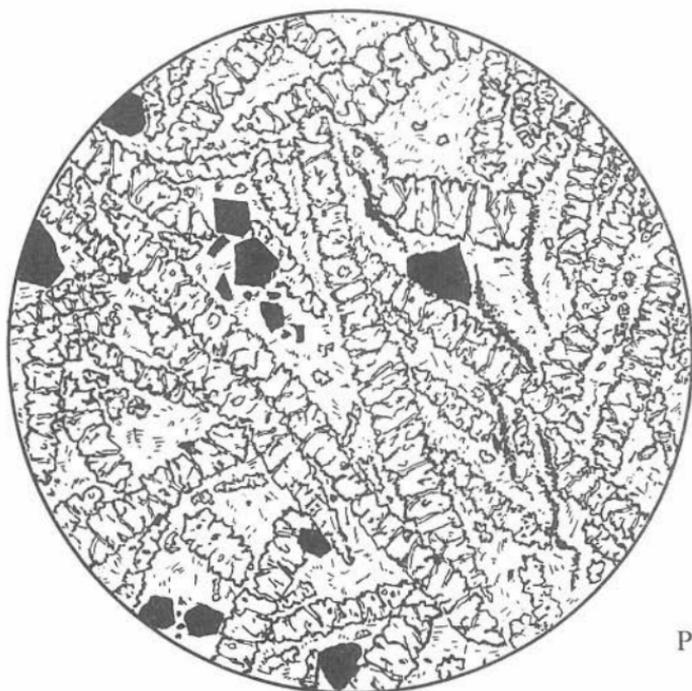


Рис. 20

**Рис. 21.** 707-80. Дунит, массив горы Зеленая, центральная часть. Без анализатора,  $d = 3,1$  мм.

Структура паковая. Порода сложена шестоватыми зернышками оливина, тесно примыкающими друг к другу и образующими крупные неправильные по форме скопления (пятна). Все зернышки оливина в пятнах имеют почти одинаковую оптическую ориентировку. Местами проявлена легкая серпентинизация, выразившаяся в образовании волокнистого антигорита.

Рудные минералы — хромшпинель, перешедшая в магнетит, и мелкие магнетитовые зернышки, группирующиеся в пятна и прожилки.

**Рис. 22.** 325-80. Дунит, массив горы Зеленая, северная часть. Без анализатора,  $d = 5,0$  мм.

Структура паковая. Порода по составу и строению аналогична предыдущей и отличается лишь более крупным размером зернышек оливина. Собранные в кучу шестоватые зернышки создают видимость наличия единого крупного кристалла оливина.

Рудный минерал — магнетит чаще встречается на границах скоплений различно ориентированных зернышек оливина и почти всегда в ассоциации с волокнистым антигоритом, повсеместно поражающим ультраосновную породу.

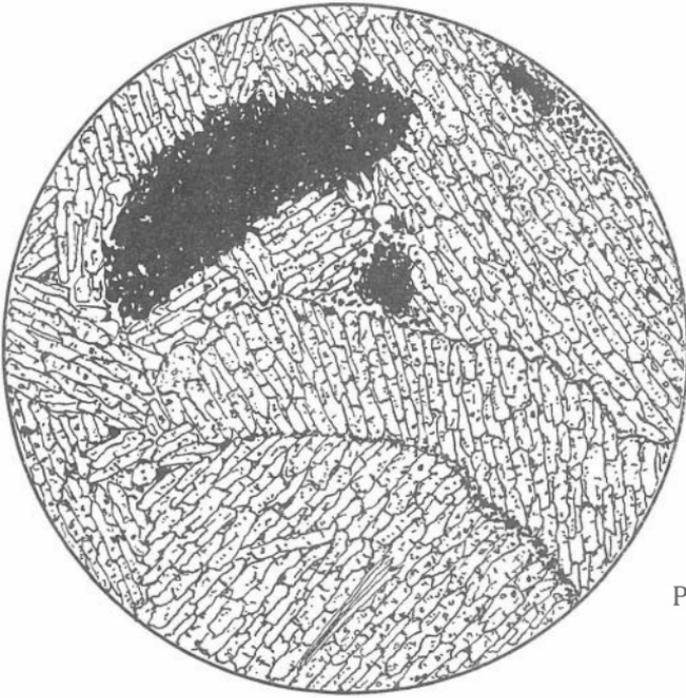


Рис. 21

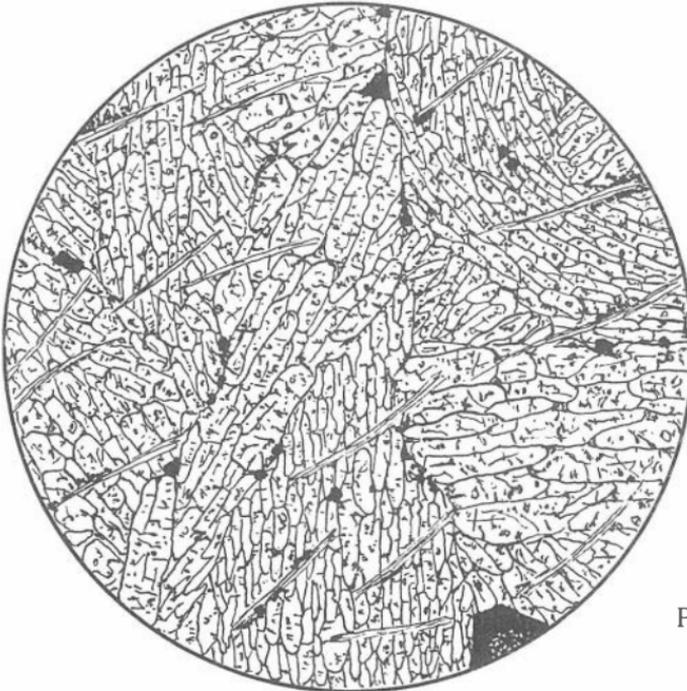


Рис. 22

Рис. 23. 39/1. Серпентинит, Среднетерсинский массив, скв. 1, гл. 261 м. Николи +,  $d = 6,7$  мм.

Структура параллельно-волокнистая и слабосвилеватая, реликтовая панидоморфная. Порода сложена серпентин-амфиболовым агрегатом бывших зерен ромбического пироксена(?), который узнается по пятнам тонковолокнистого антигорита и тремолита.

Мелкие зернышки магнетита образуют либо плотные скопления, либо вытянуты цепочкой по граням разных зерен серпентинизированного ортопироксена.

Рис. 24. Дунит, Среднетерсинский массив:

а) 46/1, скв. 1, гл. 337 м. Николи +,  $d = 5,0$  мм. Структура петельчатая, квадратно-гнездовая и радиально-лучистая. Порода слагается изометричными зернами оливина, испещренного жилочками серпентина, которые образуют петельки, оставляя островки-зернышки незамещенного оливина. Крупные зерна хромшпинели окружены игольчатым хлоритом — кеммеритом.

б) 61/1, скв. 1, гл. 461 м. Без анализатора,  $d = 3,1$  мм. Структура параллельно-призматическая. На рисунке видно, что призматические кристаллы оливина тесно прижаты друг к другу. В общей массе изометричных серпентинизированных зерен такие вытянутые кристаллы оливина образуют пятна и являются для ультраосновной породы новообразованиями. Хромшпинель, как и в предыдущем случае, окружена хлоритовой оторочкой — кеммеритом.

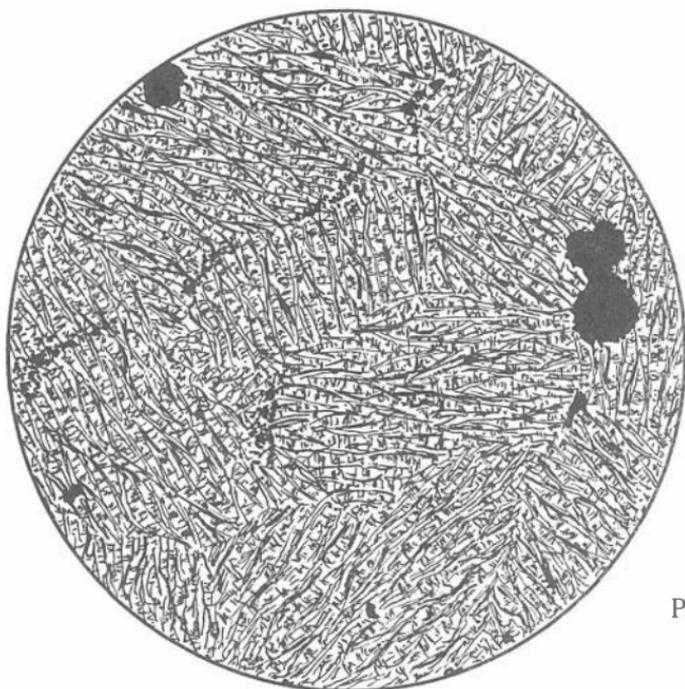


Рис. 23

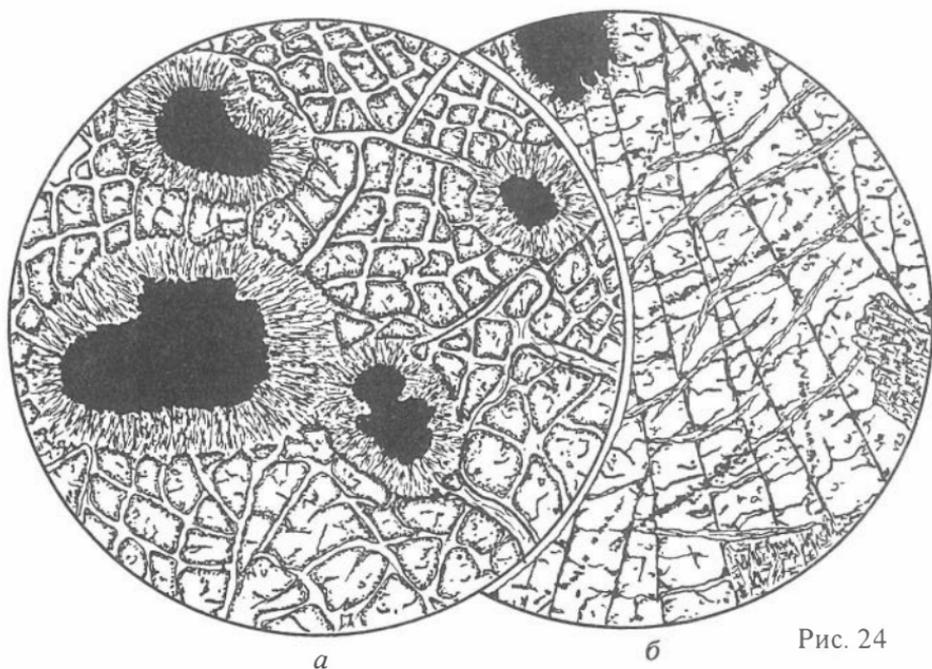


Рис. 24

Рис. 25. 1003. Дунит, Среднетерсинский массив (Чемодан). Николи +,  $d = 1,8$  мм.

Структура решетчатая. На рисунке показана часть крупного зерна оливина и хромшпинель. Оливин испещрен тончайшими, взаимно перпендикулярными трещинками, занятыми поперечно-волокнистым серпентином (антигоритом). Часть косых трещин выполнены рудным минералом. Хромшпинель почти нацело замещена магнетитом.

Рис. 26. Пироксенит, Среднетерсинский массив (Чемодан). Николи +,  $d = 6,7$  мм:

а) 1015. Структура панидиоморфная, разъедания и лепидобластовая. Порода сложена моноклинным пироксеном — диаллагом, беспорядочно расположенным. Межзерновые участки заняты мелкочешуйчатым и волокнистым серпентином — хризотилом, который обволакивает и „разъедает” зерна пироксена. Рудный материал — магнетит образует прожилки и просечки в серпентиновой матрице.

б) 1016. Структура панидиоморфная и гранобластовая. На рисунке виден участок оливинизации двух зерен пироксена (диаллага) с образованием в них бухтообразных заливов и гранобластовых участков. Рудный материал практически отсутствует.

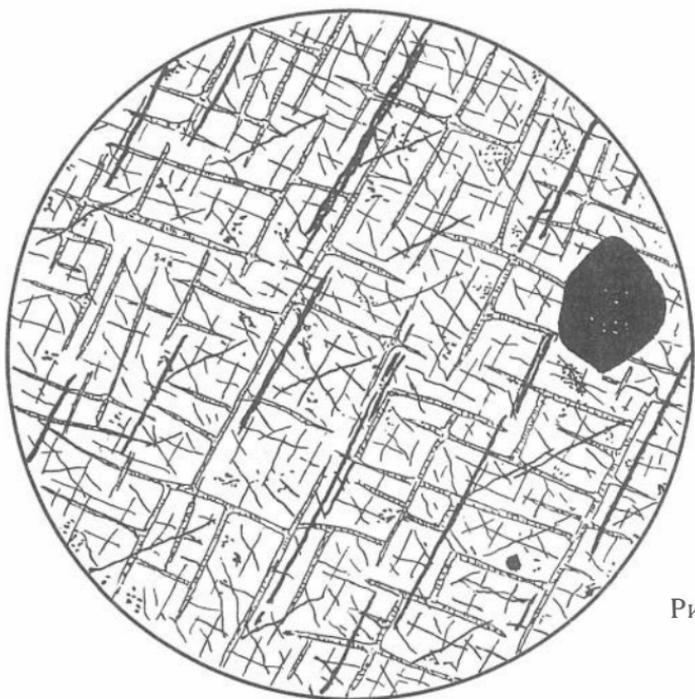


Рис. 25

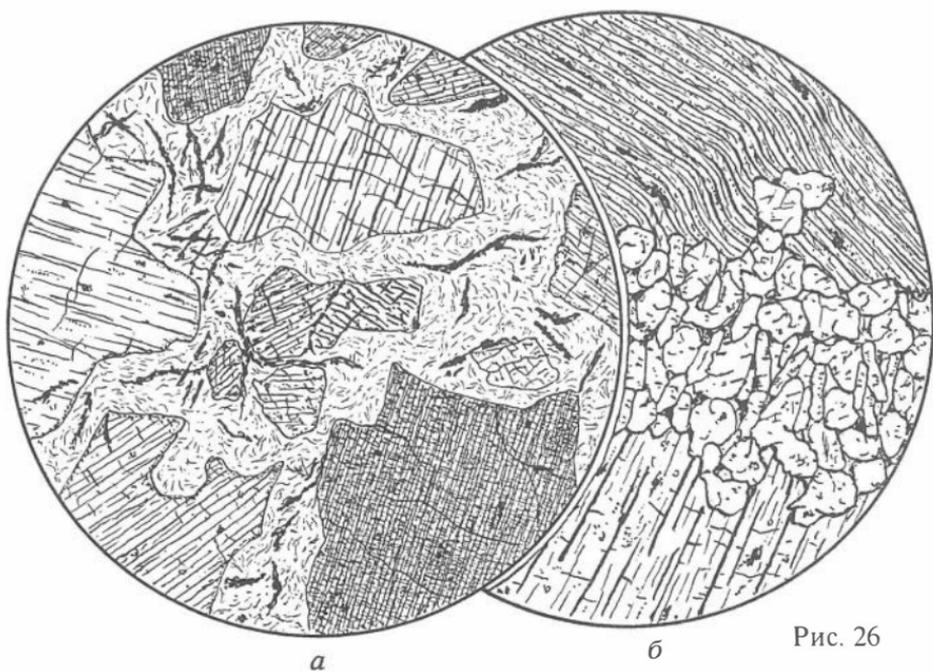


Рис. 26

## Горная Шория

Рис. 27. Л-12-63. Апогарцбургит, Викторьевский массив. Без анализатора,  $d = 5,0$  мм.

Структура лепидогранобластовая, текстура пятнистая. Порода сложена тальком, серпентином и буроватым железисто-магнезиальным карбонатом. Бесцветные листочки талька создают основную ткань, в которой хаотично размещены пятна карбоната с реликтовой квадратно-гнездовой структурой бывших зерен оливина и пироксена(?). Серпентин, в виде оторочек, только оконтуривает эти пятна.

В тальковой матрице разбросаны единичные кристаллы хромшпинели либо их сложные двойники и тройники. По краям широкой полосой хромшпинель замещена магнетитом.

Рис. 28. 8/24. Апогарцбургит, Сеглебирский массив, гора Аварийная. Николи +,  $d = 5,0$  мм.

Структура лепидобластовая и бластпорфировая. В сложении породы участвуют серпентин нескольких модификаций: хризотил-антигорит, лизардит и бастит. Два первых образуют спутанно-волоknистую матрицу, в которой лизардитовые листочки разбросаны беспорядочно либо по некоей нечетко обозначенной решетке. Последний представлен широкими пластинками в виде полной псевдоморфозы по ромбическому пироксену.

В породе присутствует мутный железисто-магнезиальный карбонат и рудная пыль. Рудный минерал — магнетит распространен повсеместно, но охотнее концентрируется вокруг зерен бастита, а также образует линзочки, пятнышки и просечки в серпентиновой матрице.

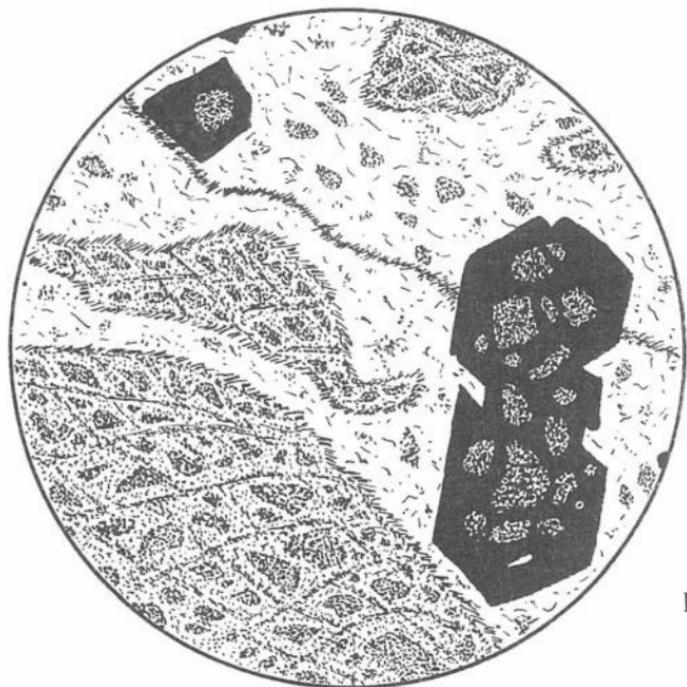


Рис. 27

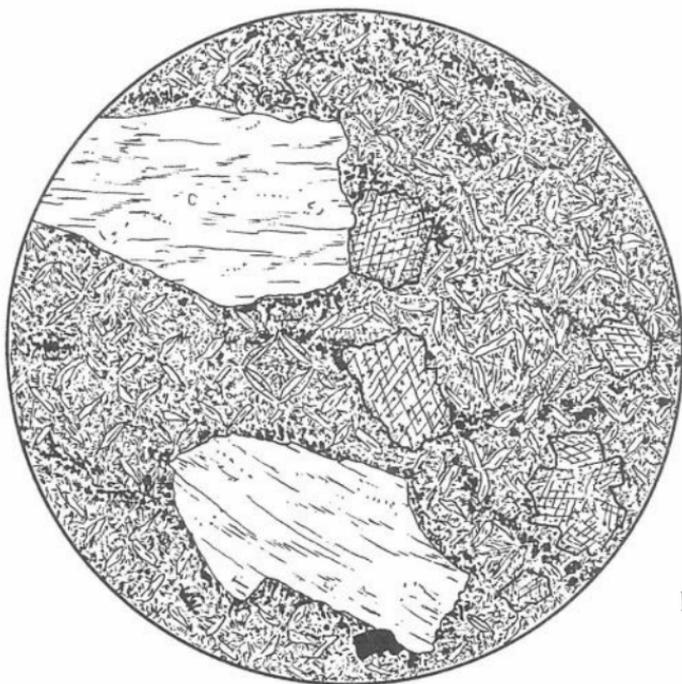


Рис. 28

Рис. 29. 78-4-88. Серпентинит, Айский массив, гора Листвяная, восточнее пос. Алтайское. Николи +,  $d = 3,1$  мм.

Структура комбинированная: параллельно- и поперечно-волокнистая, текстура сланцеватая. Порода сложена серпентином антигоритовой разновидности, имеющей разнообразные формы и габитус: лучистый, пластинчатый, игольчатый. Микросдвиги и плейчатость в породе усложняют структурный рисунок.

Порода изобилует сыпью мелких зернышек магнетита, который густой вкрапленностью распределяется по выраженной сланцеватости. Встречаются редкие зерна хромшпинелидов.

Рис. 30. 2-5. Серпентинит, массив горы Муха, р. Сосновка, южнее пос. Алтайское. Николи +,  $d = 5,0$  мм.

Структура лепидобластовая и волокнистая. Порода сложена на 95 % серпентином двух модификаций — антигоритом и хризотилом. Первый составляет волокнистую тонкочешуйчатую основу породы, а второй — поперечно-игольчатые жилкоподобные субпараллельные полосы.

С антигоритом ассоциирует рудный минерал — магнетит, а с хризотилом карбонат (магнезит?).

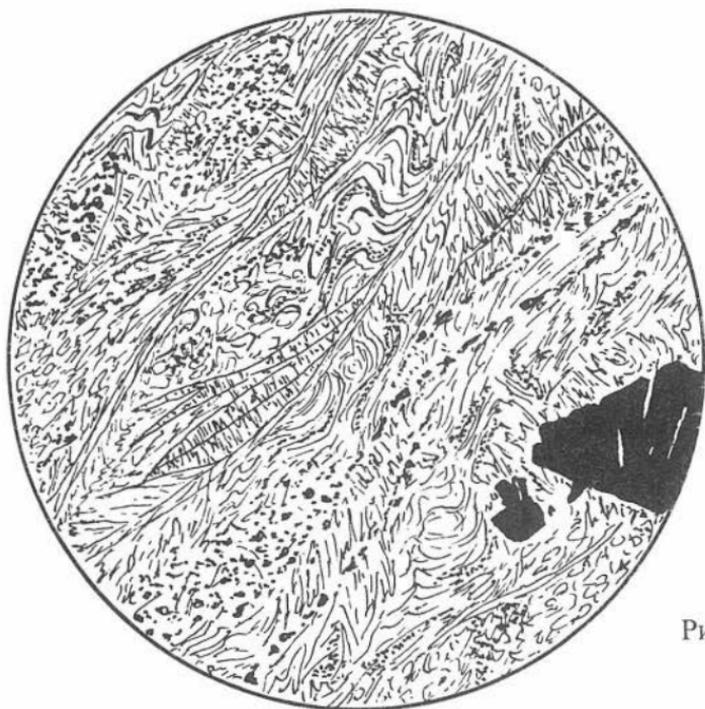


Рис. 29

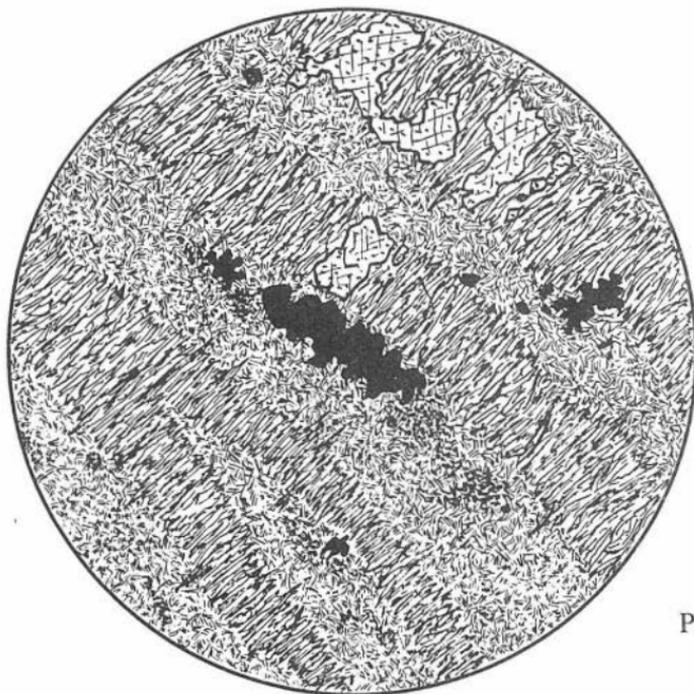


Рис. 30

**Рис. 31.** 2-11. Серпентинит, массив горы Муха, р. Сосновка, южнее пос. Алтайское. Николи +,  $d = 5,0$  мм.

Структура спутанно-волоконистая, частично пламенивидная, текстура брекчиевидная. В сложении серпентинита участвуют обломки и осколки, границы которых затушеваны прошедшей стопроцентной серпентинизацией. Преобладает игольчатый антигорит, реже встречается бастит. Последний образует довольно крупные пластины и представляет полную метаморфозу по первичным кристаллам ортопироксена.

Среди рудных минералов распространена густая сыпь магнетита и зерна хромшпинелидов двух генераций — темных, слабо просвечивающих и ярко-красных с плотной черной каймой.

**Рис. 32.** 1-6. Карбонат-серпентиновая порода, массив горы Муха, р. Сосновка, южнее пос. Алтайское. Николи +,  $d = 6,7$  мм.

Структура комбинированная: лепидогранобластовая с элементами тонковолокнистой, радиально-лучистой и плоскопараллельной; текстура пятнистая. Порода сложена игольчатым антигоритом, реже лизардитом и карбонатом. Различные размеры волокон серпентина и их чередование создают полосчатую и брекчиевидную текстуру.

Панидиоморфные карбонатные зерна их сростки и двойники разбросаны повсеместно, но все же грубо подчиняются общему направлению полосчатости; подобным же образом ведут себя и мелкие зерна магнетита. Хромшпинель встречается сравнительно редко, сохраняет кубическую форму, по краям замещена магнетитом.

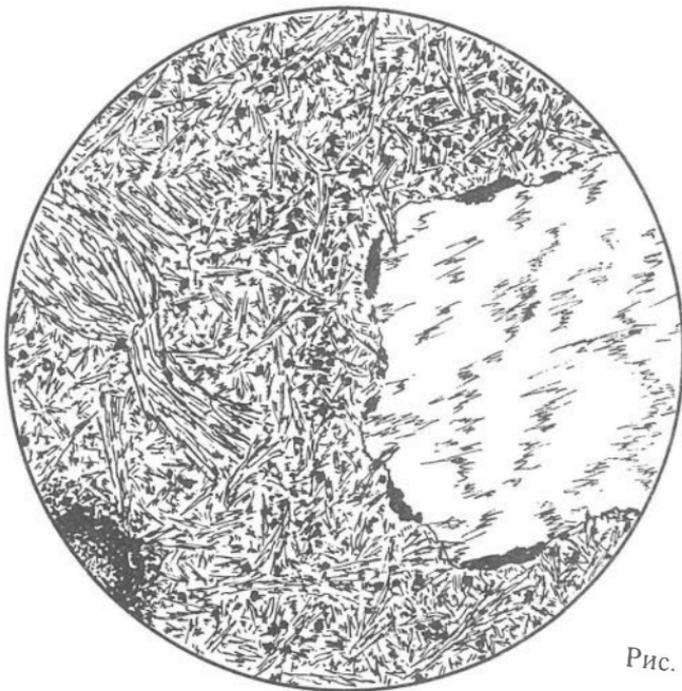


Рис. 31

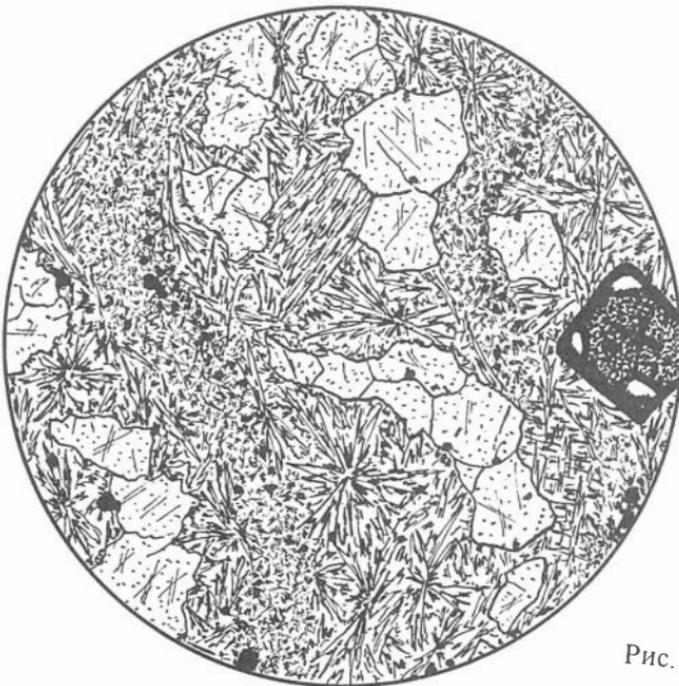


Рис. 32

Рис. 33. 90-17-3. Серпентинит, Кайтанакский массив, истоки р. Кайтанак. Николи +,  $d = 3,1$  мм.

Структура поперечно-волокнистая. Порода сложена волокнами и листочками антигорита, расположенного поперек полос субпараллельной ориентации. В каждой полосе наклон листочков меняется, подчеркивая ленточное строение. Этой же направленности подчиняются и зерна рудного минерала, которые образуют жилки и линзочки. При выведенном анализаторе хорошо заметны микросдвиги и „микрозавихрения” отдельных частичек серпентинитовой породы.

Рис. 34. 90-19-2. Серпентинит, Кайтанакский массив, юго-западная часть. Николи +,  $d = 3,1$  мм.

Структура радиально-лучистая и метельчато-лучистая. Порода сложена серпентином антигоритовой разновидности, который образует иглолочки и листочки разной величины, собранные в розетки и веера. Более крупные по размерам листочки антигорита в мелкочешуйчатой массе выглядят пятнами и шпироподобными обособлениями.

В проходящем свете без анализатора четко заметны мелкие сдвиги и „завихрения” отдельных частичек породы. Рудный минерал практически отсутствует. Единичные редкие кристаллики представлены магнетитом.

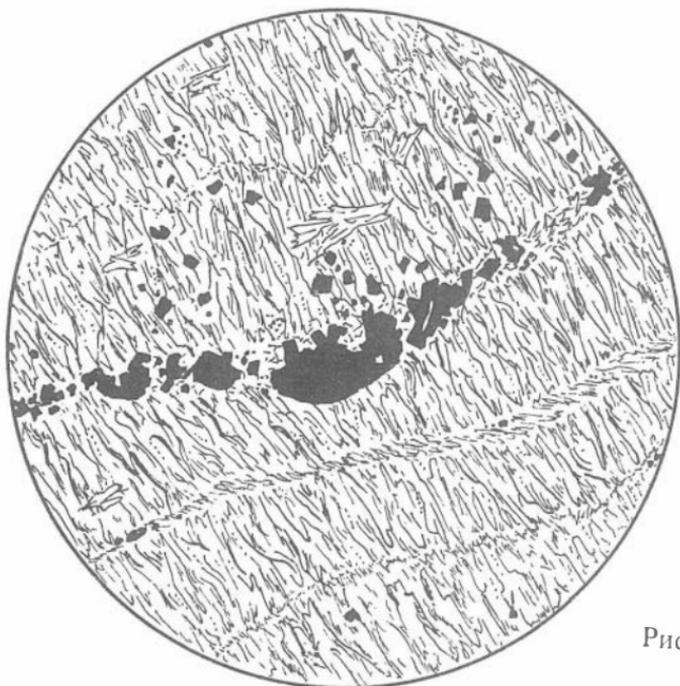


Рис. 33

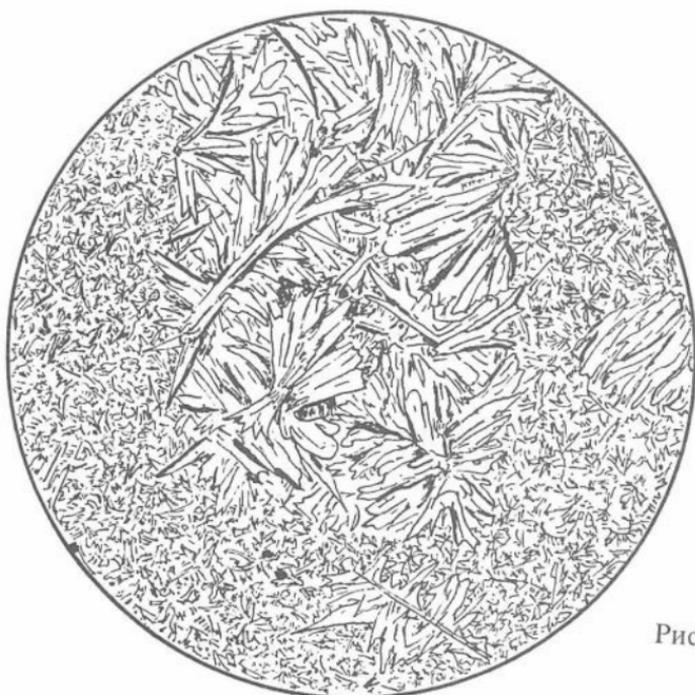


Рис. 34

Рис. 35. 508-11. Тальк-хлорит-серпентиновая порода, Казнахтинский массив;  $d = 6,7$  мм. Николи + (а); без анализатора (б).

Структура лепидобластовая, спутанно-волокнистая и листоватая. Порода сложена серпентином лизардит-антигоритовой модификации, образующим сложные сочетания из розеток и вееров, полосок, крестовых сростаний и пластин. Пятнами и полосами расположены пластиночки прозрачного талька и хлорита (кочубейт), окрашенного в розоватый или розовато-сиреневый цвет.

Рудный минерал — магнетит распределен равномерно по всей породе в виде мелких и неправильных зернышек. Хромшпинель, как и в породе на рис. 32, встречается редко, имеет кубическую форму зерен, замещенных по краям магнетитом.

Рис. 36. 8265-3. Верлит, Узунуюкский массив, вершина р. Бол. Ильдугем. Без анализатора,  $d = 3,1$  мм.

Структура порфириовидная, основная масса мозаичная аллотриоморфно-подобная мелкозернистая. Порода представлена крупными зернами моноклинного пироксена (авгита), разбросанными беспорядочно в мелкозернистой массе и представленной зернышками оливина. Последний имеет изометричные формы, лишённые правильных кристаллографических очертаний.

В межзерновых полостях развиты игольчатый серпентин (антигорит), грубо ориентированный в одном направлении, и зернышки магнетита, группирующиеся иногда в мелкие кучки.

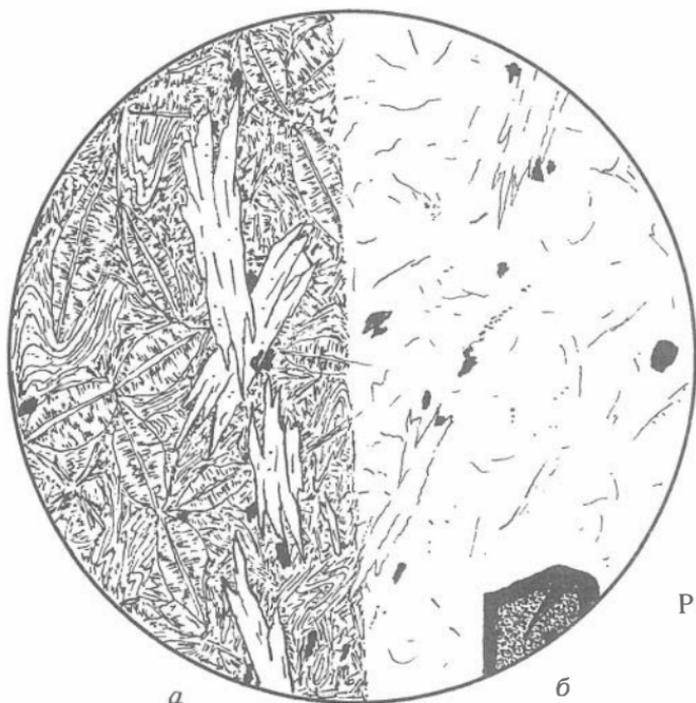


Рис. 35

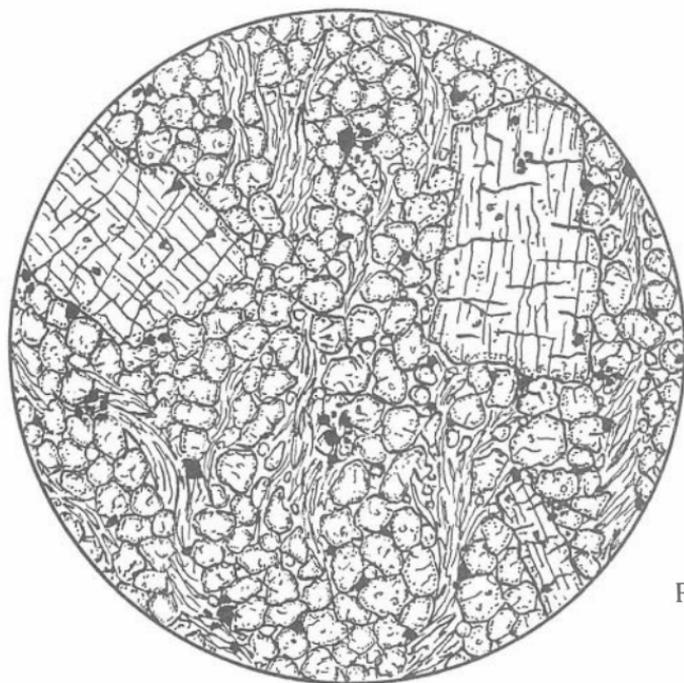


Рис. 36

Рис. 37. Б-91-11. Серпентин-амфиболовая порода, Тютинский массив (нижняя часть). Без анализатора,  $d = 5,0$  мм.

Структура лепидобластовая и бластпорфировая. Порода слагается беспорядочно расположенными пластиночками амфибола (актинолита) и серпентина, составляющего основной базис породы и занимающего интерстиции между амфиболом. Актинолит частично хлоритизирован и опадитизирован с выносом рудной части на края и на плоскости спайности амфиболовых пластиночек.

Серпентин — антигорит спутанно-волокнистого строения, мелкочешуйчатый, и бастит, развившийся на зернах бывшего ортопироксена. Встречаются жилки брусита. Рудный минерал — магнетит распространен повсеместно в виде пыли и небольших скоплений.

Рис. 38. Б-91-13. Вебстерит, Тютинский массив (верхняя часть). Николи +:

а)  $d = 3,1$  мм. Структура гипидиоморфная. Порода сложена пироксеном двух модификаций — ромбическим и моноклинным — и пятнами серпентина. Ромбический пироксен образует наиболее крупные зерна, обладающие тончайшей спайностью, а моноклинный — только зерна меньшего размера, в котором спайность выражена грубыми рублеными линиями, покрытыми неправильными трещинами. Серпентин представлен антигоритом квадратно-гнездовой структуры. Развиты пластиночки амфибола и хлорита в виде жилочек и просечек.

б)  $d = 1,8$  мм. Та же порода при большем увеличении. Зерна магнетита ассоциируют с амфиболом, хлорит пятнами поражает ромбический пироксен; в правой нижней части рисунка показан серпентин квадратно-гнездовой структуры.

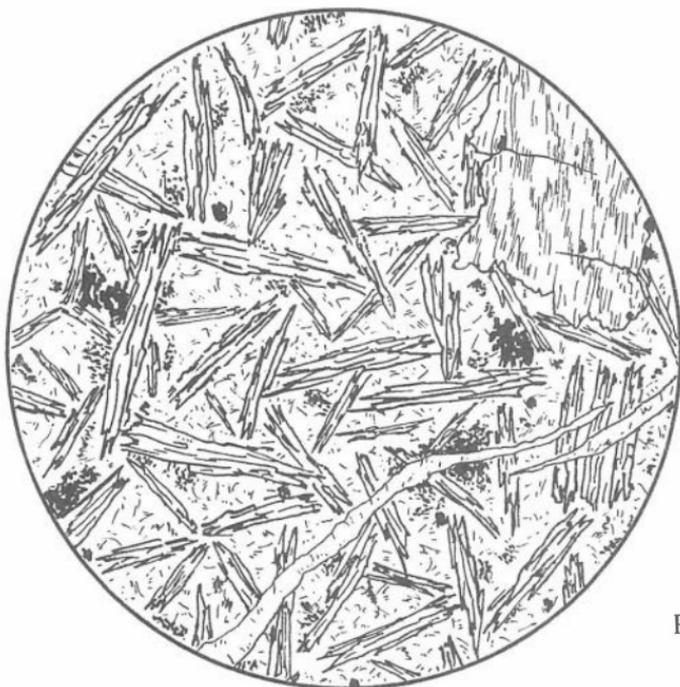


Рис. 37



а

б

Рис. 38

**Рис. 39.** 503-78. Дунит, Чаганузунский массив, гора Сукор. Без анализатора,  $d = 5,0$  мм.

Структура панидиоморфная, мостовая. Порода сложена крупными кристаллами оливина и мелкими зернышками хромшпинели. Большинство зерен оливина почти идиоморфны и приблизительно одинаковы по размеру; все они отделены друг от друга полосками серпентина (антигорита), который развит также и по многочисленным неправильным трещинкам внутри каждого зерна. Хромшпинель распределена неравномерно. Встречаются мелкие кристаллики и тонкая сыпь магнетита.

**Рис. 40.** 500-2-78. Серпентинит, Чаганузунский массив, восточная линза. Николи +,  $d = 1,8$  мм.

Структура комбинированная — решетчатая и радиально-пластинчатая. Она сложена пластиночками серпентина (лизардита), который местами своим расположением создает удивительно правильные формы морских звезд и квадратов. Это серпентин первой генерации. Лизардит второй генерации занимает интерстиции и образует треугольные и конвертообразные стяжения.

Встречаются образования бастита, представляющие полную псевдоморфозу по замещенному ортопироксену. Рудный минерал — гематит(?) сконцентрирован в виде тончайших пластиночек и проводников.

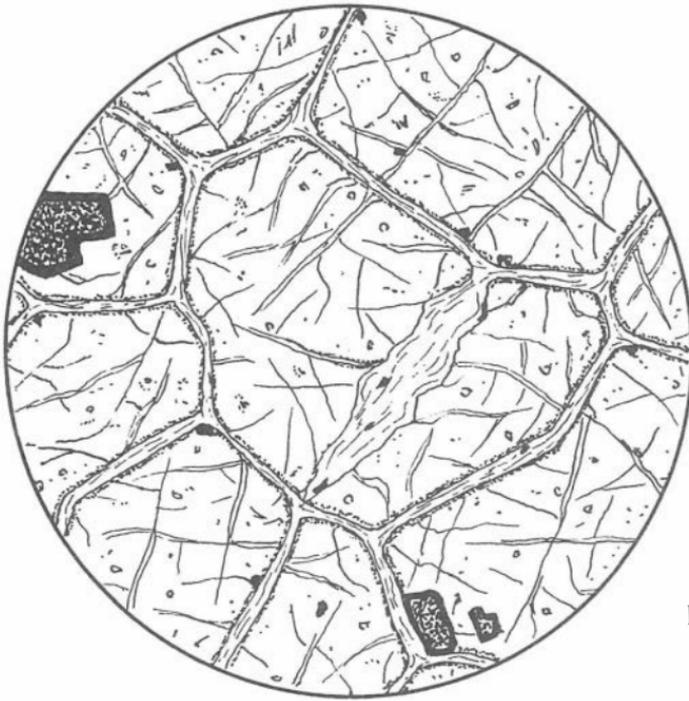


Рис. 39

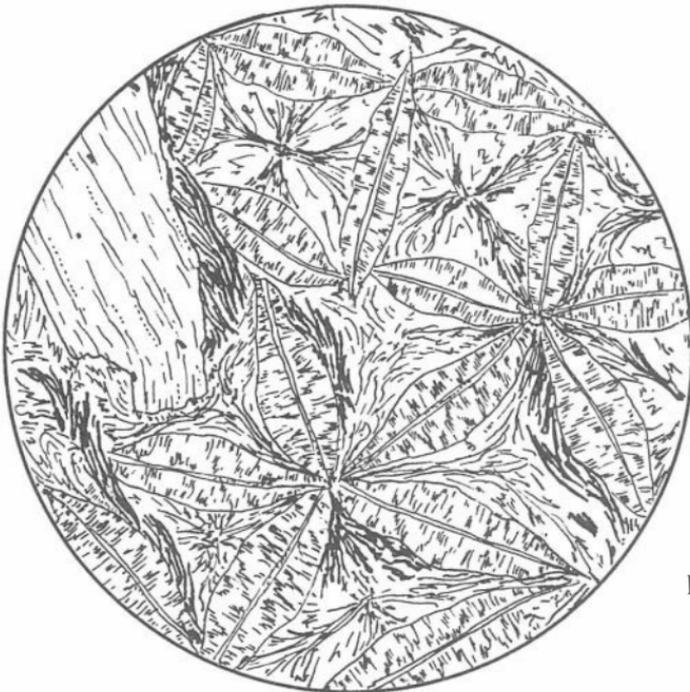


Рис. 40

**Рис. 41.** ЧУ-1-88. Серпентинит, Чаганузунский массив, восточная линза;  $d = 3,1$  мм.

Структура бластпанидиоморфная с элементами зонально-кольцевой фибробластовой и конвертообразной. Порода сложена спутанно-волокнистым серпентином, представленным игольчатым антигоритом и пластинчатым лизардитом, образующими зональные и конвертообразные фигуры в пределах бывших оливиновых зерен. Форма и размеры этих зерен подчеркнуты касмочками магнетита, образованными в процессе полной серпентинизации первичной породы.

а) без анализатора; б) николи +.

**Рис. 42.** Серпентинит, Чаганузунский массив, восточная линза. Николи +,  $d = 1,8$  мм.

а) 704-2. Структура сетчатая (лестничная). Порода представлена серпентином (хризотилом) двух модификаций. Первая образует параллельные с перемычками прожилки, вторая — заполняет пространства между ними. Рудная пыль и скопления мелких зерен магнетита концентрируются вдоль трещин первой модификации серпентина.

б) 807-1. Структура псевдоморфная, поперечно-волокнистая и пластинчатая. Порода сложена пластинками лизардита, который составляет полную псевдоморфозу идиоморфных зерен оливина. Расположение магнетита по границам этих зерен подчеркивает их первичный габитус.

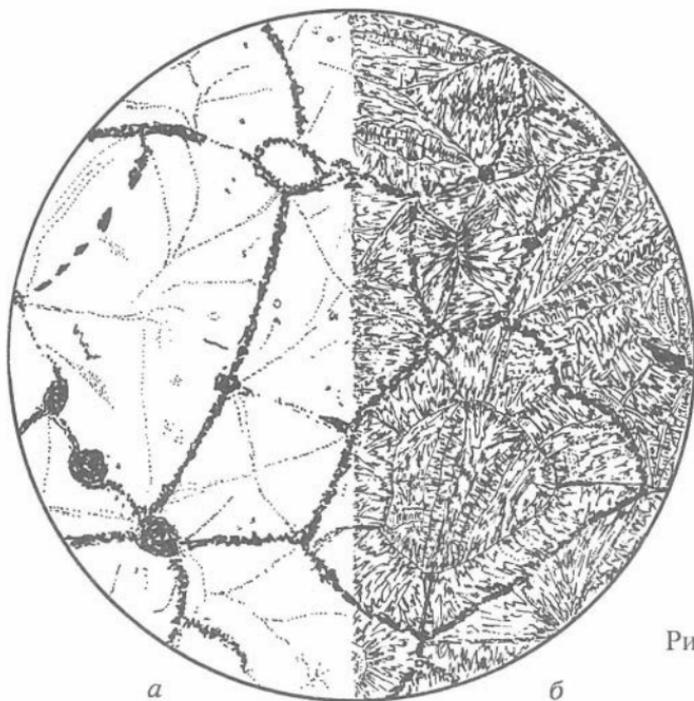


Рис. 41

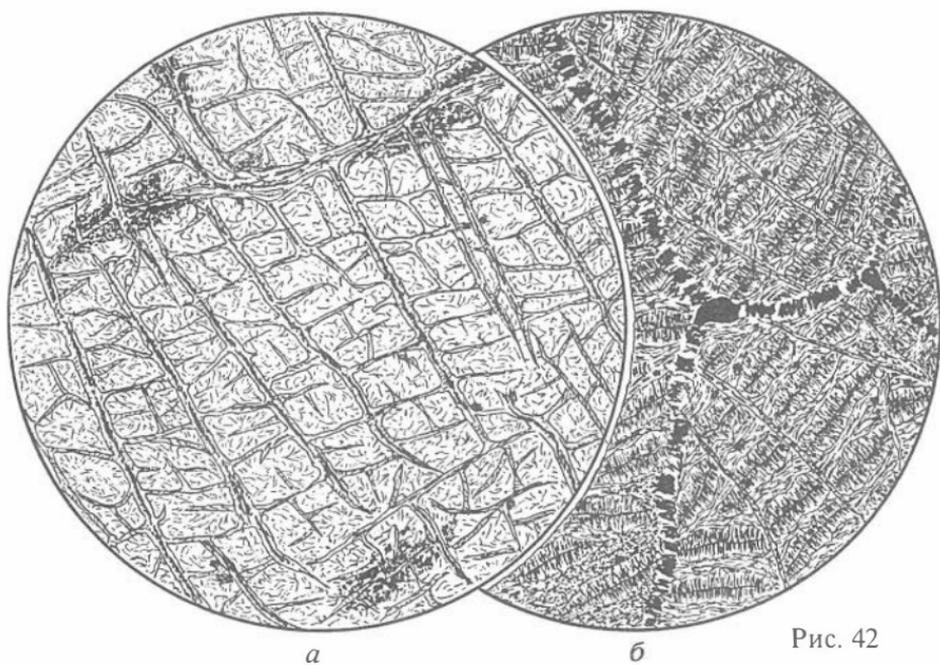


Рис. 42

Рис. 43. Б-91-8. Верлит, линза на правом борту р. Чуя, против пос. Чаган-Узун. Без анализатора,  $d = 3,1$  мм.

Структура разъедания. Порода представлена стандартным набором порообразующих минералов для гипербазитовых массивов — оливина и моноклинного пироксена (диопсида). Особенностью ее строения является наличие бухт и заливов и пойкилитовых включений в зернах пироксена, заполненных серпентиновой матрицей. В серпентине (антигорите) неравномерно распределены довольно свежие зернышки оливина, которые по отдельным группам имеют одинаковую оптическую ориентировку. Серпентинизированы и пироксены, незамещенными оказались лишь отдельные части зерен, размещенных столбиками по спайности.

Встречаются мелкие, редкие кристаллики хромшпинели и рассеянный пылевидный магнетит.

Рис. 44. Б-91-6. Серпентинит, линза на правом борту р. Чуя, против пос. Чаган-Узун. Николи +,  $d = 3,1$  мм.

Структура апонидиоморфная, лепидобластовая, зонально-кольцевая и конвертообразная (типа „песочных часов“). Порода сложена серпентином антигорит-лизардитовой модификации, которые образуют между собой сложные сочетания. Широко распространено сферолитоподобное, концентрическое, веерное, елочное либо полосчатое расположение.

Цепочки магнетитовых зерен показывают форму и размеры серпентинизированного оливина. Хромшпинель отсутствует.



Рис. 43



Рис. 44

**Рис. 45.** А-25. Оливинит серпентинизированный, Барлыкский массив, северо-восточная оконечность. Без анализатора,  $d = 5,0$  мм.

Структура апопанидоморфная, матрица лепидобластовая. Порода сложена реликтами крупных зерен оливина и тальком, заполняющим межзерновые пространства и трещинки, рассекающие зерна оливина в разных направлениях. Остатки или „островки” первичных зерен имеют характерные ровные края, но сохраняют общую первичную оптическую ориентировку.

Рудный минерал практически отсутствует и встречается только в виде тончайшего пылевидного вкрапления среди тальковой массы.

**Рис. 46.** И-58. Серпентинит, Чаахольская группа, безымянный массив. Николи +,  $d = 6,7$  мм.

Структура крупнопетельчатая, образованная листочками лизардита в виде чечевиц, колец, перьев и метелочек. Последние расположены поперек бесконтурновыраженных полос, которые выклиниваются, сливаются, прерываются и исчезают. Такое крупнопетельчатое строение, устанавливаемое только под микроскопом в шлифах, встречается среди пятен или шлироподобных обособлений в породах с мелкочешуйчатой спутанно-волокнистой структурой. Размер таких пятнышек не превышает  $0,7—1,5$  см.

Рудная часть породы представлена тончайшей пылью магнетита, которая хорошо заметна только без выведенного анализатора, а при скрещенных николях, затушевывается.

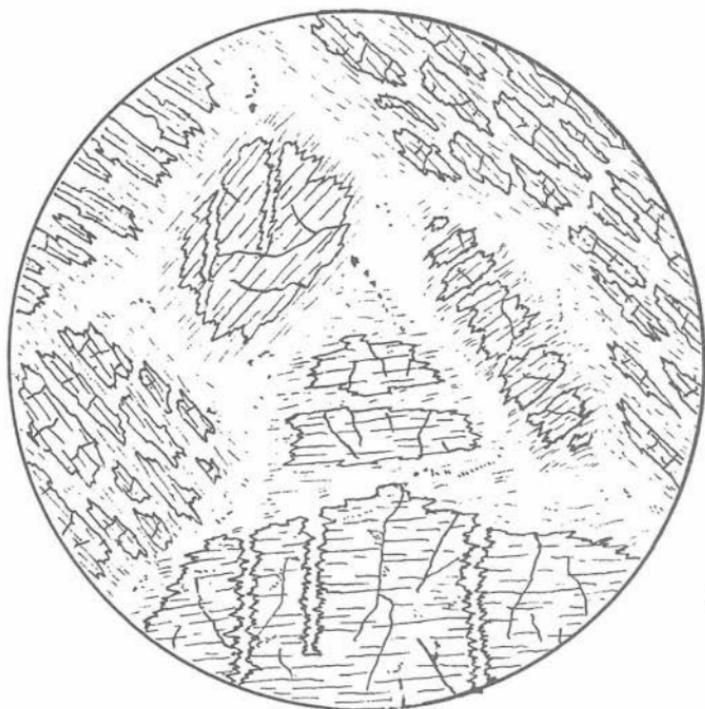


Рис. 45

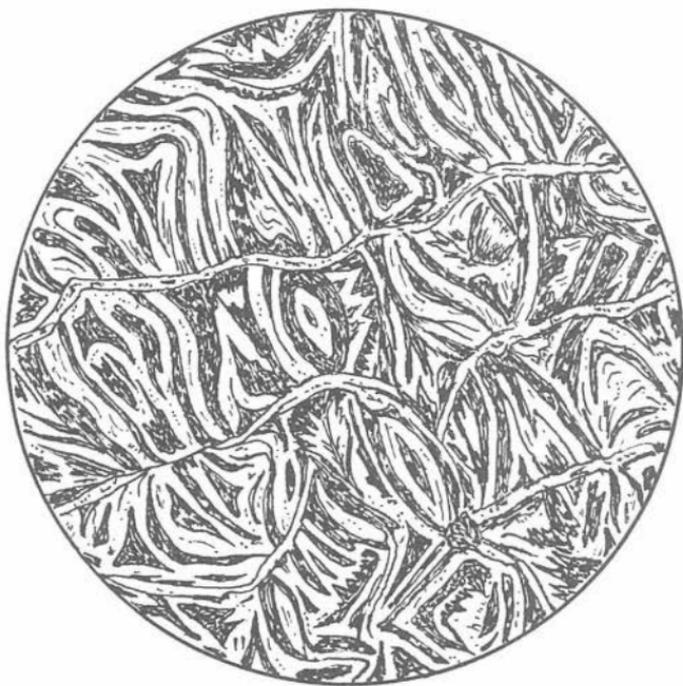


Рис. 46

Рис. 47. 12-65. Серпентинитовая брекчия, Шагонарский массив. Николи +,  $d = 5,0$  мм.

Структура брекчиевая, текстура атакситовая. Порода представлена неокатанными обломочками различных по составу пород, среди которых преобладают серпентиниты антигорит-лизардитовой ассоциации. Для этих осколочков характерно наличие разнообразных структур, в том числе метельчато- и радиально-лучистых, параллельно-волокнистых и квадратно-гнездовых.

Кроме серпентинитов имеют место и осколки осадочных и вулканических пород — песчаников, базальтовых и андезитобазальтовых порфириров. Цемент брекчии серпентинитовый, представлен тончайшими иглочками антигорита в смеси с рудной пылью и мелкими зернышками магнетита.

Рис. 48. Серпентинит, Шагонарский массив;  $d = 3,1$  мм:

а) 354. Без анализатора. Структура поперечно-прожилковая и квадратно-гнездовая. Порода сложена серпентином (лизардитом) и рудным материалом, расположенным по взаимно перпендикулярным трещинкам. Внутренняя часть квадратных секций занята мелкочешуйчатым антигоритом.

б) 38-300. Николи +. Структура сетчатая, квадратно-гнездовая, созданная волокнистым антигоритом, заполняющим трещинки, и чешуйчатым, занимающим промежутки между ними. Рудная часть породы — это крупные зерна хромшпинели и магнетит, образованный в результате разложения первичных кристаллов оливина.

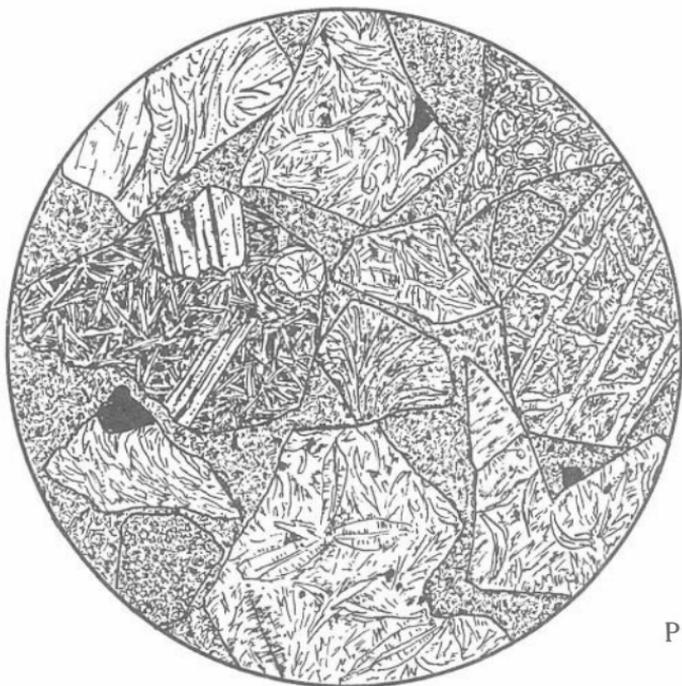
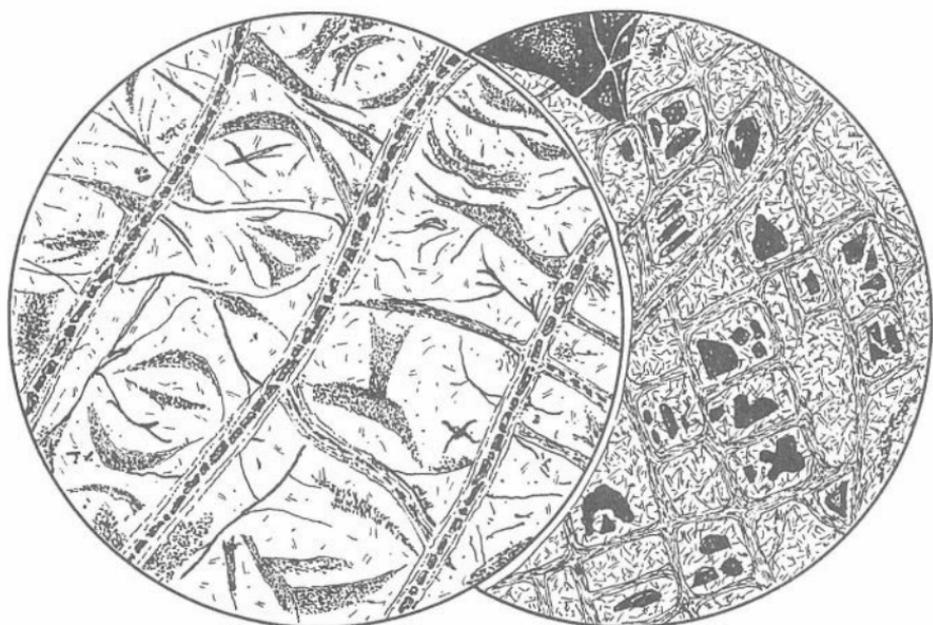


Рис. 47



*а*

*б*

Рис. 48

**Рис. 49.** 340-1. Верлит, Хоптинский массив. Без анализатора,  $d = 3,1$  мм.

Структура пойкилитовая. Породу слагают крупные, чаще идиоморфные зерна моноклинного пироксена (авгита), в которые включены многочисленные изометричные и овальные по форме индивиды оливина. Большинство из них очень мелкие и разбросаны беспорядочно. На рисунке показано одно более-менее крупное зерно оливина в пироксене, окруженное средними и мелкими.

Пироксен обладает густой прерывающейся спайностью; оливин трещиноватый, по трещинкам развивается серпентин. Рудные зерна мелкие и немногочисленные.

**Рис. 50.** 205. Пироксенит оливинизированный, Хоптинский массив. Без анализатора,  $d = 6,7$  мм.

Структура разъедания, пойкилитоподобная. Порода сложена крупными кристаллами ромбического и моноклинного пироксена и мелкими зернами оливина. На рисунке показаны границы двух кристаллов ромбического пироксена (вверху и внизу) и одного моноклинного (справа) и многочисленных зерен оливина, включенных и „разъедающих” пироксен. Более крупные индивиды оливина окружены мелкими, отходящими от них по скрытым трещинкам и „проникающими” в пироксен.

Рудная пыль и сыпь (магнетит) распространены повсеместно, трассируя друг друга по разным направлениям.

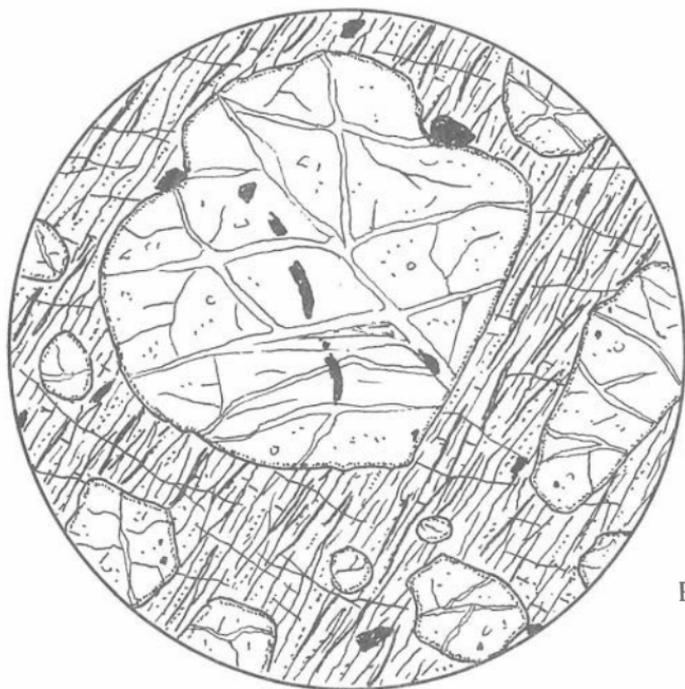


Рис. 49



Рис. 50

Рис. 51. К-204. Серпентинит, Хоптинский массив. Николи +,  $d = 5,0$  мм.

Структура поперечно-волокнистая и порфириблостовая. Порода сложена серпентином и карбонатом. Серпентин представлен длинными и короткими волокнами антигорита, расположенными друг к другу под прямыми и косыми углами; короткие волокна выглядят пластинками. Карбонат — магнезит представлен зернами разного размера, из них крупные на общем фоне серпентиновой матрицы выглядят порфирибластическими кристаллами.

Магнетит распределен неравномерно, встречаются сближенные зерна неправильной формы, преобладают мелкие по размеру.

Рис. 52. У-11. Серпентинит, Ужепский массив;  $d = 5,0$  мм. Николи + (а); без анализатора (б).

Структура апонидиоморфная и „песочных часов”. Порода состоит из антигорита различного габитуса и рудным материалом (хромит?). Последний распределен цепочками и нащепками по границам бывших зерен оливина, показывая их размер, форму и расположение относительно друг друга. Оливин в настоящем — это полная псевдоморфоза серпентина, который в каждом отдельном зерне образует не очень четкие „размазанные” конвертообразные формы либо формы серпентиновых метелочек по более или менее выдержанной плоскости. По-видимому, имеются в породе хромитовые зерна, которые в проходящем свете почти не отличаются от магнетита.

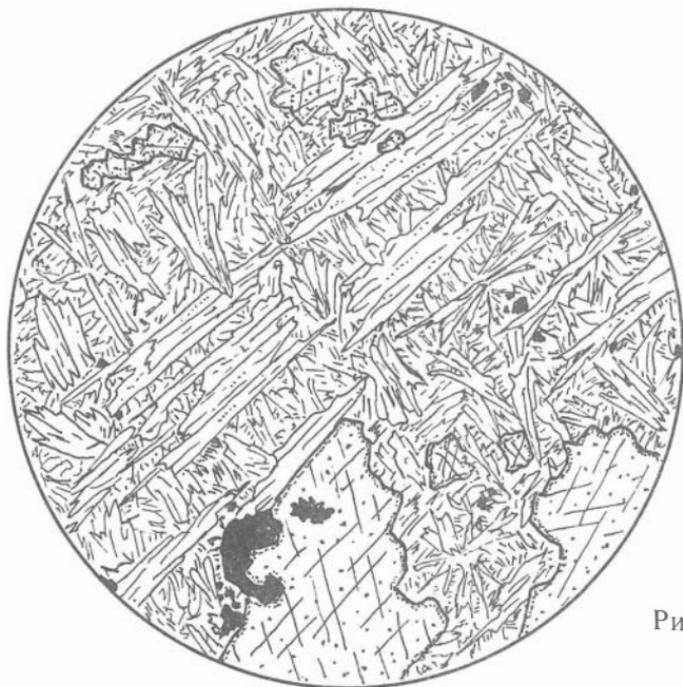


Рис. 51

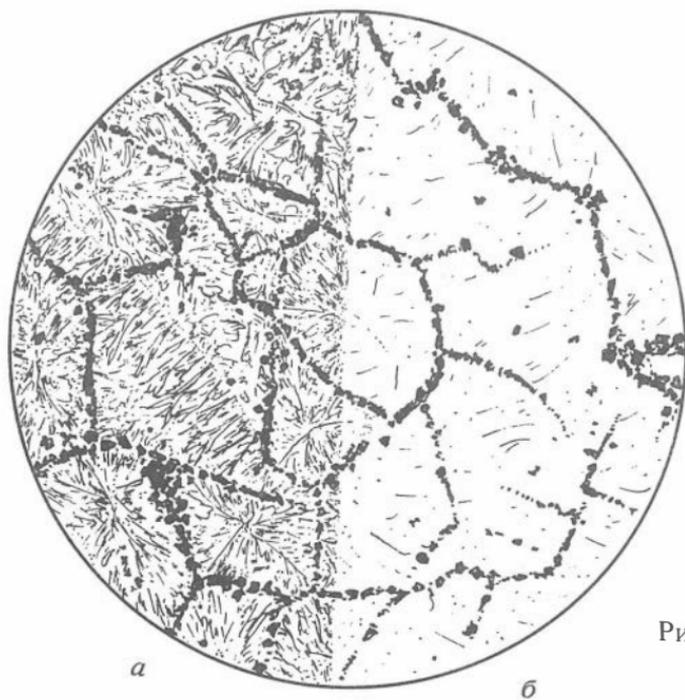


Рис. 52

*а*

*б*

Рис. 53. 309-1. Дунит серпентинизированный, Агардагский массив. Без анализатора,  $d = 3,1$  мм.

Структура апопанидиоморфная, сетчатая и волокнистая. Порода сложена реликтовыми, интенсивно серпентинизированными зернами оливина, от которого остались лишь маленькие островки и неправильные по форме частицы, сохранившие, тем не менее, одинаковую оптическую ориентировку.

Серпентин представлен мелкочешуйчатым антигоритом, составляющим основную матрицу породы. Хромшпинель среди антигоритовой массы в виде неправильных с заливами зерен встречается спорадически.

Рис. 54. 15д-76. Серпентинит, Агардагский массив. Без анализатора,  $d = 3,1$  мм.

Структура поперечно-прожилковая. Порода сложена серпентином трех генераций и двух разновидностей — антигоритом и хризотилом. Последний поперечно-волокнистого габитуса, заполняет многочисленные трещинки и представлен типами двух генераций: более ранняя, развитая по субпараллельным трещинам, сопровождается отложением рудного материала — хромита, а более поздняя занимает секущее положение по извилистым трещинкам и рудного материала не несет.

Мелкочешуйчатый антигорит (протосерпентин) составляет основу породы, в которой неправильно распределены кристаллы карбоната (магнезит?) и хромшпинель.

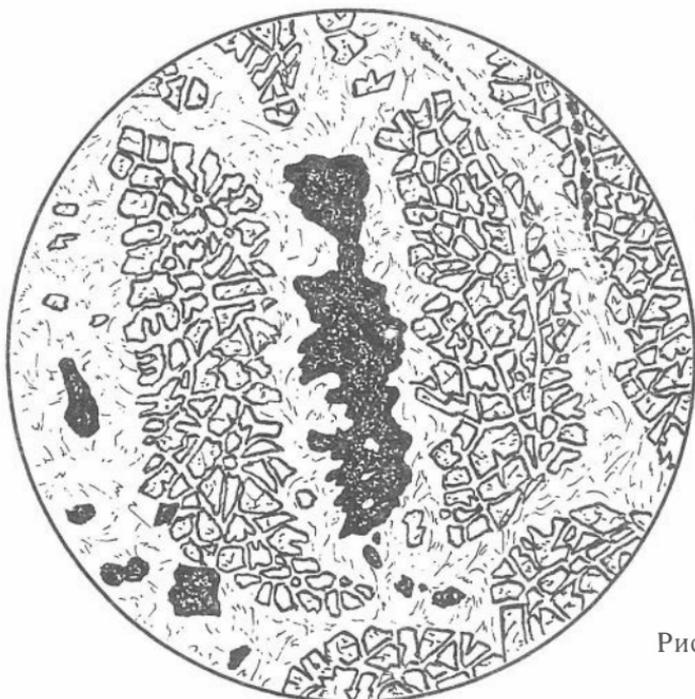


Рис. 53

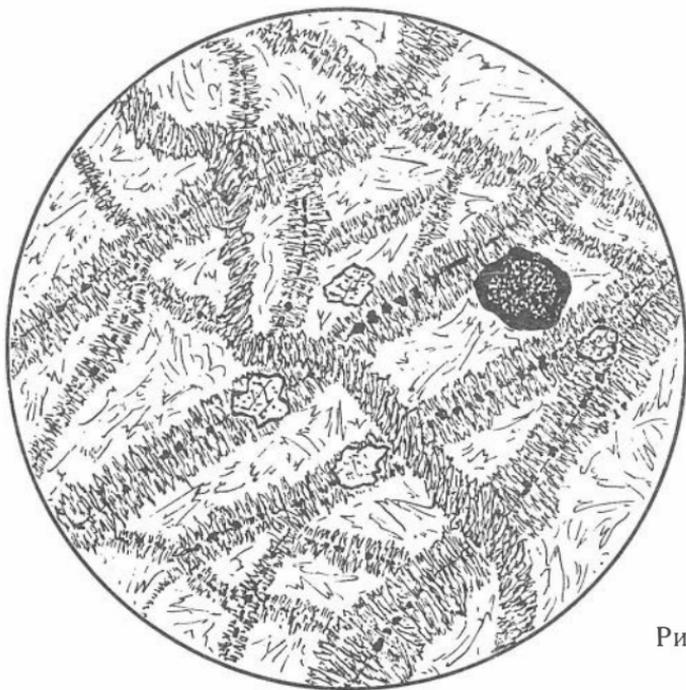


Рис. 54

Рис. 55. 6в-76. Серпентинит, Агардагский массив. Николи +,  $d = 5,0$  мм.

Структура поперечно-волокнистая. Порода на 100 % сложена серпентином антигорит-хризотиловой разновидности. Антигорит образует игольчатые пятна субпараллельных листочков, расположенных друг к другу под разными углами и даже перпендикулярно.

Связующая масса — мелкочешуйчатая вязь хризотила, заполняющая промежутки и интерстиции крупноигльчатого антигорита. Хромшпинель распределена неравномерно и представлена неправильными одиночными или групповыми зернами.

Рис. 56. 186-76. Хромшпинель, Агардагский массив. Без анализатора,  $d = 3,1$  мм.

Структура панидиоморфная и тонковолокнистая. На рисунке показана группа зерен хромшпинелидов, выраженных в идеально кубической сингонии. В ультраосновной породе они слагают крупные пятна, линзы и прожилки. Основа породы серпентиновая, сложенная чешуйками и листочками антигорита.

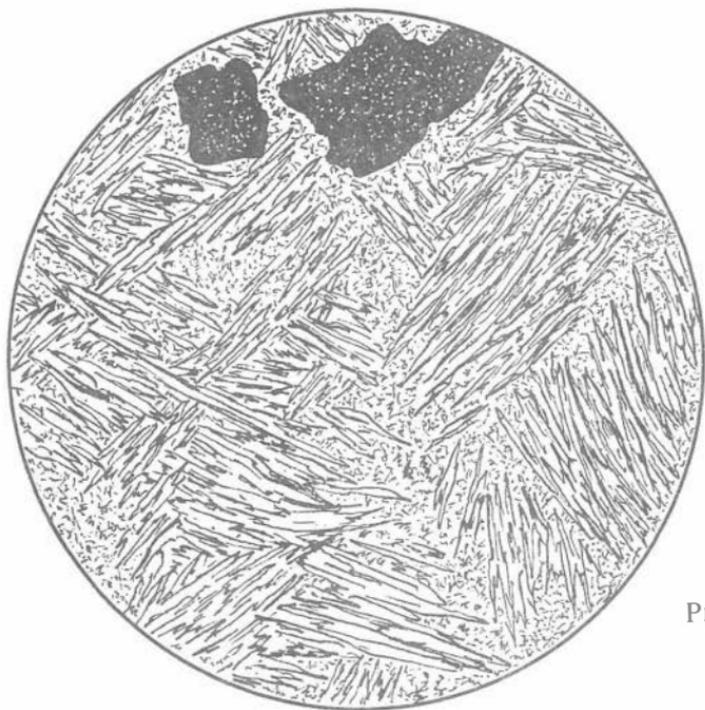


Рис. 55

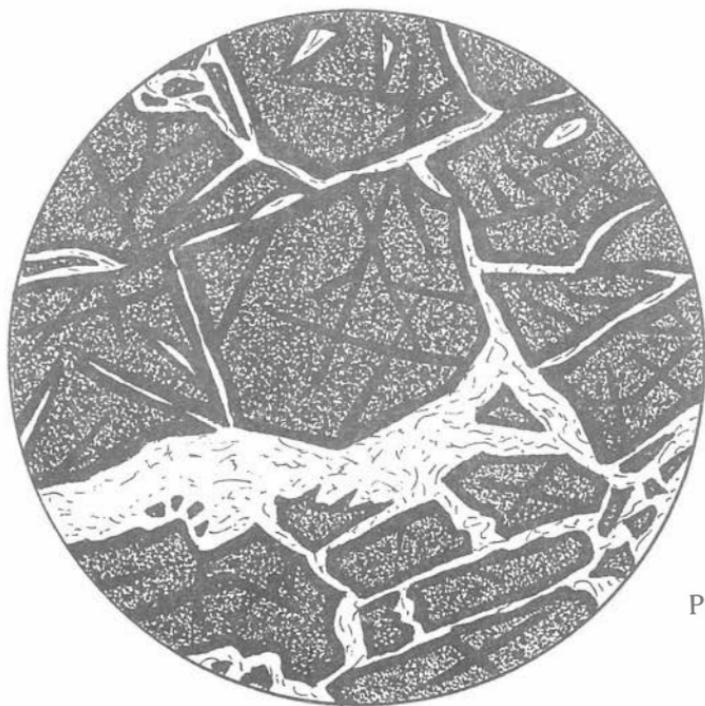


Рис. 56

Рис. 57. СК-5-89. Оливинит, Карашатский массив. Без анализатора,  $d = 3,1$  мм.

Структура паковая. Порода представлена мелкими короткостолбчатыми зернышками оливина, субпараллельно расположенными и образующими крупные пятна. В них зерна оливина имеют близкую оптическую ориентировку и при вращении столика микроскопа погасают почти одновременно.

Кое-где межзерновые пространства, главным образом между пятнами, заняты чешуйками серпентина и талька. Рудный минерал — магнетит распространен незначительно.

Рис. 58. СК-16-89. Пироксенит, Карашатский массив. Николи +,  $d = 3,1$  мм.

Структура панидиоморфная, разъедания и гранобластовая. Порода сложена зернистым агрегатом моноклинного пироксена (диаллага) в значительной степени амфиболизированного. Амфибол (тремолит) развивается по краям зерен пироксенов и совместно с серпентином занимает межзерновые пространства. К этим же участкам серпентина приурочены и новообразования свежих зерен оливина, выражающих гранобластовую структуру.

Рудные зерна магнетита разбросаны беспорядочно, а в гранобластовом агрегате собраны в пятна, струйки и жилочки.

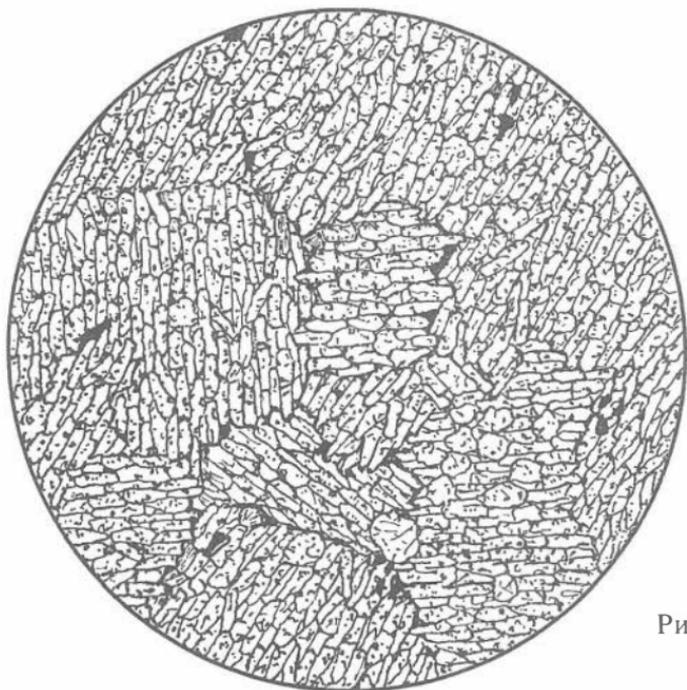


Рис. 57



Рис. 58

**Рис. 59.** Б-16-9-89. Дунит, массив Бай-Даг, правый приток р. Тарлашкин-Хем. Без анализатора,  $d = 5,0$  мм.

Структура сетчатая и гломеробластовая. Порода сложена оливином двух генераций, тальком, магнетитом и хромшпинелью. Крупные зерна оливина первой генерации иссечены трещинками с серпентином и в проходящем свете при введении анализатора дают картину сетчатой структуры. Оливин второй генерации разбросан в породе беспорядочно, он более чистый и лишен серпентиновой сетки.

Тальк крупнолистоватый, встречается заметными скоплениями, рудный материал — магнетит и хромит составляют незначительную часть породы и представлены только мелкими зернами.

**Рис. 60.** С-3-А. Оливинит, массив Бай-Даг. Без анализатора,  $d = 6,7$  мм.

Структура панидиоморфная, призматически-зернистая; порода практически мономинеральная и состоит из крупных удлиненных или близкоизометричных зерен оливина, облеченных (покрытых) корочкой серпентина, что в срезе шлифа выглядит оторочкой. Все зерна густо трещиноваты; по некоторым из них развивается хлорит и серпентин. Мелкие зернышки магнетита не более как экзотическая примесь.

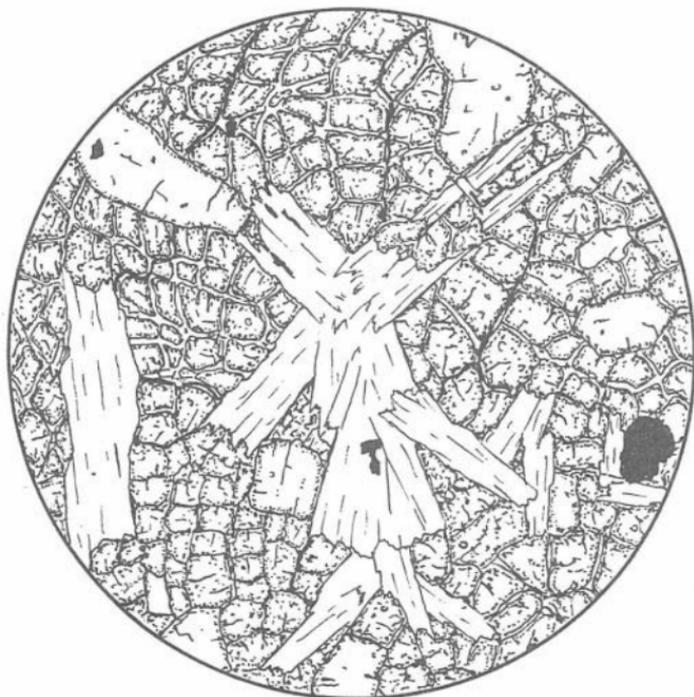


Рис. 59

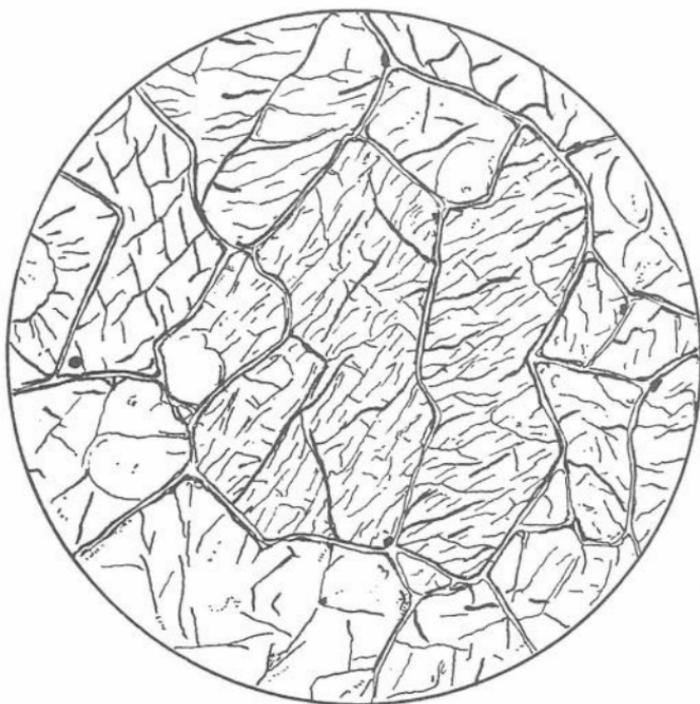


Рис. 60

Рис. 61. Б-23-2. Тальк-оливиновая порода, Тарлашкинский массив. Без анализатора,  $d = 6,7$  мм.

Структура гломеро- и лепидобластовая. Порода сложена спутанно-волокнистым агрегатом талька, серпентина (лизардита) и хлорита, в котором беспорядочно разбросаны крупношестоватые и гигантские кристаллы оливина. Последние иногда образуют гломеровые скопления. Оливин испещрен поперечными трещинками, заполненными серпентином.

Зерна хромшпинели развиты незначительно; мелкая рудная сыпь магнетита в тальк-хлоритовом агрегате образует цепочки и россыпи.

Рис. 62. Оливинит. Без анализатора,  $d = 5,0$  мм:

а) Б-10-89. Массив Корсак, р. Тарлашкин-Хем. Структура гранобластовая. Порода сложена оливином двух генераций и зернышками магнетита. Оливин первой генерации темный и заметно трещиноватый составляет основу, а второй, образующий пятна и линзы и даже отдельные зерна более крупного размера, — светлый и чистый, лишь слабо трещиноватый; листоватый серпентин (антигорит) и рудные зерна встречаются спорадически среди оливинов обеих генераций.

б) Б-16-11-89. Тарлашкинский массив, гора Кызыл-Дуруг-Даг. Структура бластпорфировидная и гранобластовая. Порода представлена также оливином двух генераций и мелкими зернышками магнетита, основой служит мелкозернистый гранобластовый агрегат оливиновых зерен, отличающихся чистотой и свежестью. Это оливин второй генерации, перекристаллизованный, в массе которого разбросаны крупные зерна (останцы) оливина мутного и разложенного, создающего впечатление бластпорфировых образований. Рудные зерна мелкие, малочисленные и спорадически встречаются только в перекристаллизованной части породы.

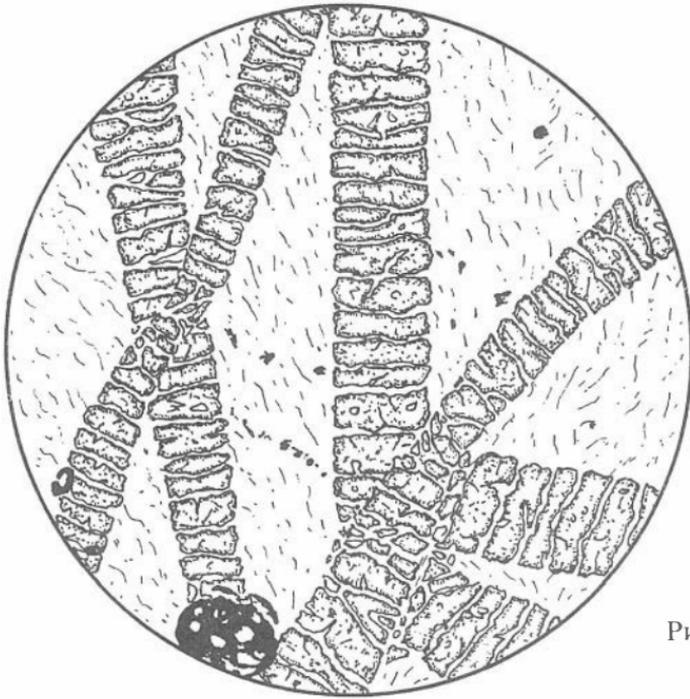
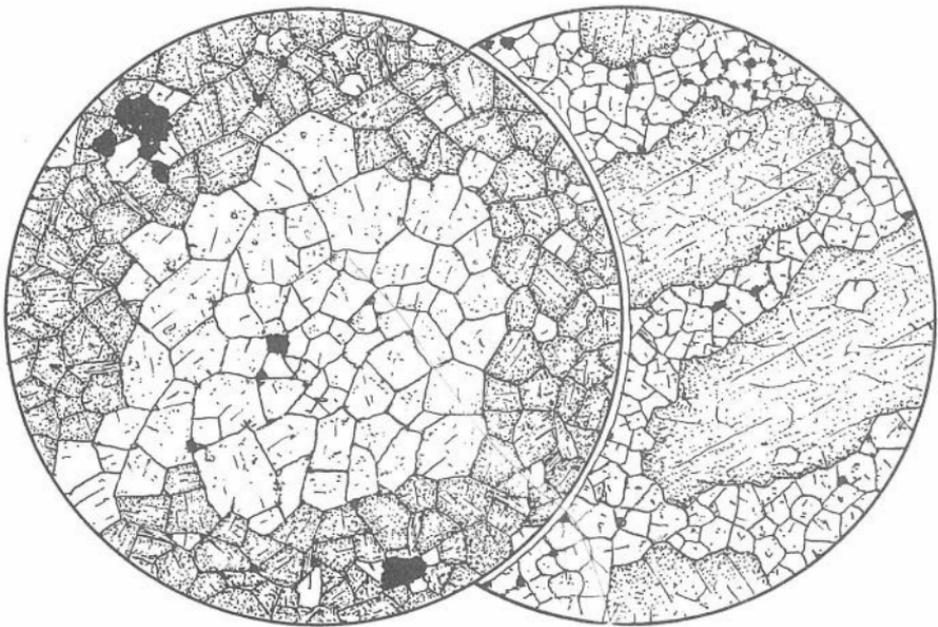


Рис. 61



а

б

Рис. 62

Рис. 63. 239. Дунит, Улорский массив, р. Араскон, правый приток р. Улор. Без анализатора,  $d = 5,0$  мм.

Структура параллельно-призматическая. Порода представлена зернами оливина двух генераций, серпентином и рудным минералом. Оливин первой генерации представлен остаточными реликтами крупных серпентинизированных зерен, от которых сохранились лишь крошечные частички, объединяемые общей оптической ориентировкой, а второй — шестоватыми кристаллами с кулисным расположением друг к другу, обладающими продольно-поперечными серпентиновыми просечками.

Хромшпинель образует довольно крупные разрозненные кристаллы, а магнетит — мелкие зерна и рудную пыль, встречающуюся повсеместно.

Рис. 64. С-47/2-89. Серпентинит, Улорский массив;  $d = 5,0$  мм. Без анализатора (а); николи + (б).

Структура апопанидиоморфная и тонковолокнистая. Порода сложена серпентином (хризолитом) и полупрозрачными окислами железа, подчеркивающими форму и размеры полностью серпентинизированных зерен оливина. В результате дегидратации оливина, проходившей с расширением объема в породе, местами образовалась система расходящихся трещин, забитых пылью рудного вещества. Такое зерно показано в самом низу приведенного рисунка.

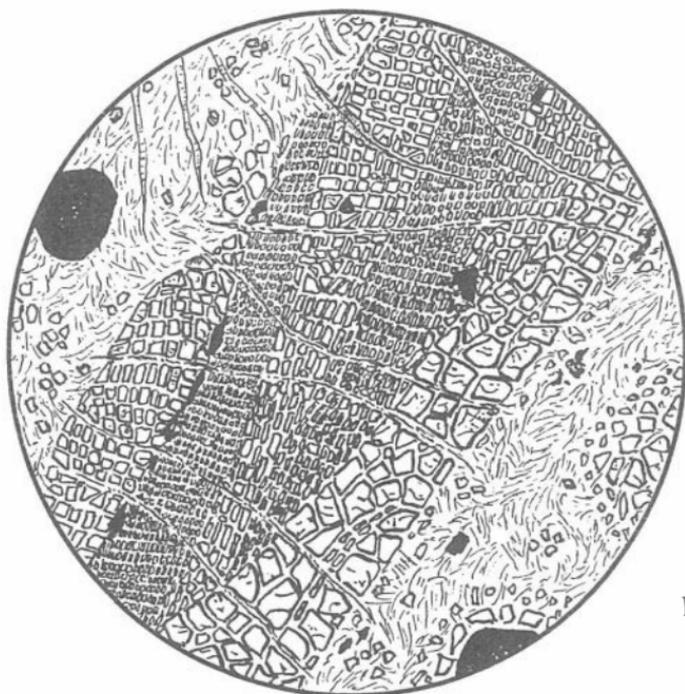


Рис. 63

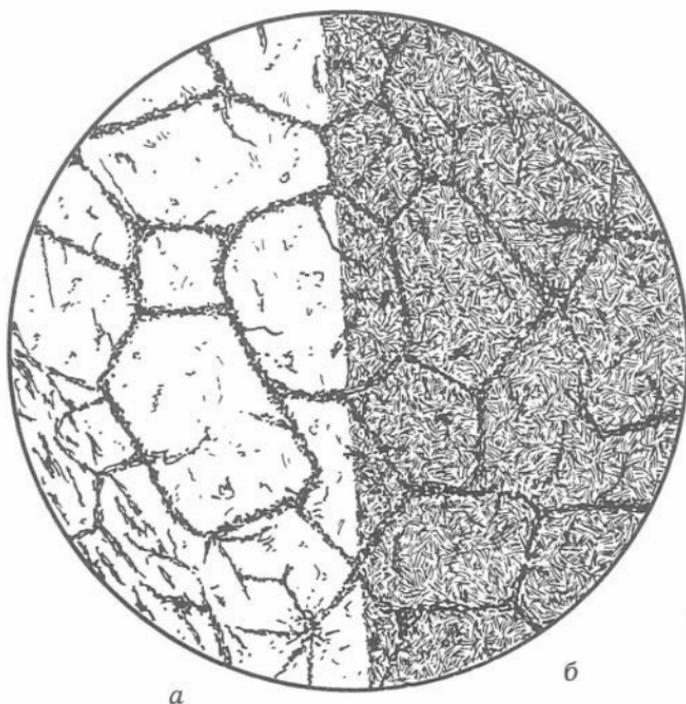


Рис. 64

а

б

Рис. 65. 060. Оливинит серпентинизированный, Тарысский массив. Ни-  
коли +,  $d = 3,1$  мм.

Структура гранобластовая и паковая. Порода представлена оливином по меньшей мере трех генераций — мельчайших и среднеразмерных зерен, образующих участки с изометричным и шестоватым строением, выражающих сложную комбинированную структуру. Она имеет пятнистый такситовый характер.

В оливиновой матрице встречаются также серпентин и карбонат (левая часть рисунка), крупные пластины паргасита(?) и зернышки хромшпинели, замещенные магнетитом.

Рис. 66. 073. Дунит серпентинизированный, Тарысский массив. Ни-  
коли +,  $d = 5,0$  мм.

Структура лепидо- и гранолепидобластовая. Порода сложена серпентином разных генераций, образующих поперечно-прожилковые и поперечно-волокнистые ассоциации иголок антигорита. Зернышки оливина выглядят свежими среди серпентиновой матрицы, группируются кучками, полосами с одинаковой оптической ориентировкой отдельных групп.

Немногочисленные зерна хромшпинели распределены в породе крайне беспорядочно.

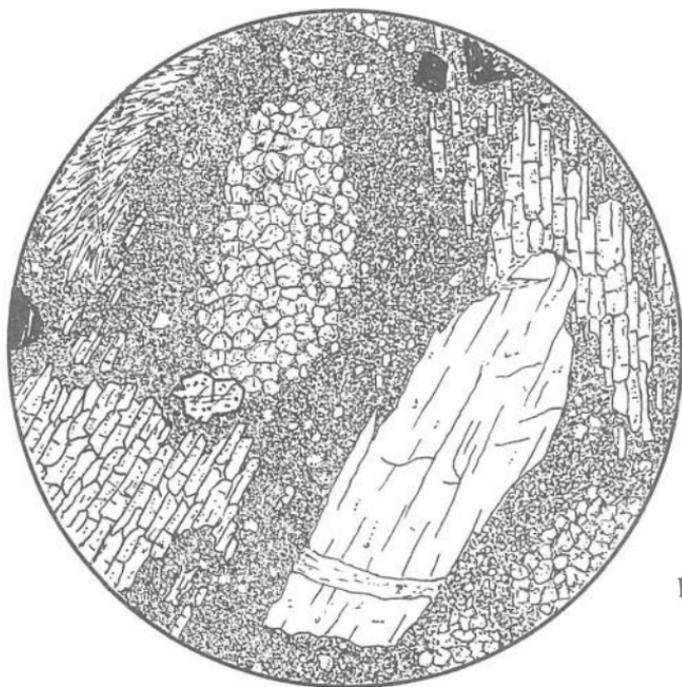


Рис. 65



Рис. 66

Рис. 67. 071. Карбонат-серпентиновая порода, Тарысский массив. Николи +,  $d = 3,1$  мм.

Структура лепидогранобластовая, игольчатая. Породу характеризует антигорит поперечно-чешуйчатого строения, в котором пятнами, линзами и отдельными зернами размещены кристаллы магнезита. Часть зерен магнезита полностью разрушены и замещены рыжими и темными железо-магниевыми окислами.

В породе редко встречаются зерна магнетита и хромшпинели, но они не попали в зарисованную часть шлифа.

Рис. 68. 073/1. Тарысский массив;  $d = 3,1$  мм:

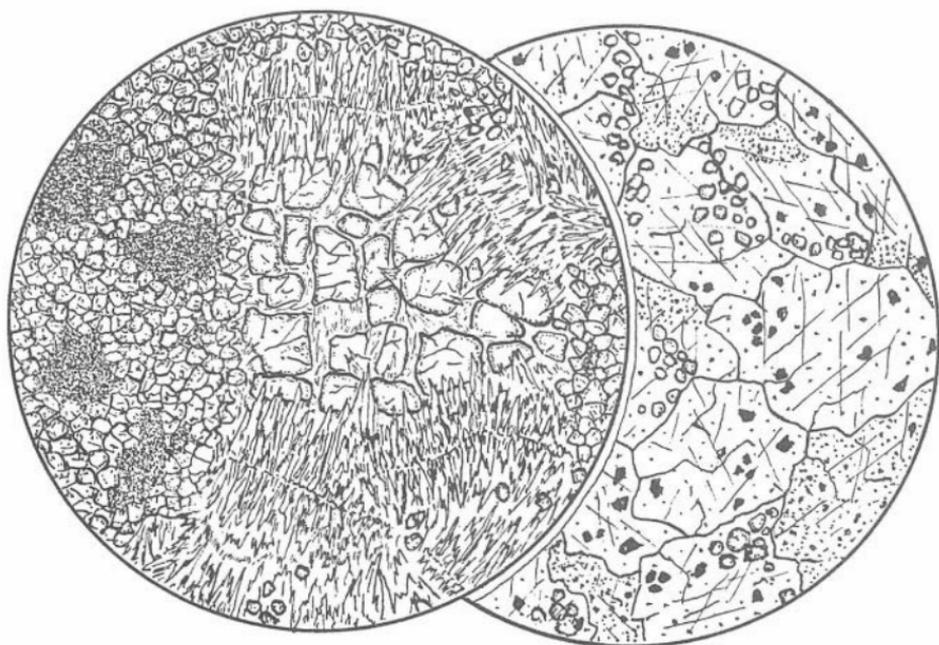
а) Дунит. Николи +. Структура лепидогранобластовая. Порода сложена оливином по меньшей мере трех генераций, представленных в виде крупно-, средне- и мелкозернистых агрегатов, которые расположены среди поперечно-прожилковой матрицы серпентина (антигорита). Мелко- и среднезернистые агрегаты оптически ориентированы беспорядочно, более крупные — имеют одинаковую ориентировку.

б) Оливин-карбонатная порода. Без анализатора (другая часть этого же шлифа). Структура гранобластовая и пойкилитовая, сложенная неправильными зернами карбоната (магнезита), в которые „включены” мельчайшие зернышки оливина и магнетита. Последний, кроме того, образует и пылевидные скопления.

Оливин-карбонатные образования в метаморфическом дуните встречаются разрозненными неправильными пятнами.



Рис. 67



а

б

Рис. 68

Рис. 69. М-1408-3. Дунит серпентинизированный, Шишхидгольский массив. Николи +,  $d = 5,0$  мм.

Структура аллотриоморфная, мелкозернистая. Порода состоит из мелких изометричными зернами оливина с зубчатыми краями, среди которых редко размещены кристаллы хромшпинели. Субпараллельные и косые трещинки заполнены игольчатым серпентином (антигоритом) и мельчайшими гранобластовыми зернышками оливина второй генерации. Последние тончайшим шнурком следуют друг за другом вдоль трещин.

Хромшпинель образует неправильные и некрупные по размерам зерна, которые обычно встречаются группой из двух-трех индивидов.

Рис. 70. М-1407-2. Дунит, Шишхидгольский массив. Николи +,  $d = 5,0$  мм.

Структура бластпорфировая и лепидогранобластовая. Порода сложена оливином двух генераций, серпентином и хромшпинелью. Оливин первой генерации представлен разрозненными обычно крупными зернами, расположенными среди ориентированных листочков и иголок антигорита. Оливин второй генерации образует мельчайшие зернышки разных габитусов. Одни из них имеют шестоватые формы и расположены среди серпентиновой матрицы вокруг бластпорфировых зерен оливина первой генерации, другие обладают неправильными и изометричными формами и собраны в пятна и линзы (правая сторона рисунка), ориентированные по общему направлению расположения антигорита. Встречаются также и отдельные зернышки.

Хромшпинель образует редкие неправильной формы кристаллы.

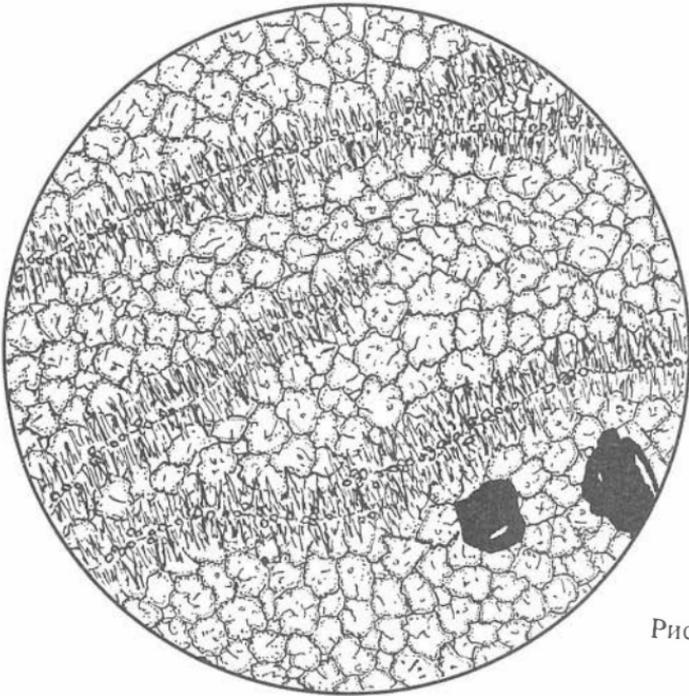


Рис. 69

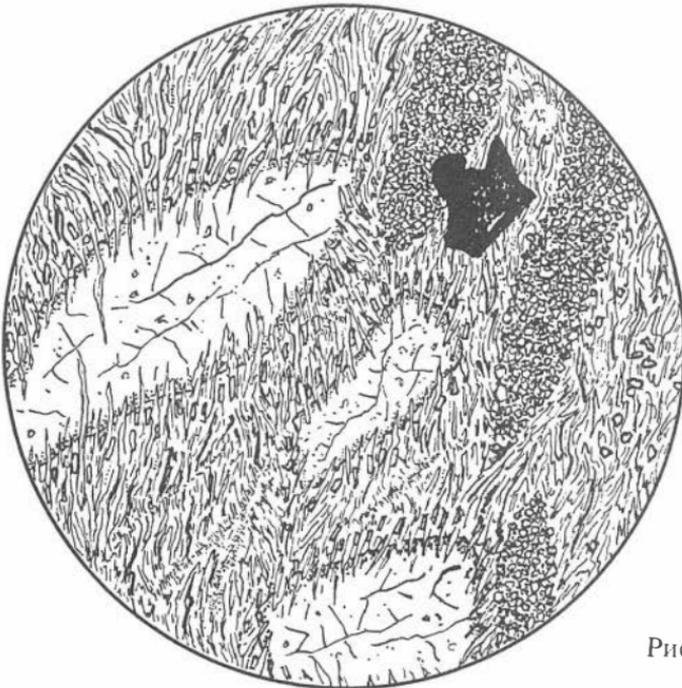


Рис. 70

Рис. 71. М-1410. Серпентинит, Шишхидгольский массив. Николи +,  $d = 5,0$  мм.

Структура лепидобластовая. Сложена порода серпентином антигоритовой разновидности. Встречаются целые поля или площадки, где листоватый антигорит имеет одинаковую ориентировку отдельных индивидов, в которые впадают перпендикулярные или косые пластиночки антигорита елочного габитуса.

По некоторым трещинкам в породе развивается гранобластовый агрегат мельчайших, вновь образованных зернышек оливина. Рудный материал практически отсутствует и иногда встречается только в виде тончайшей магнетитовой пыли.

...

Рис. 72. М-1621. Карбонат-серпентиновая порода, Шишхидгольский массив. Николи +,  $d = 3,1$  мм.

Структура лепидогранобластовая. Порода сложена серпентином, карбонатом и хромшпинелью. Серпентин — антигорит представлен крупнолистоватыми индивидами, беспорядочно разбросанными по всей породе. Карбонат — доломит образует жилеобразные скопления из крупных кристаллов, ассоциирующих с зернышками магнетита. Хромшпинель встречается в виде разрозненных идиоморфных зерен, замещенных по краям магнетитом. Зерен оливина не обнаружено.



Рис. 71

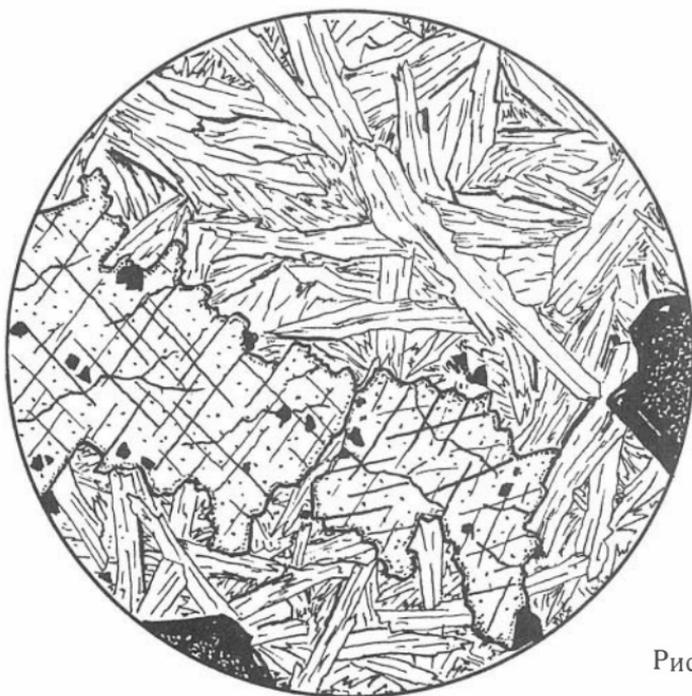


Рис. 72

Рис. 73. 50282. Дунит, безымянный массив, верховье р. Билин. Без анализатора,  $d = 3,1$  мм.

Структура аллотриоморфная. Порода сложена неравномерно-зернистым агрегатом неправильных по форме и овальных зерен оливина, рассеченных субпараллельными и диагональными трещинками, выполненными серпентином (хризотилом). Кроме того, друг от друга все зерна отделены полосочками серпентина и более надежно определяются только при введенном анализаторе, выявляющем их оптическую ориентировку.

Наличие сближенных полос хризотила создает параллельно-волоконистую структуру. Хромшпинель по краям зерен замещена магнетитом. Последний развит также и в виде мелких кристалликов и распределен крайне беспорядочно.

Рис. 74. 501811. Гарцбургит, безымянный массив в верхнем течении р. Билин. Без анализатора,  $d = 1,8$  мм.

Структура разъедания, местами пойкилитовая. Порода сложена зернами ромбического пироксена (энстатита) и оливина; последний преобладает. На границах зерен пироксена и по трещинкам в них развиваются гранобластовые зерна оливина второй генерации, которые иногда могут приниматься и как пойкилитовые вроски.

За пределами зарисованного участка шлифа оливин первой генерации интенсивно серпентинизирован (лизардит, хризотил) и оталькован. Там же в изобилии присутствуют зерна магнетита и, возможно, хромшпинель, замещенная магнетитом.

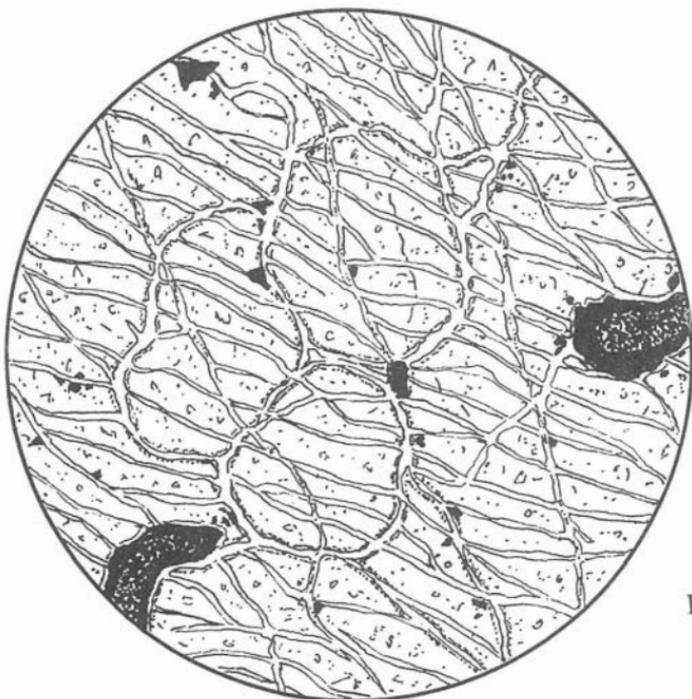


Рис. 73

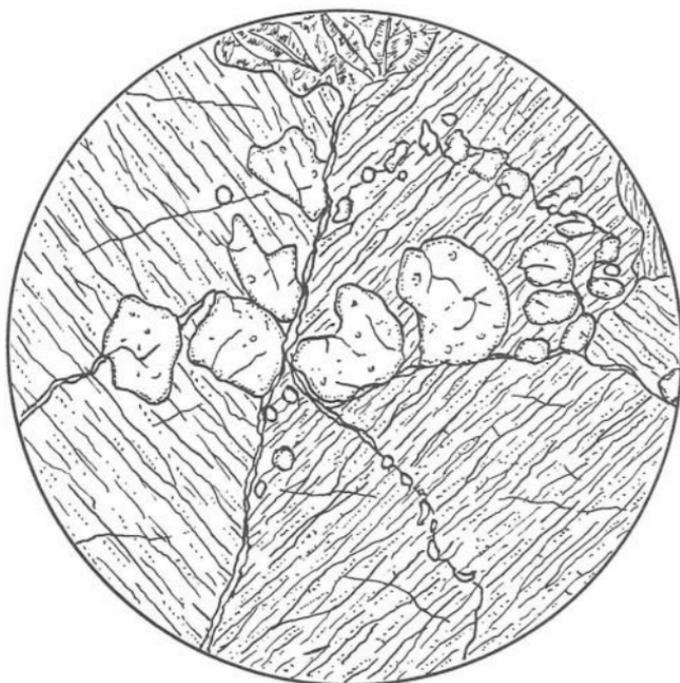


Рис. 74

Рис. 75. 491181. Шрисгеймит, безымянный массив, верхнее течение р. Билин. Без анализатора,  $d = 2,1$  мм.

Структура пойкилитовая. Порода слагается роговой обманкой и оливинном. Последний почти всегда имеет овальные как бы оплавленные формы и включен в крупные кристаллы роговой обманки, плеохроирующие в бурых тонах.

Зерна оливина изобилуют косыми и расходящимися трещинками и переполнены кристалликами магнетита. Роговая обманка показывает совершенную спайность, дающую иногда отчетливые ромбоэдри.

В другой части этого же шлифа в породе встречаются мелкие и единичные зерна моноклинного пироксена и пластиночки флогопита. Хромшпинель не обнаружена.

Рис. 76. 501225. Серпентинит (апогарцбургит), безымянный массив, верховье р. Билин. Николи +,  $d = 1,8$  мм.

Структура бластпорфировая и конвертообразная („песочных часов“). Порода сложена серпентином и магнетитом. Первый, представленный лизардитом и баститом, преобладает и образует беспорядочно разбросанные „конвертики“ и „чечевички“, а второй показывает полную метаморфозу по бывшим зернам ромбического пироксена.

Магнетит встречается в мелких зернах и скоплениях, разбросан повсеместно, но более приурочен к трещинкам. В бастите выражены структуры распада с выделением по спайности железо-марганцевых образований. По всей породе почти равномерно распределена рудная пыль.

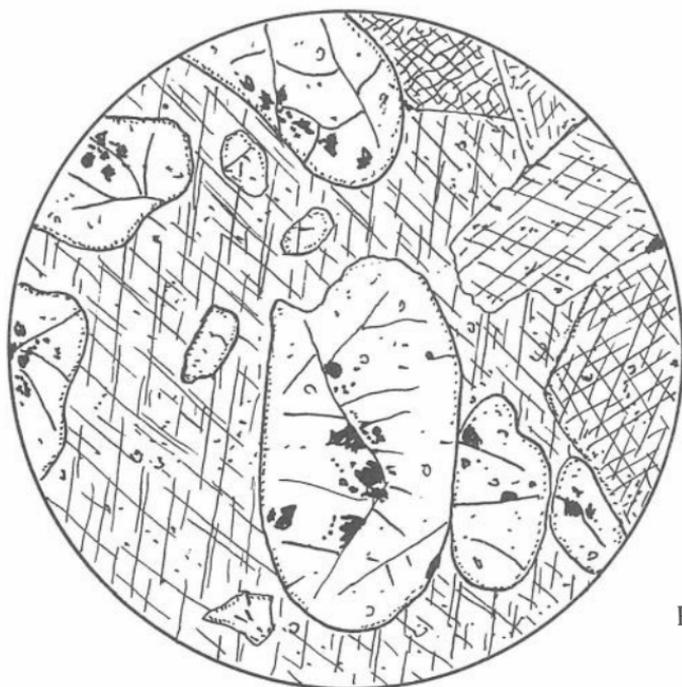


Рис. 75



Рис. 76

## Западный Саян

Рис. 77. А-10/1. Дунит, массив Большеарбатский. Николи +,  $d = 3,1$  мм.

Структура бластпорфировая. В сложении породы участвуют оливин, магнетит, хромшпинель (за пределами поля зрения) и серпентин. Последний представлен разноориентированными листочками антигорита, создающими матрицу, в которой бессистемно и хаотично „разбросаны” зерна оливина. Оливин разного размера, мелкотрещиноватый с характерными зазубренными краями.

Магнетит приурочен к трещинкам, образует жилоподобные просечки. Реже встречаются разрозненные мелкие зернышки, но почти всегда в ассоциации с оливином.

Рис. 78. Т-111/2. Серпентинит, Табатский массив. Николи +,  $d = 5,0$  мм.

Структура спутанно-волокнистая и поперечно-прожилковая. Порода сложена тонкочешуйчатым серпентином антигорит-хризотиловой разновидности, ориентированным беспорядочно и выполняющим роль матрицы. В этом серпентиновом агрегате находятся пятна и жилоподобные образования длинноигльчатого антигорита. Жилки-просечки неправильной формы и разных размеров, с утолщениями и пережимами, с раздвоением и выклиниванием, однако все они грубо ориентированы в одном направлении.

Хромшпинель в породе отсутствует. Мелкозернистый магнетит размещен группами либо одиночными зернышками.



Рис. 77

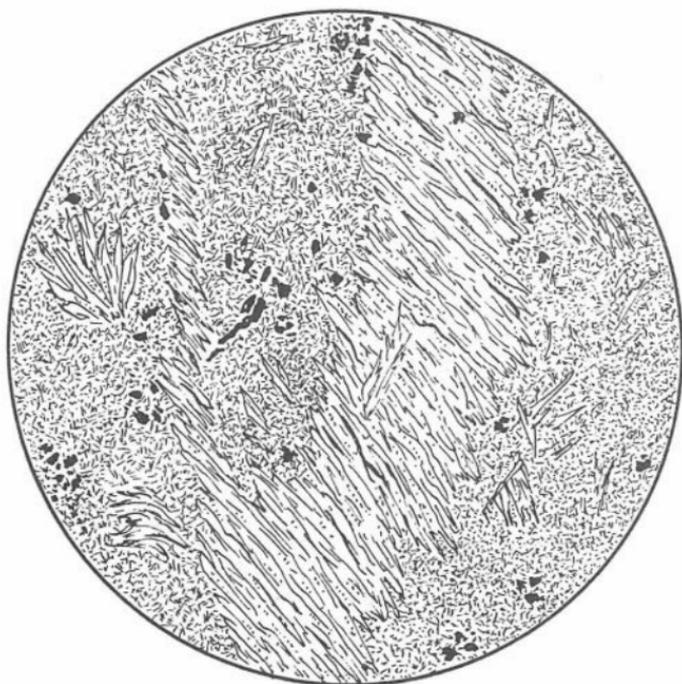


Рис. 78

Рис. 79. Ш-218/1. Аподунит, безымянная линза Шушенской группы массивов. Николи +,  $d = 5,0$  мм.

Структура остаточная или палимпсестовая; она характеризует состояние метаморфизованных пород, у которых сохранились слабые реликты первичного строения и состава. Порода сложена серпентином, оливином и хромшпинелью. По расположению листочков антигорита видна бывшая панидиоморфная структура и небольшие участки трещиноватого оливина, оставшегося после прошедшей серпентинизации.

Хромшпинель встречается в крупных и мелких зернах, по краям замещена магнетитом. Последний встречается и в виде редких и мелких зернышек, разбросанных в породе беспорядочно.

Рис. 80. К-18/4. Серпентинит, Кукшинский массив. Николи +,  $d = 3,1$  мм.

Структура радиально-лучистая. Порода сложена серпентином, представленным игольчатым антигоритом, который расположен либо поперек бывших зерен оливина (?), либо по радиусам вокруг определенных центров, создающих вид расходящихся пучков, схожих со сферолитовым строением.

Хромшпинель отсутствует. Присутствуют магнетитовые зернышки, распределенные по трещинкам и межзерновым пространствам.

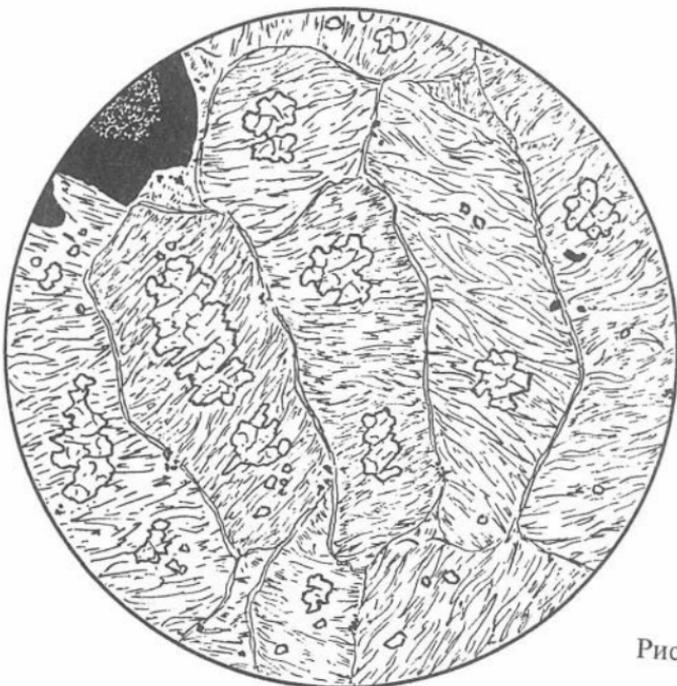


Рис. 79

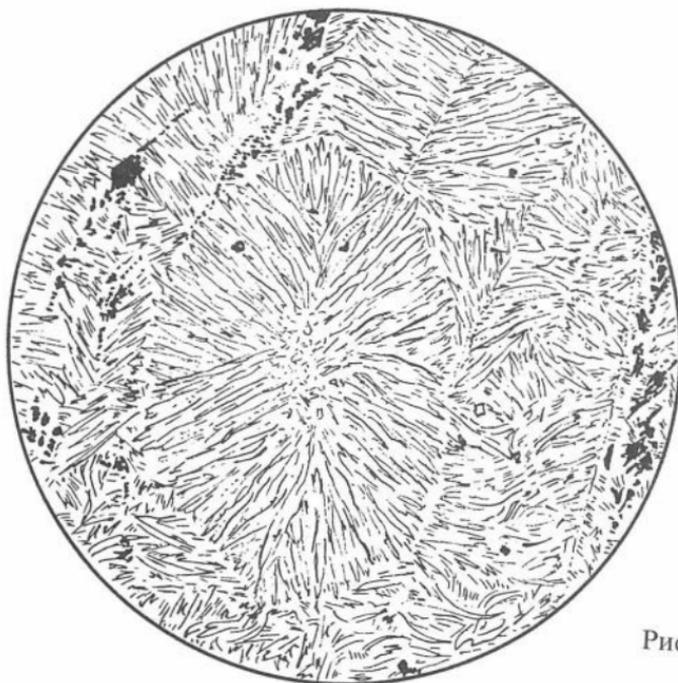


Рис. 80

Рис. 81. 7-85. Дунит, Борусский массив. Без анализатора,  $d = 5,0$  мм.

Структура комбинированная — аллотриоморфная и поперечно-волокнистая. На рисунке видна только часть крупных изометричных оливиновых зерен, испещренных субпараллельными и расходящимися трещинками. По этим трещинкам и границам отдельных зерен развивается пылевидный рудный материал и поперечно-волокнистый, игольчатый антигорит.

Встречаются единичные мелкие зерна ортопироксена, нацело замещенные амфиболом. Присутствует буроокрашенная хромшпинель с магнетитовой окантовкой.

Рис. 82. 51a-85. Гарцбургит, Борусский массив. Николи +,  $d = 5,0$  мм.

Структура комбинированная, метельчато-лучистая и бластпорфировая и порфиробластовая. Порода сложена реликтами крупных зерен ортопироксена (энстатит?), испытавших интенсивные изменения. Последние выражены в их амфиболизации, опацизации и серпентинизации. Серпентин — игольчатый антигорит с радиально-лучистым строением. В центральной части этих лучистых агрегатов развивается свежий, прозрачный оливин, который выполняет здесь роль порфиробластовых образований.

Среди рудных минералов встречается магнетит и хромшпинель с неравномерным их распределением в породе. Магнетит опацизированных зерен ортопироксена делает последние полупрозрачными минералами.

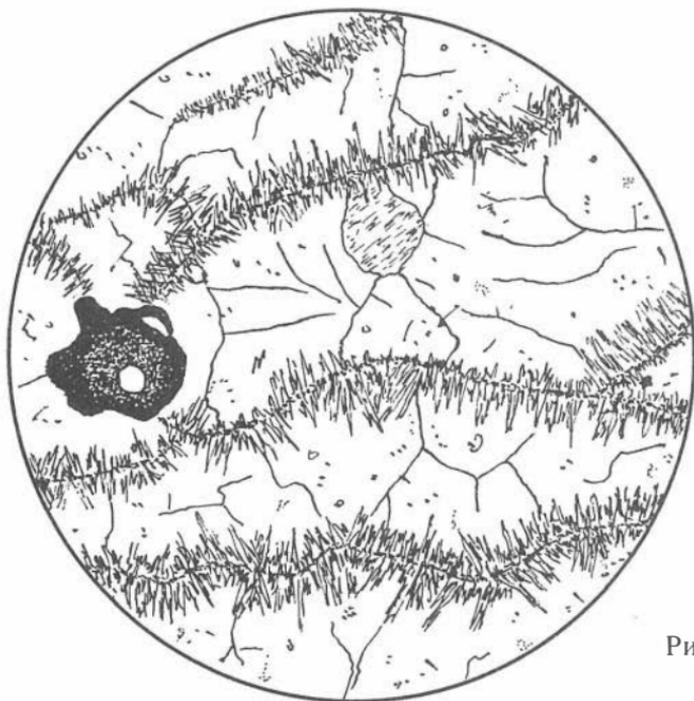


Рис. 81

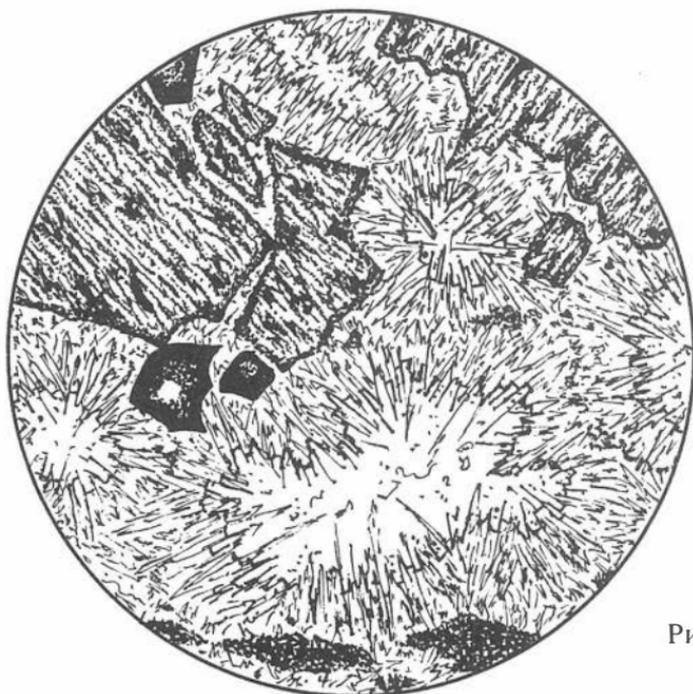


Рис. 82

**Рис.83.** 3а-85. Гарцбургит, Борусский массив, центральная часть, восточный (правый) борт водохранилища. Без анализатора,  $d = 3,1$  мм.

Структура порфири- и лепидобластовая. Порода представлена шестоватыми зернами оливина и ромбического пироксена, беспорядочно разбросанными в хлорит-серпентиновой массе. Все зерна сильно изменены — оливин замещен хлорит-серпентиновым агрегатом, частично криптокристаллическим кальцитом, через который просматриваются лишь небольшие участки (остаточная структура). Особенностью строения является наличие зернышек оливина второй генерации, располагающихся, как правило, по краям старых измененных зерен (структура обрастания).

Серпентин представлен смесью антигорита и хризотила в виде редких мелких зернышек в лепидобластовой массе породы. Рудный минерал — магнетит кубической и неправильной формы, образованный за счет полнейшего разложения хромшпинели.

**Рис. 84.** 22-85. Серпентинит, Борусский массив, высота 559,7 м;  $d = 6,7$  мм. Без анализатора (а); николи + (б).

Структура параллельно-волокнистая и бластпорфирировая. Порода сложена набором разновидностей серпентина, в котором присутствуют листоватый лизардит, чешуйчатый антигорит и пластинчатый бастит. Антигорит как бы составляет цементирующую матрицу. В сочетании друг с другом они дают сложную комбинированную структуру, резко меняющуюся даже на микроуровне. Рудных зернышек немного и они все принадлежат магнетиту.

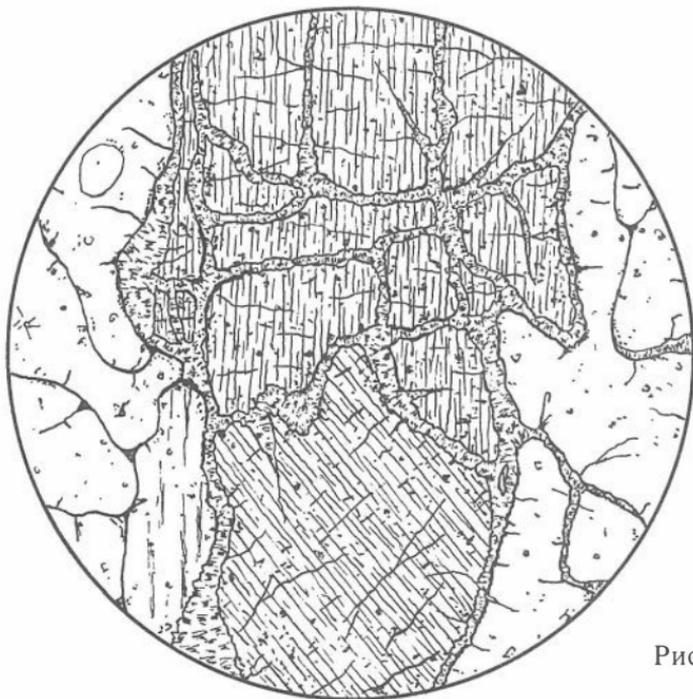


Рис. 83

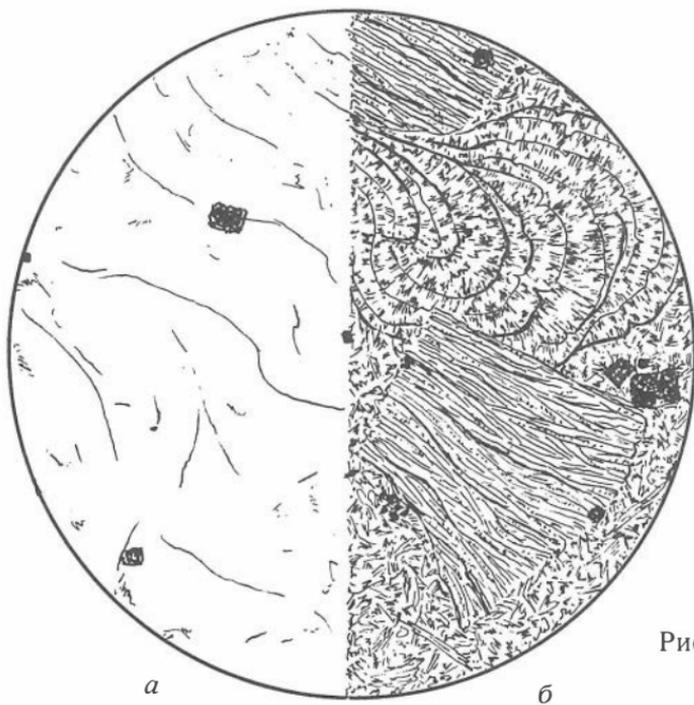


Рис. 84

Рис. 85. А-73. Дунит, Ак-Довуракский массив, карьер. Без анализатора,  $d = 3,1$  мм.

Структура комбинированная — аллотриоморфная, крупнозернистая и квадратно-гнездовая. На рисунке показано одно зерно трещиноватого оливина с прожилками, выполненными антигоритом и магнетитом. Последний развивается в зерне почти по правильной сетке по взаимно перпендикулярным трещинкам. Разрозненные „островки” оливина, сохранившиеся от прошедшей серпентинизации, испещрены, кроме того, неправильными трещинками и участвуют в сложении квадратно-гнездовой структуры. Хромшпинель бурой окраски (часть зерна) показана внизу рисунка справа.

Рис. 86. Серпентинит, Ак-Довуракский массив, карьер. Николи +.

а) А-74,  $d = 1,8$  мм. Структура ленточная. Порода сложена серпентином лизардитовой разновидности. Расположение полос субпараллельное либо пачками косое под острым углом. Лизардит двух генераций: ранний — ленточный, поздний — пластинчатый, конвертообразный и спутанно-волоконистый, занимающий промежутки между лентами. Магнетит находится в жилках субпараллельного и секущего направления совместно с серпентином и хлоритом.

б) А-84,  $d = 3,1$  мм. Структура перекрещенно-чешуйчатая и бластпорфировая. Порода на 100 % сложена серпентином, в котором присутствуют зерна хромшпинели. Серпентин двух разновидностей — лизардит и бастит: первый слагает решетки и конвертообразные формы, второй представлен широкой пластинкой — полной псевдоморфозой по ортопироксену. Хромшпинель имеет кубическую форму разрозненных зерен, которые по краям замещены магнетитом.

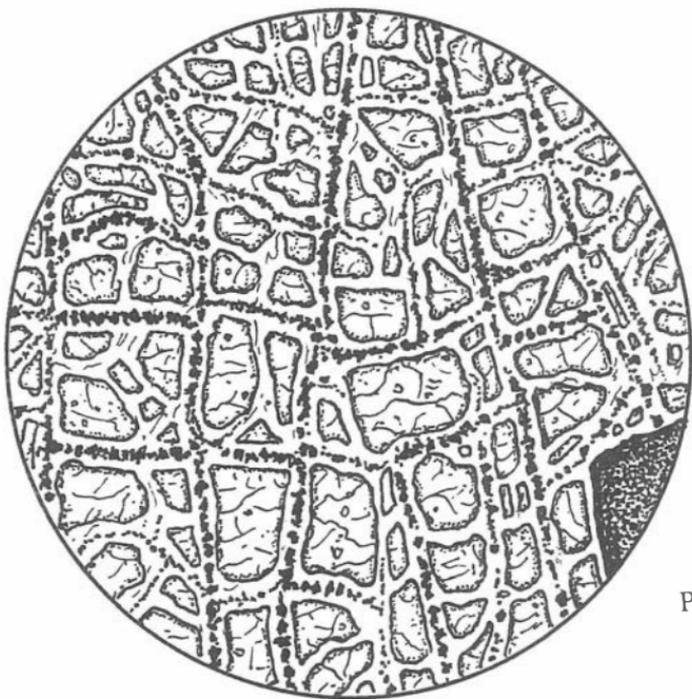


Рис. 85

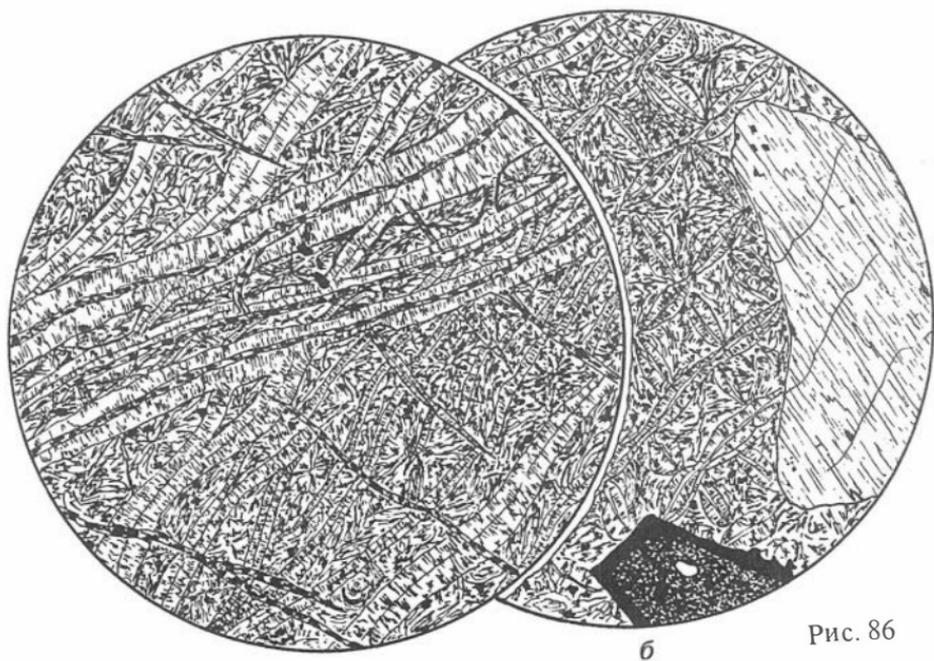


Рис. 86

а

б

Рис. 87. А-113. Серпентинит, Ак-Довуракский массив, карьер. Ни-  
коли +,  $d = 3,1$  мм.

Структура сферолитовая. В сложении породы отмечен серпентин, пред-  
ставленный на 70—80 % лизардитом, листочки которого образуют чечевице-  
образные и сферолитовые стяжения, в большинстве своем уплощенные и грубо  
ориентированные. Другую часть занимает антигорит.

Зерна магнетита равномерно рассеяны по породе и концентрируются по  
жилочкам. Распространены жилки бурого криптокристаллического карбоната  
(магнетита?), которые являются наиболее молодыми, рассекающими все  
другие образования.

Рис. 88. А-142-2. Серпентинит, Ак-Довуракский массив, карьер. Ни-  
коли +,  $d = 3,1$  мм.

Структура нематофибробластовая и бластпорфировая. Порода состоит  
из серпентинита и хромшпинелью с небольшим количеством магнетита. Серпентинит  
трех разновидностей: лизардит, брусит и бастит. Первый составляет связую-  
щую матрицу, брусит совместно с асбестом заполняет неправильные трещинки  
и представлен в виде микроскопических прожилков. Бастит замещает ромби-  
ческий пироксен и во всех случаях является собой полную псевдоморфозу.

Хромшпинель распределена неравномерно и встречается единичными  
зернами либо небольшими группами. Магнетит в виде мельчайших зернышек  
более или менее равномерно распределен по всей породе.

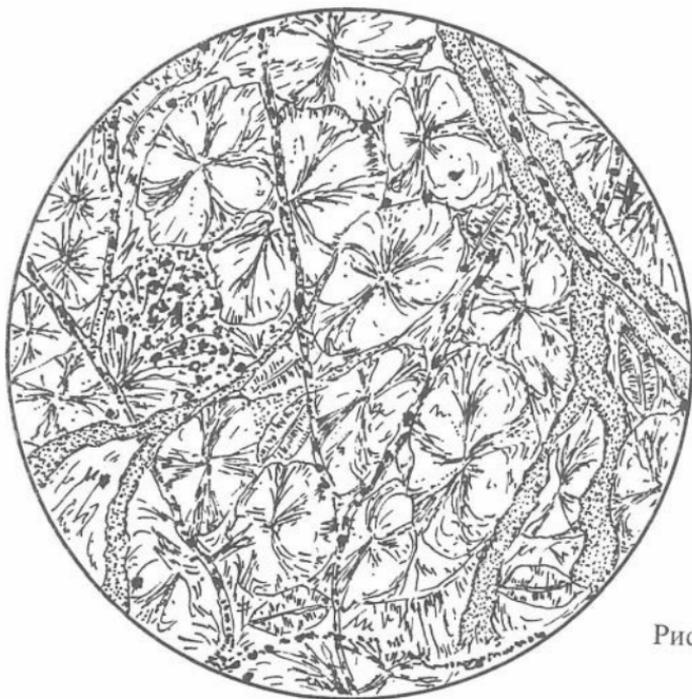


Рис. 87

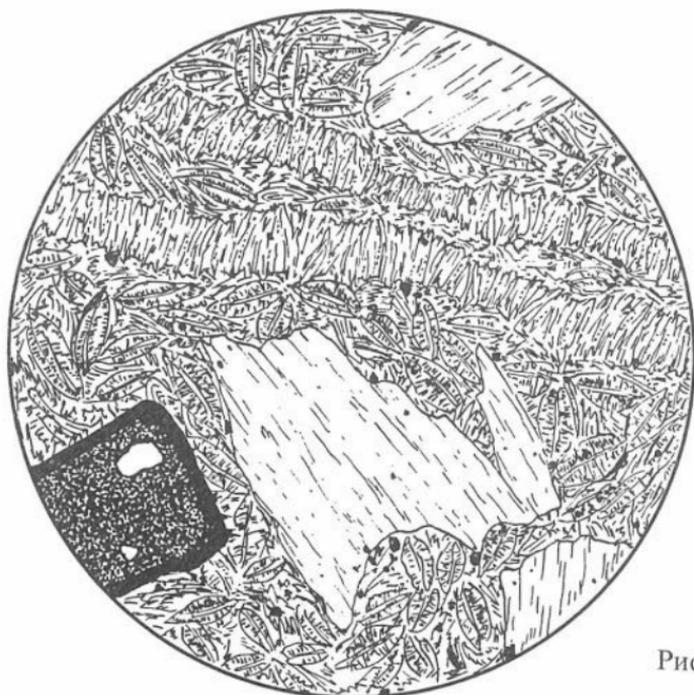


Рис. 88

Рис. 89. Л-44-1. Апогарцбургит, Алашская зона, Аржанский массив;  $d = 3,1$  мм. Николи + (а); без анализатора (б).

Структура апонидиоморфная. Порода состоит из серпентинизированных и карбонатизированных зерен оливина и пироксена. Зерна оливина окаймлены хлорит-магнетитовыми полосками и заполнены беспорядочно расположенными листочками лизардита, а ортопироксена — карбонат-серпентиновой ассоциацией. Кристаллы карбоната (доломита ?) имеют шестоватый габитус и ориентированы по совершенной спайности реликтового зерна ортопироксена. Встречаются редкие зерна хромшпинели (они находятся за пределами зарисованной части шлифа).

Рис. 90. Л-78-5в. Серпентинит, Алашская зона, Аржанский массив. Николи +,  $d = 1,8$  мм.

Структура брекчиевидная и пятнами конвертообразная. Порода представлена мелкоосколочной брекчией серпентинита, „залеченной” жилочками карбоната (кальцита). В осколочках серпентинита иногда усматриваются конвертообразные формы или структура „песочных часов”, сложенная листочками лизардита. Лизардит образует также и чечевицеобразные формы.

Магнетитовые зерна имеют жильное выполнение совместно с карбонатом либо зональное расположение на границах „песочных часов”.

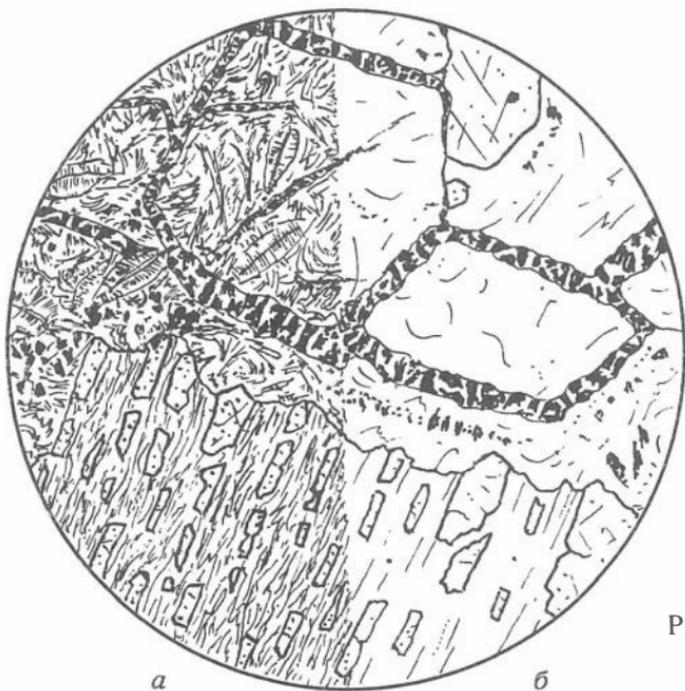


Рис. 89



Рис. 90

**Рис. 91.** Л-20-1. Серпентинит, Алашская зона, безымянная линза. Николи +,  $d = 5,0$  мм.

Структура пламенивидная. Порода сложена серпентином, который на 80—90 % представлен антигоритом с небольшой примесью хризотила. Особенностью структуры является наличие крупных пластин антигорита с рваными пламенивидными окончаниями, расположенными в мелкочешуйчатой и слюдястой хризотил-антигоритовой массе.

Рудный минерал практически отсутствует; встречаются лишь очень мелкие и разрозненные кристаллы магнетита.

**Рис. 92.** Т-21. Карбонат-серпентиновая порода, Алашская зона, безымянная линза. Николи +,  $d = 1,8$  мм.

Структура лепидогранобластовая и порфириобластовая. В строении породы участвуют серпентин — 60 %, карбонат (доломит?) — 30 %, хромшпинель и магнетит — 10 %.

Серпентин представлен перепутанной вязью хризотил-антигоритовой разновидности, слагающей лепидобластовую матрицу, в которой находятся беспорядочно разбросанные зерна карбоната и рудный материал — магнетит и хромшпинель. Крупные зерна карбоната выполняют роль порфириобластических кристаллов (верхняя часть рисунка). Там же показана часть крупного кристалла хромшпинели, замещенной по краям магнетитом, который, кроме того, встречается в виде мелких неправильной формы зерен по всей породе.



Рис. 91



Рис. 92

**Рис. 93. 704.** Серпентинит (апогарцбургит), Иджимский массив, верхнее течение р. Иджим. Николи +,  $d = 5,0$  мм.

Структура пластинчато-волокнистая и бластпорфировая. Слагает породу серпентин трех разновидностей: антигорит, лизардит и бастит. Первые два создают сложную вязь основной матрицы, последний образует редкие пластинки, показывающие полную псевдоморфозу замещения ромбического пироксена серпентином.

Зерна хромшпинели также замещаются серпентином (антигоритом) и магнетитом, которые могут иметь различные стадии этого замещения в процессе прошедшей перекристаллизации первичной породы [Еремеев, Сибилев, 1970].

**Рис. 94. 705.** Серпентинит, Иджимский массив, р. Коярд, верхнее течение. Николи +,  $d = 5,0$  мм.

Структура нематобластовая, волокнистая и порфиробластовая, показывающая глубокие преобразования первичных ультраосновных пород массива. В настоящем слагает породу почти на 100 % серпентин антигоритовой разновидности и зерна орегонита [Еремеев, Сибилев, 1970].

По мнению А. К. Сибилева, орегонит был образован также в результате прошедшей перекристаллизации с одновременным привнесом углекислоты, кремния и еще мышьяка, сурьмы и никеля.

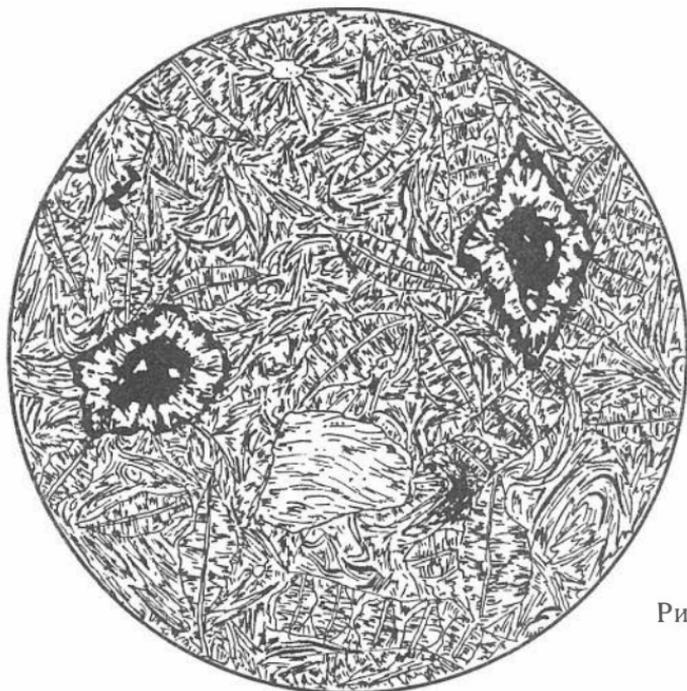


Рис. 93

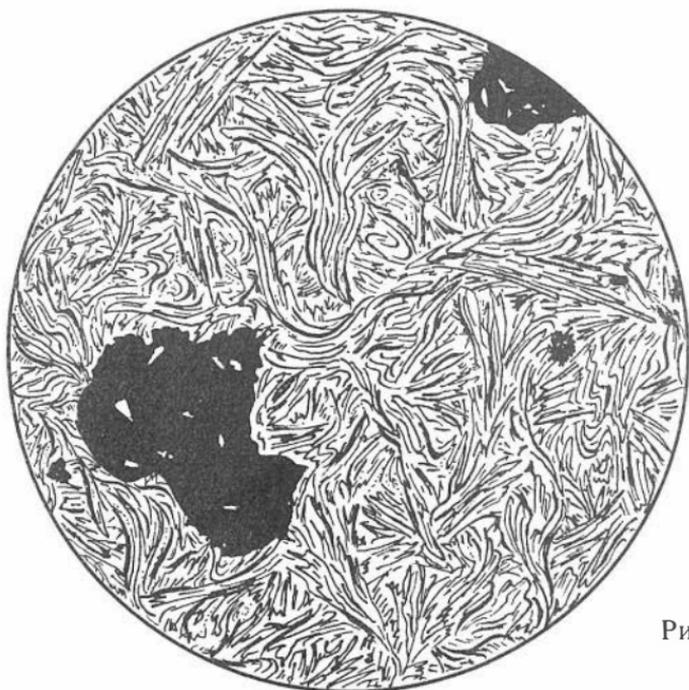


Рис. 94

Рис. 95. Ж-5. Верлит, Куртушибинский массив. Без анализатора,  $d = 5,0$  мм.

Структура гипидиоморфная, пойкилитовая и разъедания. Порода сложена разноориентированными, крупно- и среднезернистым моноклинным пироксеном (диопсидом) и оливином. Пироксен преобладает; значительная часть его зерен, особенно на контактах с зернами оливина, полностью разрушены и представлены псевдоморфозой тальк-амфиболовых ассоциаций слюдиstopодобных минералов. Пойкилитовые „вростки” апопироксена лишены кристаллографических форм и скорее всего показывают неровности границ зерен оливина, срезанные плоскостью шлифа. Многочисленные трещинки в породе заполнены рудной пылью и серпентином.

Рис. 96. Г-33. Серпентинит, Куртушибинский массив. Николи +,  $d = 1,8$  мм.

Структура радиально-лучистая и лепидобластовая. Порода на 100 % сложена серпентином, его игольчатой разновидностью — антигоритом, образующим сростки метелок, вееров и полусферолитов. В промежутках, составляющих основу матрицы, распространен мелкочешуйчатый хризотил и прозрачный полукристаллический серпофит, почти изотропный при включенном анализаторе.

Рудные минералы распространены неравномерно. Большая часть из них представлена магнетитом, меньшая — хромшпинелью.



Рис. 95



Рис. 96

Рис. 97. 43-б. Серпентинит, Амбетовский массив. Николи +,  $d = 6,7$  мм.

Структура спутанно-волоконистая. Порода сложена серпентином (антигоритом) двух модификаций: пластинчато-игольчатой и мелкочешуйчатой. Первая образует жиллообразные обособления, вторая — выполняет роль цементирующей массы, в которой во многих местах имеются плоскопараллельные участки, показывающие „плашечки”, стопочки и пачки.

Рудный минерал — магнетит плотными скоплениями мелких зерен образует искривленные прожилки и линзы либо встречается более крупными индивидами, лишенными правильных очертаний.

Рис. 98. 42-в. Серпентинит, Амбетовский массив. Николи +,  $d = 6,7$  мм.

Структура плоскопараллельная. Слагают породу моносерпентин, представленный листочками и иголочками антигорита. На их расположение субпараллельно друг к другу указывают в шлифе, в зависимости от среза, жилкоподобные образования либо плоские лепешковидные участки.

Рудный минерал — магнетит встречается небольшими скоплениями мелких зерен, вытянутых вдоль границ агрегатов из антигоритовых листочков.

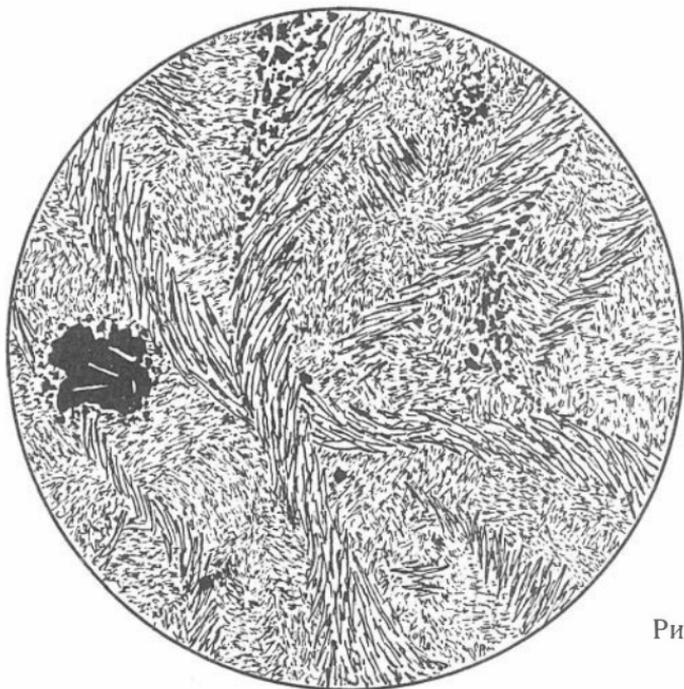


Рис. 97

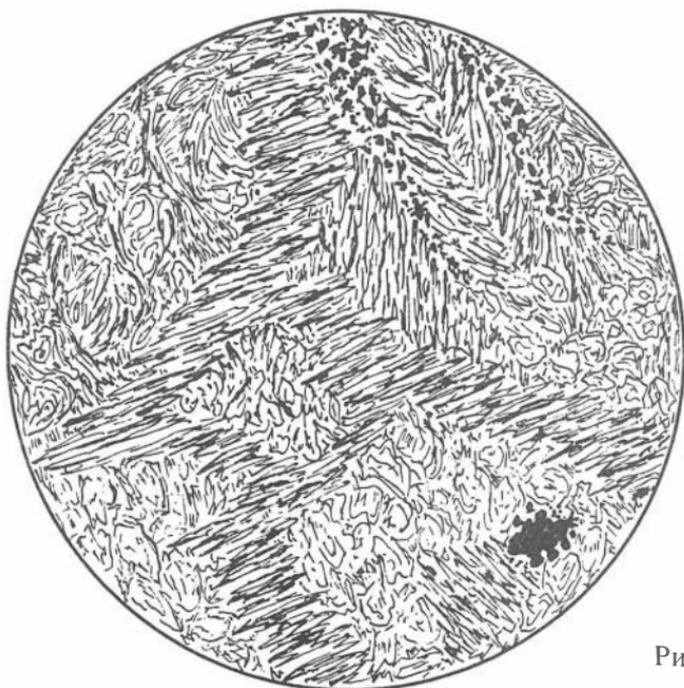


Рис. 98

Рис. 99. 40-а. Дунит серпентинизированный, Амбетовский массив, правый борт р. Енисей. Николи +,  $d = 3,1$  мм.

Структура лепидогранобластовая. Порода слагается серпентином (антигоритом), оливином и рудными минералами (хромшпинель, магнетит). Серпентин показывает тонкочешуйчатую вязь, грубо ориентированную в одном направлении. Этому же направления придерживаются мелкие и мельчайшие, оптически различно ориентированные зернышки новообразованного оливина, характерные своей чистотой и свежестью.

Рудная составляющая породы подчинена общей сланцевой текстуре.

Рис. 100. Амбетовский массив, правый берег р. Енисей, против д. Фомка. Николи +,  $d = 5,0$  мм:

а) 24-б. Верлит. Структура гранобластовая и разъедания. Порода сложена зернами моноклинного пироксена и листочками серпентина. Новообразования свежих зерен оливина в серпентиновой матрице концентрируются возле крупных кристаллов пироксена и даже замещают их краевые части. Беспорядочно разбросаны зерна хромшпинелидов.

б) 30-а. Апогарцбургит. Структура бластпорфировая и метельчатая. Порода сложена серпентином антигорит-баститовой разновидности. Бастит представлен полной псевдоморфозой по крупным зернам ортопироксена, антигорит выполняет роль матрицы, в которой его листочки образуют субпараллельные метелочки.

Рудный материал практически отсутствует.

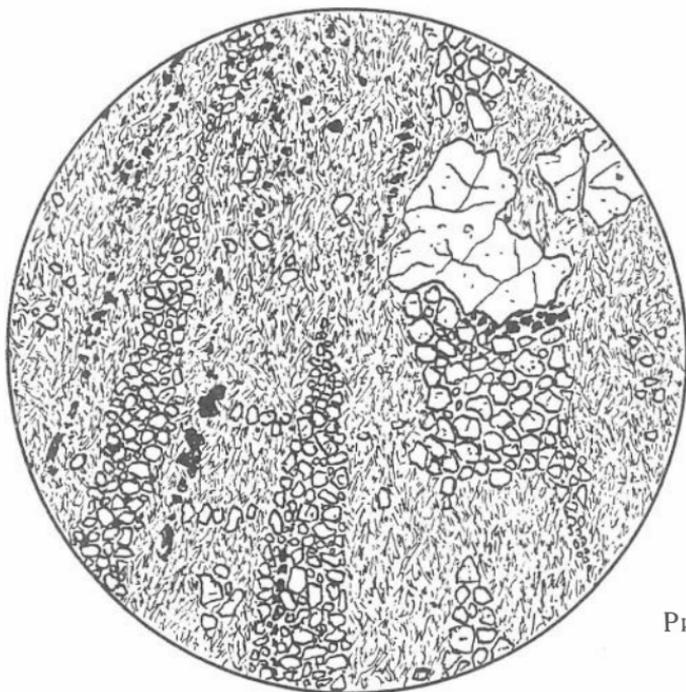


Рис. 99

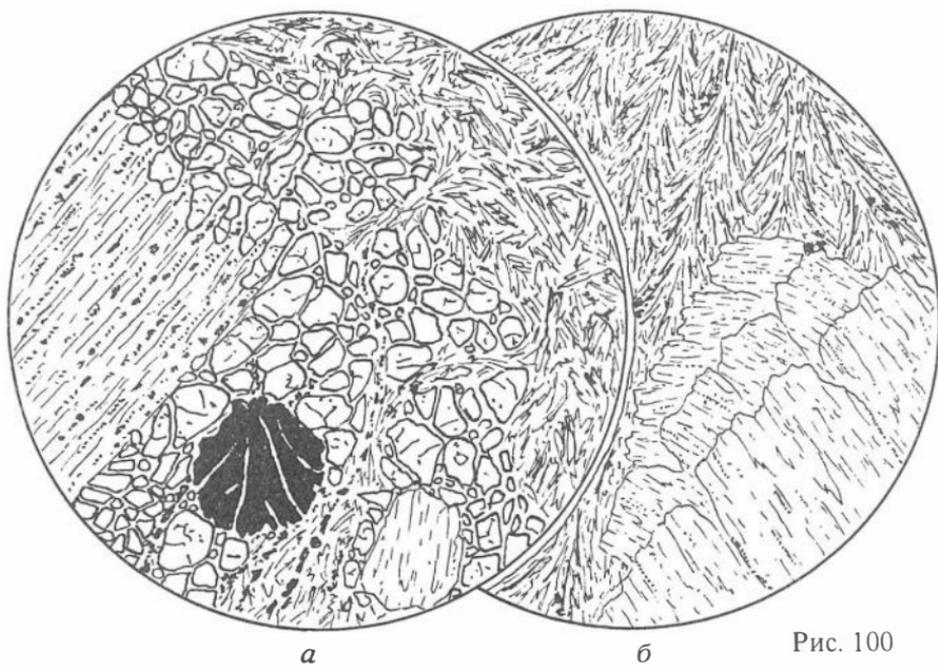


Рис. 100

**Рис. 101.** 9-а. Серпентинит, Верхнесурнихинский массив. Николи +,  $d = 5,0$  мм.

Структура поперечно-волокнистая. Порода сложена серпентином, среди которого преобладает антигорит; встречается брусит. Антигорит образован длинноигльчатой и мелкочешуйчатой модификациями, расположенными друг к другу под прямыми или косыми углами. Мелкочешуйчатая разновидность антигорита выполняет роль матрицы породы. Брусит заполняет тупые и выклинивающиеся прожилки, ориентированные субпараллельно.

Рудный минерал, по-видимому магнетит, в виде микроскопической пыли и мельчайших зернышек располагается в экзоконтактах бруситовых прожилков.

**Рис. 102.** 13-е. Дунит-серпентиновая порода, Верхнесурнихинский массив. Без анализатора,  $d = 3,1$  мм.

Структура лепидогранобластовая. Порода сложена серпентином (антигоритом) и рудным материалом (магнетит, хромит), примерно в равных количествах. В этой серпентин-рудной матрице разбросаны пятна мелких свежих зернышек оливина, составляющих совместно шестоватые формы. Все зернышки оливина в пределах пятен оптически ориентированы одинаково и находятся в серпентиновой матрице. Рудный материал в них отсутствует. На рисунке показана только часть такого серпентин-оливинового пятна.

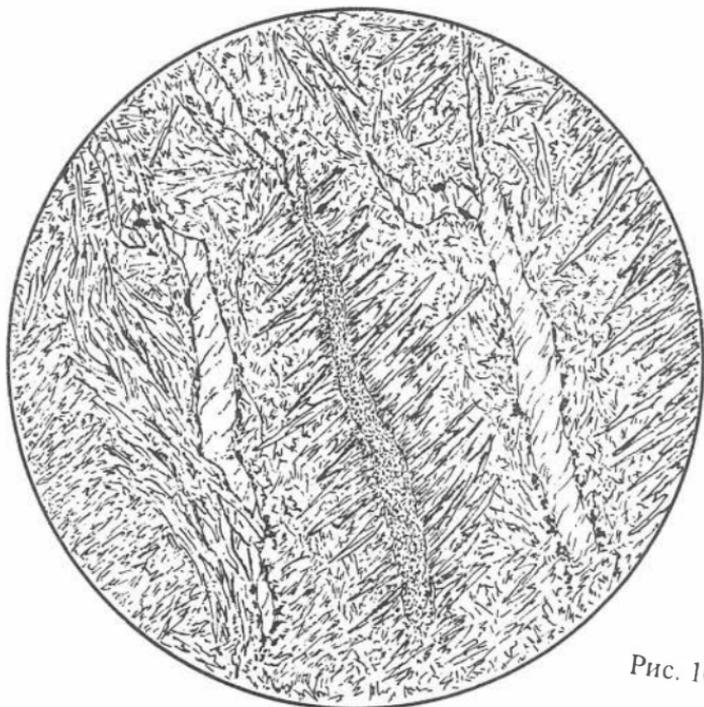


Рис. 101



Рис. 102

**Рис. 103.** 787-1. Серпентинит, Березовский массив, правый борт р. Енисей. Николи +,  $d = 5,0$  мм.

Структура спутанно-волокнистая, текстура сланцеватая. Порода сложена антигоритом и бруситом. Первый составляет главную часть породы, второй встречается только в виде небольших пятен и жилочек. Для текстуры характерно наличие рассланцованных мелких частичек серпентиновой породы, развернутых в разные стороны, и трещин, заполненных криптокристаллическим карбонатом.

Рудный материал — магнетит встречается повсеместно в виде рудной пыли и небольших скоплений мелких зернышек.

**Рис. 104.** Е-1(3). Серпентинит, Предивинский массив;  $d = 5,0$  мм. Без анализатора (а); николи + (б).

Структура лепидобластовая, частично свилеватая. Породу слагает мелкочешуйчатый серпентин (антигорит). Чешуйки имеют определенную ориентировку, создающую в совокупности волнообразный рисунок. В проходящем свете без анализатора по довольно густой штриховатости видны сдвиги, завихрения и „закатыши” кусочков серпентиновой породы, которая при скрещенных николях затушевывается.

Рудная пыль магнетита и хромита(?) склонна образовывать сгустки рудного материала, которые принимают нередко бесформенные очертания, окруженные мелкими зернышками.

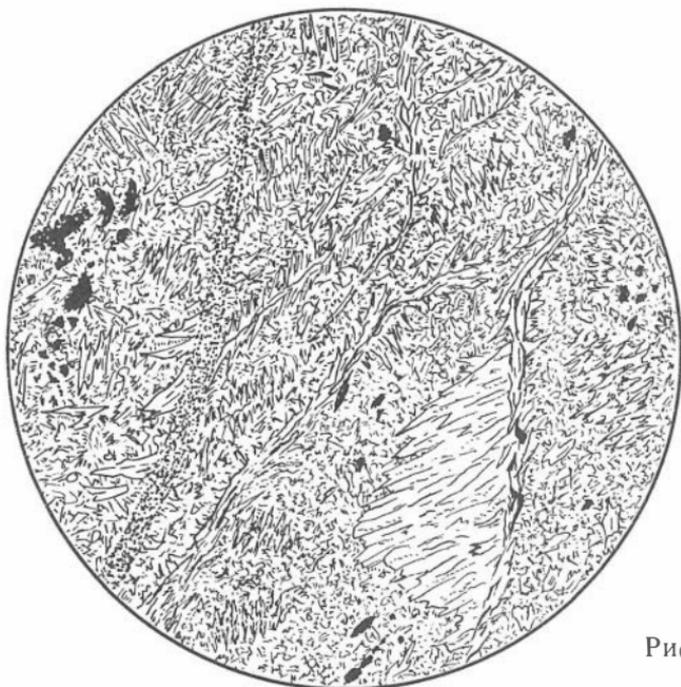
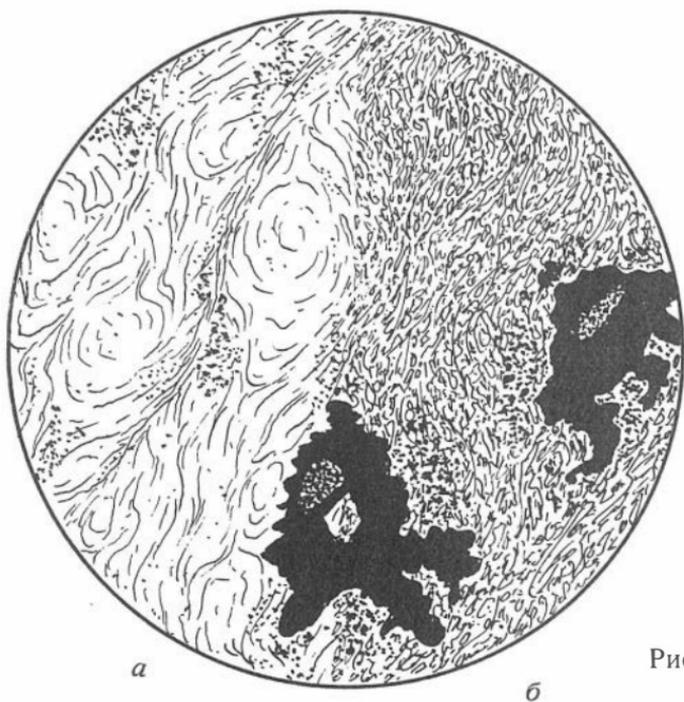


Рис. 103



*a*

*б*

Рис. 104

Рис. 105. 128. Лерцолит, Идарский комплекс, безымянный массив, р. Ерма, приток р. Агул. Без анализатора,  $d = 3,1$  мм.

Структура порфиroidная, основная масса мелкозернистая бласталло-триоморфная. Порода сложена неправильными зернами оливина, „разъединенного” прожилками хризотила и пироксеном двух модификаций — моноклинным и ромбическим. Моноклинный — диопсид преобладает, ромбический — энстатит встречается реже и иногда сохраняет идиоморфные очертания.

Хризотил заполняет трещинки, образуя жилки и неправильные прожилки. По всей породе беспорядочно разбросаны зернышки магнетита, собирающиеся местами в небольшие кучки.

Рис. 106. 98. Апогарцбургит, Идарский комплекс, безымянный массив, р. Ерма, приток р. Агул. Николи +.

а)  $d = 3,1$  мм. Структура порфиroidная, основная масса пластинчатая. Порода сложена серпентином двух модификаций — баститом и лизардитом. Первый образует псевдоморфозы по ромбическому пироксену, а второй — лизардит составляет основную ткань породы. Магнетитовые зернышки разбросаны беспорядочно. Повсеместно наблюдается тонкая сыпь карбоната.

б)  $d = 1,8$  мм. Та же порода при большем увеличении. Тонкая сыпь карбоната ассоциирует с лизардитом и баститом. В последнем карбонат развивается в виде шнурков и просечек по спайности бывших зерен пироксена.

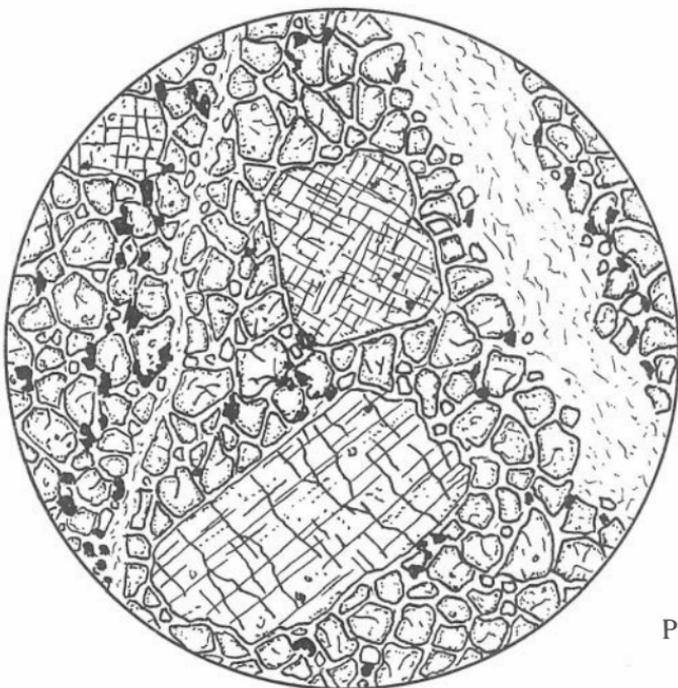


Рис. 105

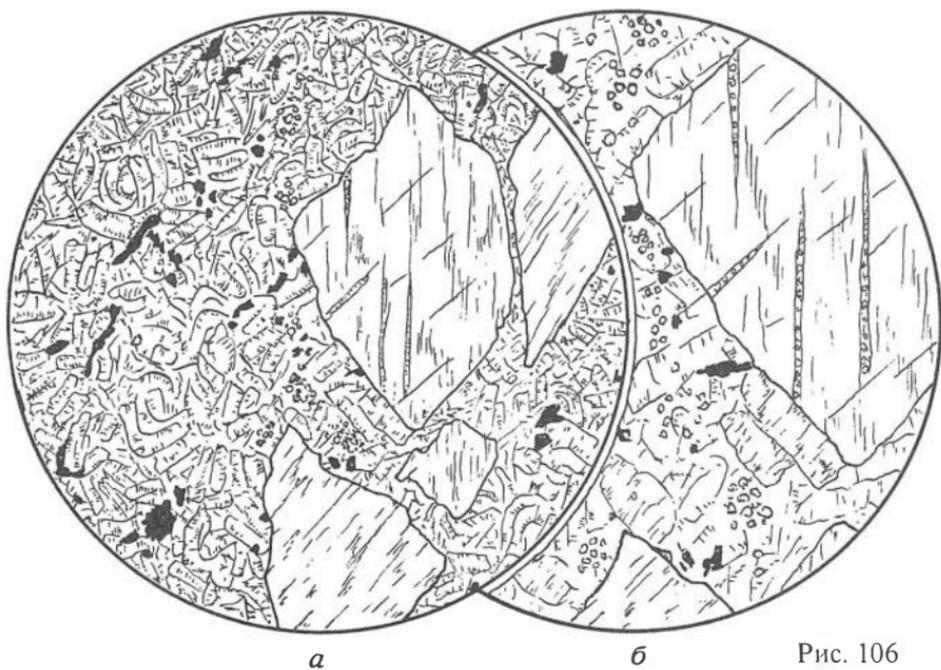


Рис. 106

**Рис. 107.** П-42/4. Дунит, Малотагульский массив, р. Негодка. Без анализатора,  $d = 5,0$  мм.

Структура порфиридная, неравномерно-зернистая. Порода сложена зернами оливина, хромшпинелью и магнетитом. Серпентинизация очень слабая. По форме зерен и их расположению выделяется три генерации оливина. Крупные зерна выполняют роль порфировых выделений, которые покрыты серпентиновой оболочкой, средние — заполняют матрицу, а мелкие образуют жилки, линзы и пятнышки. Кроме того, взаимное размещение зерен различной генерации подчеркивает линзовидную полосчатость.

**Рис. 108.** П-52/2. Карбонат-тальк-серпентиновая порода, безымянный массив Верх-Бирюсинского района по ключу Могильный. Николи +,  $d = 5,0$  мм.

Структура спутанно-волокнистая. В породе преобладает серпентин (антигорит и брусит), волокна которого расположены беспорядочно. Пятнами и отдельными зернами распределены хорошо ограненные кристаллы карбоната (магнезита) и крупные листочки талька.

Магнезит и тальк находятся совместно и грубо ориентированы в одном направлении. Очень редко встречаются мелкие зернышки магнетита.

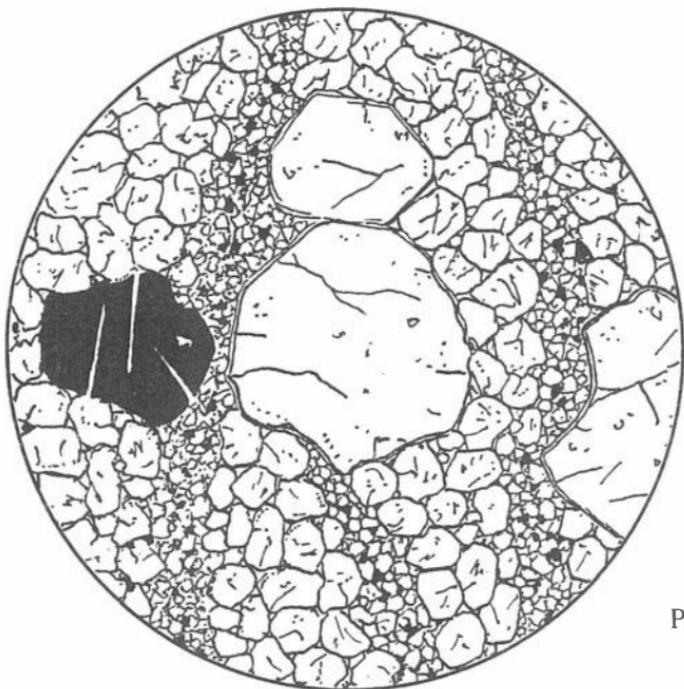


Рис. 107



Рис. 108

Рис. 109. Б-28/4. Шрисгеймит, безмянное тело, западнее Харанурского массива. Без анализатора,  $d = 3,7$  мм.

Структура пойкилитовая. На рисунке показано расположение округлых зерен оливина, „включенных” в крупный кристалл роговой обманки. Оливин полностью разрушен и замещен спутанно-волокнистым антигоритом и опацифицирован. Высвободившийся рудный материал имеет в зернах оливина определенную направленность.

Роговая обманка также сильно изменена и местами замещена карбонатом, но обнаруживает реликты тонкой ромбоэдрической спайности и слабым плеохроизмом, позволяющим провести диагностику породы. Кристаллы магнетита и хромшпинели отсутствуют.

Рис. 110. Апогарцбургит, Харанурский массив. Николи +.

а) Б-21/2;  $d = 3,7$  мм. Структура апогипидиоморфная и поперечно-волокнистая. Порода слагается разноразмерными зернами оливина, ромбического(?) пироксена, хромшпинели и магнетита. На рисунке показано распределение оливина двух генераций — раннего серпентинизированного и позднего мелкозернистого, выраженного в виде оливин-амфиболового прожилка. Этот прожилочек сечет полосы поперечно расположенного серпентина (антигорита). За пределами зарисованного участка шлифа располагаются крупные зерна пироксена, замещенные амфиболом, представляя в них полную метаморфозу.

б) Б-21/1;  $d = 3,1$  мм. Порода аналогична описанной. Жилка оливина второй генерации, лишенная амфибола, выглядит здесь более отчетливо. Оливин, как и в первом случае, отражает следы давления и структуру полисинтетического двойникования. Встречаются также прожилки хромита, ассоциирующего с хлоритом, но они находятся за пределами зарисованной части шлифа.

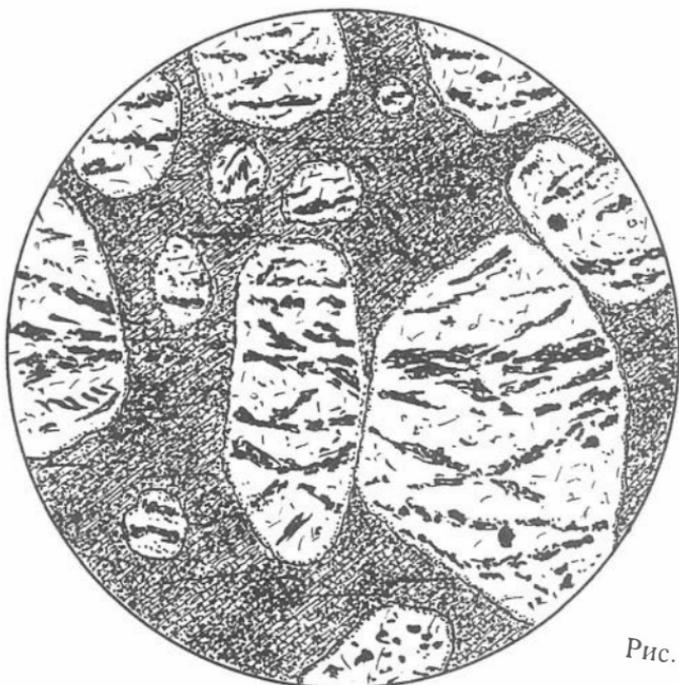
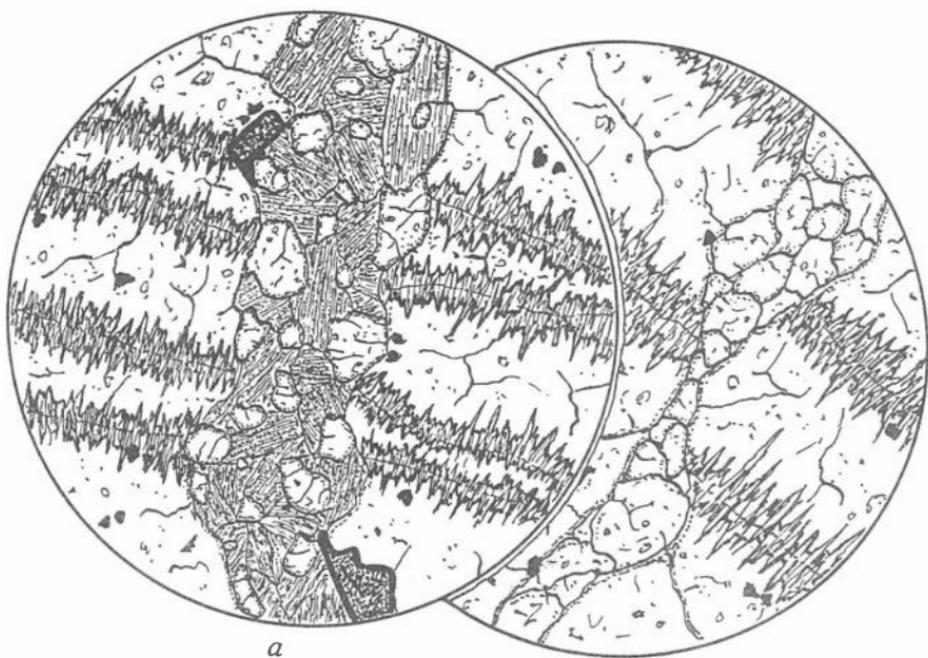


Рис. 109



а

б

Рис. 110

Рис. 111. Б-1. Дунит серпентинизированный, гора Красная (Харанурский массив), ключ Медвежий, правый приток р. Зуун-Холуо. Без анализатора,  $d = 3,1$  мм.

Структура комбинированная, содержащая элементы спутанно-волокнистой (верх рисунка), параллельно-призматической (центральная часть) и остаточной (низ рисунка). В поле зрения показаны две генерации оливина: внизу более ранний, разрушенный, затемненный, остаточный, в центре новообразованный, прозрачный, слаботрещиноватый, призматического и клиновидного габитуса. Концы шестоватых зерен окаймлены мелкозернистым оливиновым агрегатом, образованным за счет серпентиновой матрицы породы и „старого” оливина. Антигорит занимает верхнюю часть рисунка.

Рис. 112. Е-1. Серпентинит, другой шлиф того же образца из массива горы Красной (Харанурский массив). Без анализатора,  $d = 3,1$  мм.

Структура остаточная или палимпсестовая. Порода апоперидотитового состава, сложенная серпентином (антигоритом) и рудным материалом (магнетитом). Последний, образуя ячеистую текстуру, совместно с антигоритом показывает полную псевдоморфозу по бывшим зернам оливина и даже по их группам. Серпентин в породе спутанно-волокнистого и поперечно-чешуйчатого строения.

На рисунке внизу слева показаны несколько мельчайших, оптически ориентированных зернышек оливина, отличающихся необыкновенной свежестью. Это оливин второй генерации, образованный за счет антигоритовой матрицы. Оливин первой генерации на этом участке шлифа представлен псевдоморфозой вторичных минералов, а второй — прозрачными, слегка трещиноватыми зернышками.



Рис. 111

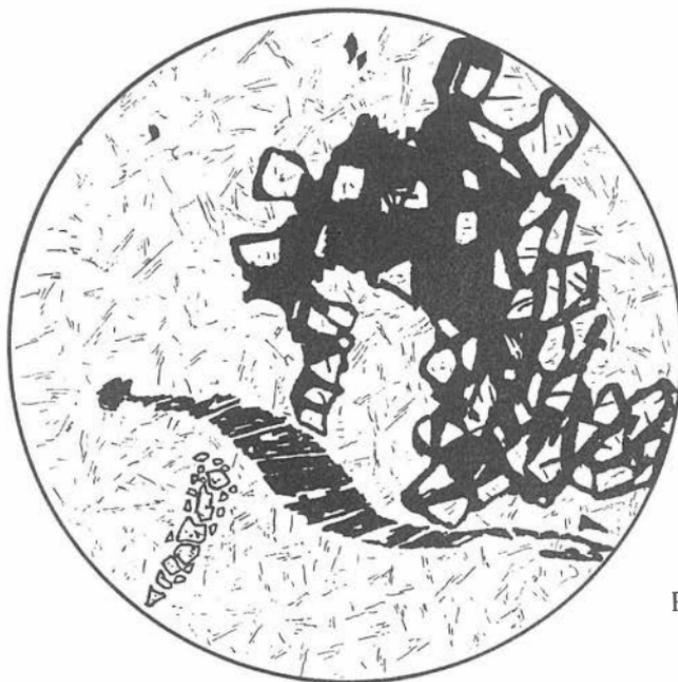


Рис. 112

**Рис. 113.** 2834-5. Гарцбургит, Ильчирский массив. Без анализатора,  $d = 5,0$  мм.

Структура гипидиоморфная и разъедания. Порода слагается беспорядочно разбросанными кристаллами ромбического пироксена, между которыми расположены изометричные и овальные зерна оливина, окруженные каемочками серпентина. Отчетливо видны бухты и заливы в зернах энстатита, занятых новообразованным оливином.

В породе видны ромбоэдрические трещинки, заполненные игольчатым серпентином второй генерации. Распространены редкие и мелкие зерна магнетита и более крупные хромшпинели, замещенные по краям магнетитом.

**Рис. 114.** 4061/1. Серпентинит, Ильчирский массив, истоки рек Хара-Гол и Амберта-Гол. Николи +,  $d = 3,1$  мм.

Структура комбинированная: листовато-пластинчатая и поперечно-волоконная. Порода мономинеральная, сложена антигоритом, для которого наиболее характерным является различный габитус отдельных индивидов или их групп, а также расположение. Встречаются пластинки, листочки, чешуйки антигорита, располагающиеся под разными углами или поперек относительно друг друга.

Рудная компонента практически отсутствует, неравномерно распределены лишь редкие и мелкие зернышки магнетита.

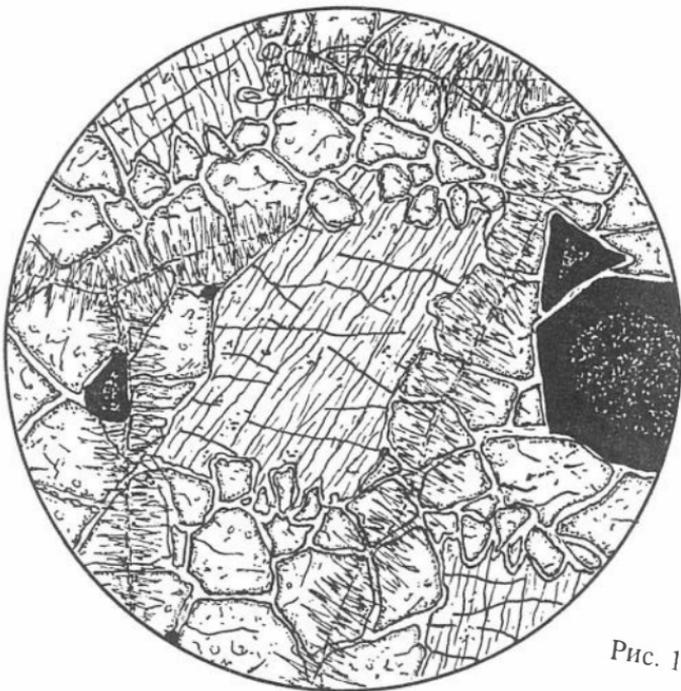


Рис. 113

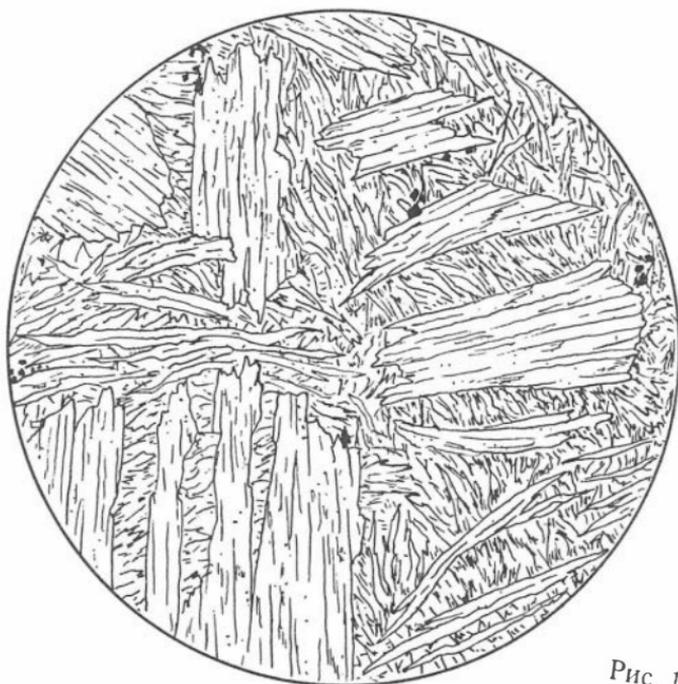


Рис. 114

Рис. 115. 1095. Дунит, Оспинский массив, р. Зуун-Оспа. Без анализатора,  $d = 3,1$  мм.

Структура аллотриоморфная, неравномерно-зернистая, порфириовидная. Порода сложена зернами оливина и хромшпинели. Для структуры характерна неправильная или близкая к изометричной форма зерен оливина, обладающих волнистым и неровным угасанием. Наблюдается слабая трещиноватость зерен и у некоторых двойниковое строение. Серпентинизация отсутствует.

Хромшпинель образует неправильные формы зерен, оконтуренные с краев тонкой полоской магнетита. В левой части рисунка показана часть очень крупного зерна оливина, в правой — группа мелких и мельчайших зерен.

Рис. 116. 1053г. Гарцбургит, Оспинский массив. Без анализатора,  $d = 3,1$  мм.

Структура призматически- и неравномерно-зернистая. Порода сложена на 80—90 % шестоватыми зернами оливина, редкими широкопластинчатыми кристаллами ортопироксена (диаллага) и хромшпинелью. Особенностью структуры является наличие мелких зерен оливина, окружающих и „разъедающих” ортопироксен.

Порода испытала заметное давление, выразившееся в искривлении зерен и в их волнистом угасании. Отдельные зерна оливина обладают несовершенной спайностью и полисинтетическими широкими двойниками. Хромшпинель, как и в предыдущем случае, образует неправильные по форме зерна, оконтуренные узкой полоской магнетита.

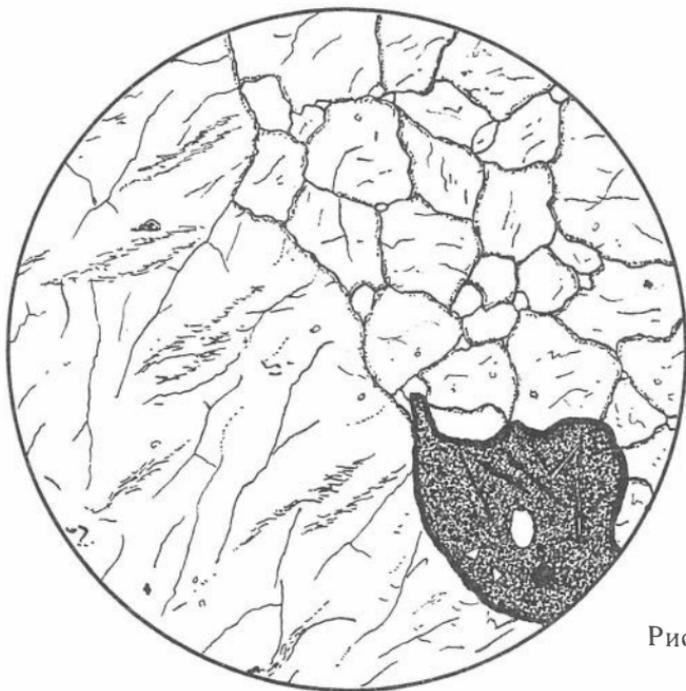


Рис. 115

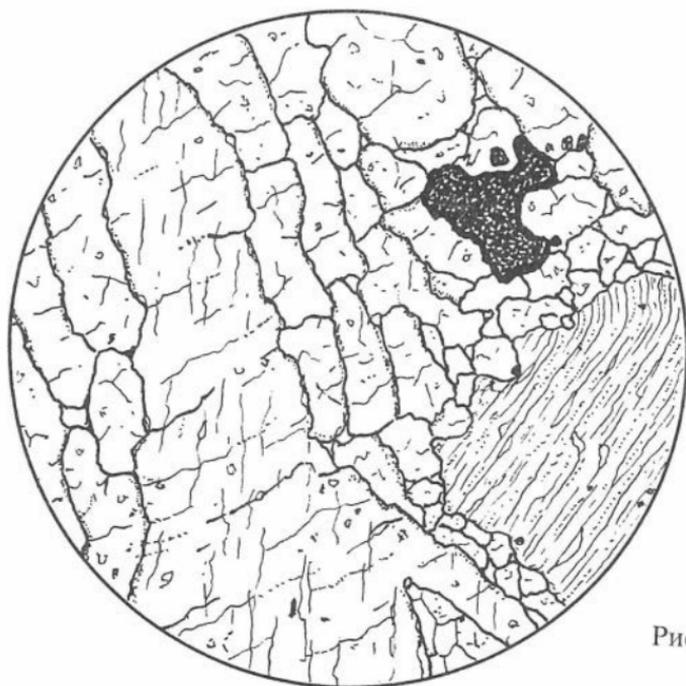


Рис. 116

## Джидинский район

Рис. 117. Хр-34/4. Дунит, Хангарульский массив. Без анализатора,  $d = 5,0$  мм.

Структура комбинированная и панидиоморфная. Порода сложена оливином, серпентином и хромшпинелью. На рисунке показана граница взаимоотношений зерен оливина двух генераций. Слева находится несколько крупных трещиноватых и мутных зерен оливина, очень густо серпентинизированных мельчайшими иголочками антигорита; справа — чистые, прозрачные мелкие зерна оливина, приближенные к идиоморфным очертаниям. Они серпентинизированы слабее, а иголочки антигорита более крупного размера.

Сгустки и пятна хромшпинели ассоциируют с прозрачным оливином. Мелкая сыпь магнетита распространена главным образом среди зерен замутневшего оливина.

Рис. 118. Хангарульский массив;  $d = 5,0$  мм:

а) Хр-37/1. Серпентинит. Николи +. Структура лепидобластовая. Порода представлена серпентином двух генераций. Основная матрица спутанно-волокончатая хризотил-антигоритовая, включает линзы и прожилки крупно-иглочатого антигорита второй генерации. Рудный минерал — магнетит представлен пылевидными скоплениями в матрице и обозначенными кристаллами в зальбандах антигоритовых прожилков.

б) Хр-42/1. Оливин-серпентиновая порода. Без анализатора. Структура лепидобластовая, спутанно-волокончатая и порфириобластовая, сложена мелкочешуйчатым хризотил-антигоритовым агрегатом. Встречаются редкие скелетные формы новообразованного оливина, разрозненные частички которого оптически ориентированы одинаково и обозначают контуры неоформившегося кристалла.

Рудный минерал — магнетит образует мелкие скопления, которые также подчиняются сландцеватости.

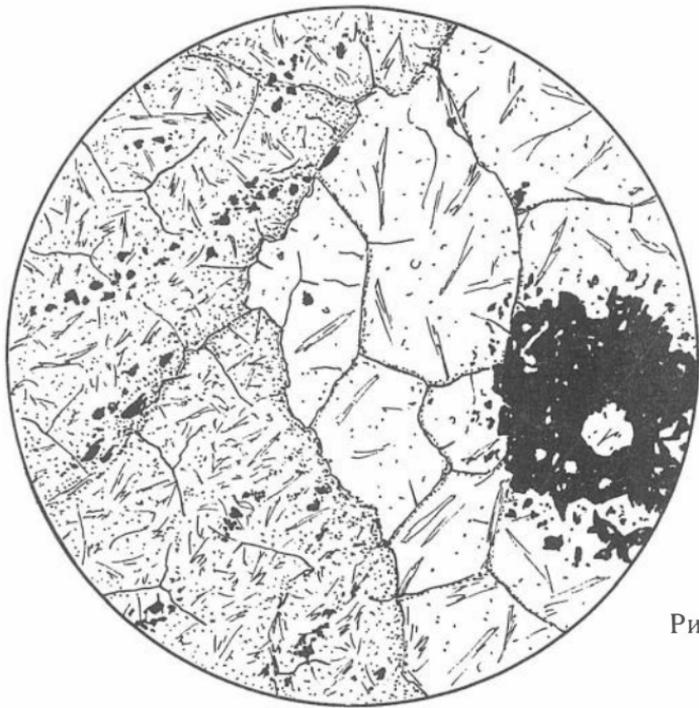


Рис. 117

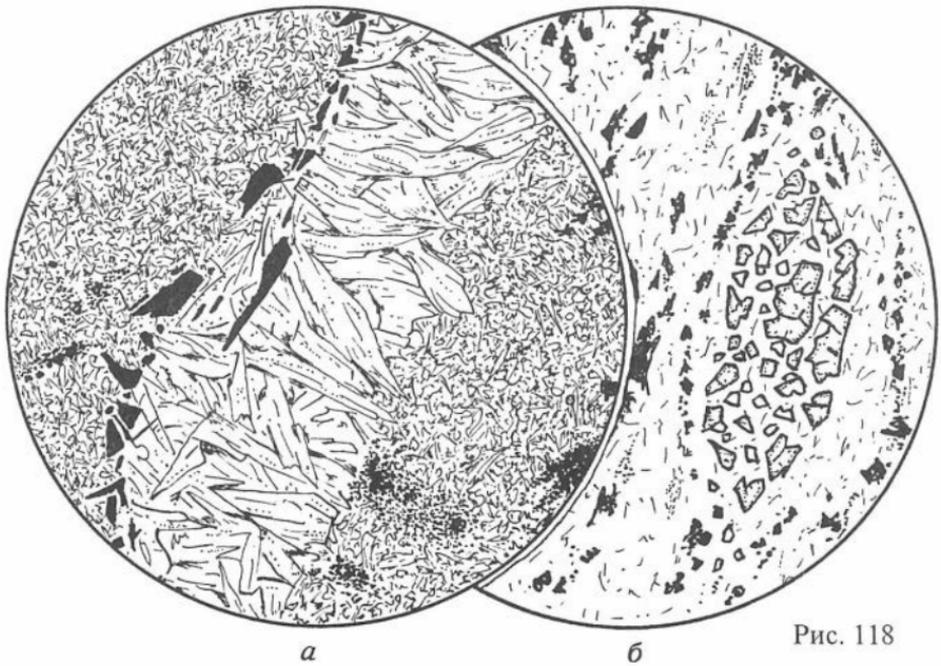


Рис. 118

**Рис. 119.** Хм-10/2. Дунит серпентинизированный, Хамархудинский массив. Николи +,  $d = 5,0$  мм.

Структура аллотриоморфная и остаточная. Порода сложена зернами мутного оливина, сохранившимися от прошедшей серпентинизации. Особенностью структуры является расположение игольчатого антигорита в межзерновом пространстве, направленного перпендикулярно к осевым линиям, к которым приурочены линзочки и микропрожилки магнетита. Хромшпинель в породе присутствует, но она находится за пределами зарисованной части шлифа.

Структура почти идентична породам Борусского массива Западного Саяна (см. рис. 82).

**Рис. 120.** Кл-35. Дунит серпентинизированный, Хамархудинский массив;  $d = 6,7$  мм. Без анализатора (а); николи + (б).

Структура комбинированная: бластпорфировая, игольчатая и спутанно-волоконистая. Для структуры характерно наличие тонких, удлинённых игольчатых модификаций антигорита и равномерно распределённых в шлифе прозрачных зерен оливина. Последний имеет изометричные формы, зубчатые границы, что обусловлено перпендикулярно расположенным со всех сторон мелкоигольчатым антигоритом. Промежутки между отдельными зёрнами заняты более крупными листочками серпентина.

Зернышки магнетита распределены более или менее равномерно, обнаруживают тенденцию к формированию небольших скоплений. Имеется немало рудной пыли.

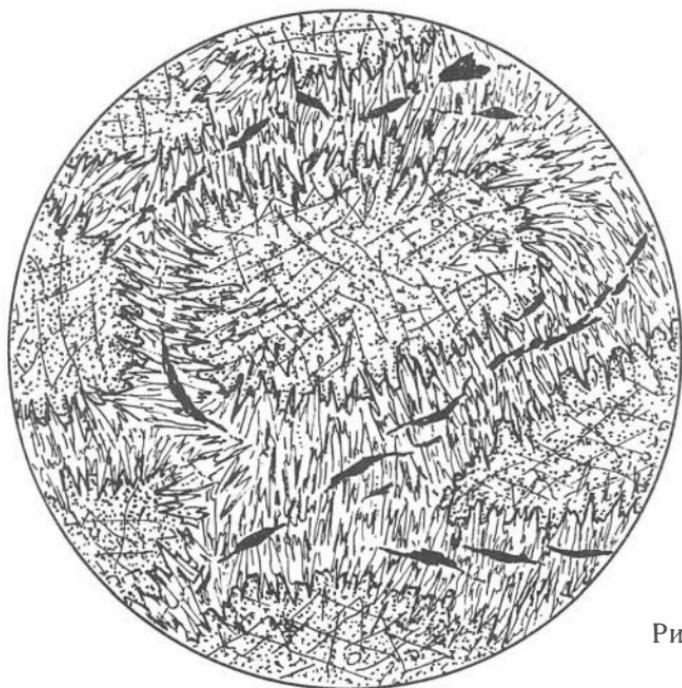
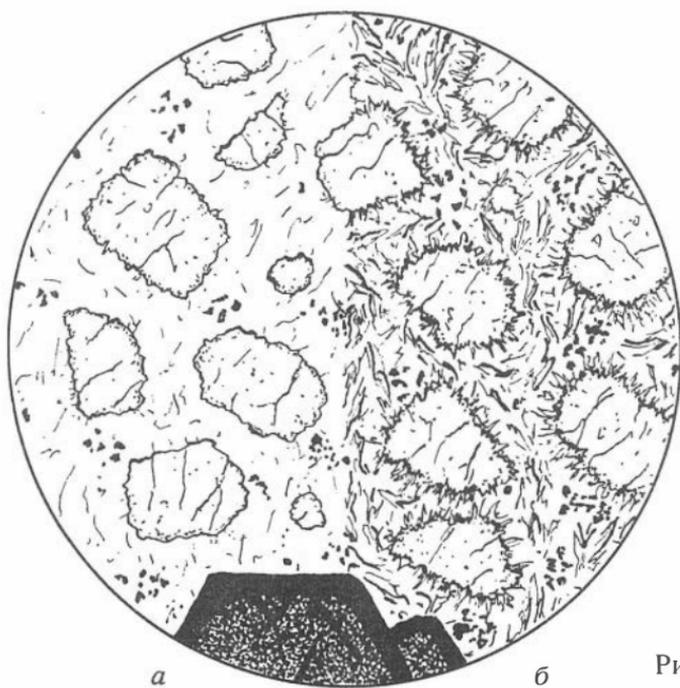


Рис. 119



*a*

*б*

Рис. 120

**Рис. 121.** Хм-3/1. Серпентинит оливинизированный, Хамархудинский массив. Без анализатора,  $d = 5,0$  мм.

Структура лепидогранобластовая. Порода слагается серпентином (листочки хризотила), рудным минералом и оливином. Серпентинитовая матрица имеет пластинчатую структуру, наглядно выражающуюся только при введении анализатора. Особенностью структуры является расположение оптически ориентированных зерен новообразованного оливина, приуроченного к мелким перекрещивающимся трещинкам, заполненным иногда рудным материалом. Последний образует также и более крупные скопления и пятна неправильной формы, вокруг которых развиваются мелкие зерна оливина.

Хромшпинель отсутствует.

**Рис. 122.** Кл-28. Карбонат-серпентиновая порода, Хамархудинский массив,  $d = 3,1$  мм. Николи + (а); без анализатора (б).

Структура лепидогранобластовая. В сложении породы участвуют волнистый серпентин (антгорит) и кубический и ромбоэдрический карбонат (магнезит). Серпентиновые листочки ориентированы в одном направлении, напоминая местами свилеватое строение. Магнезитовые зерна также подчиняются отчетливо выраженной сланцеватости породы и располагаются друг за другом полосой.

Рудный минерал — магнетит. Мелкие его зерна ассоциируют с карбонатом, а пылевидный материал — с мелкочешуйчатым агрегатом антгорита.

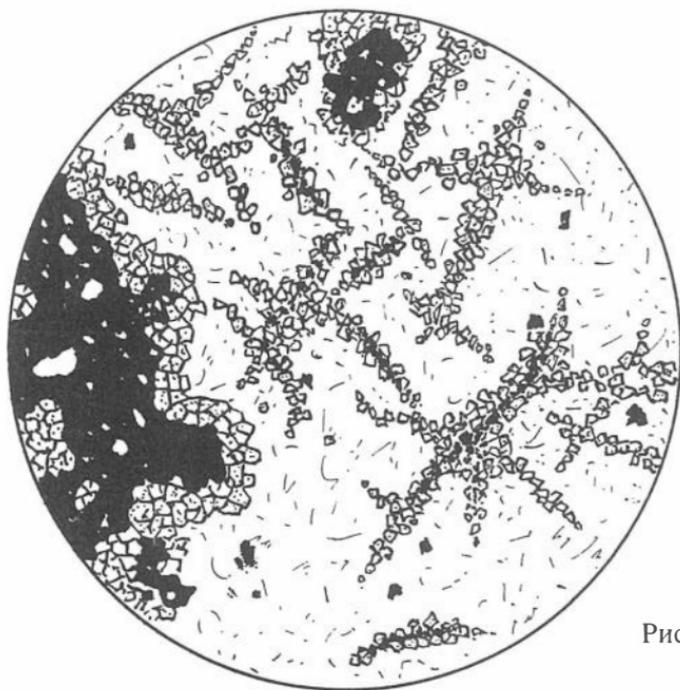
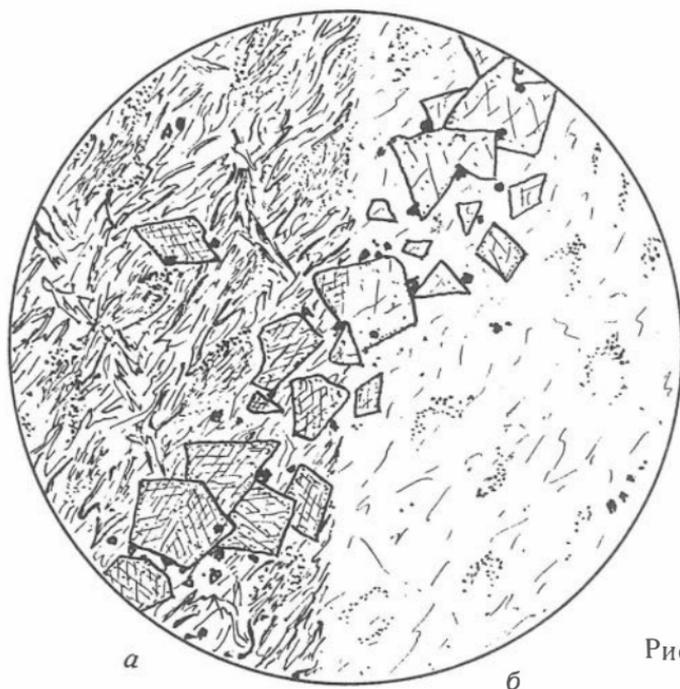


Рис. 121



а

б

Рис. 122

Рис. 123. Хг-83/2. Апогарцбургит, Харгантинский массив. Без анализатора,  $d = 5,0$  мм.

Структура бластпорфировая и порфиробластовая. Основная масса пластинчатая. Порода слагается сильно измененными, опацитизированными зернами ромбического пироксена, серпентина (антигорита), оливина и рудного материала. Особенностью структуры является наличие шестоватых и короткостолбчатых индивидов новообразованного оливина и его групповое ориентированное расположение по разным направлениям. Эти направления, по-видимому, определяются скрытыми трещинками или ослабленными зонами, имеющими место в серпентиновой матрице. Пластинчатое строение антигорита лучше просматривается при введенном анализаторе.

Рудный минерал — магнетит встречается в виде зерен, рудной пыли и скоплений в серпентиновой матрице и в зернах пироксена, высвободившийся при опацитизации минерала.

Рис. 124. Хг-81/1. Серпентинит, Харгантинский массив. Николи +,  $d = 3,1$  мм.

Структура типичная метельчатая. На рисунке представлен фрагмент породы, который сложен длинноигльчатым антигоритом, скомпонованным пачками в виде метелок или вееров. Наблюдается тенденция ориентированного расположения метелочек антигорита параллельно друг другу и под некоторым углом.

Рудная составляющая не превышает 2—3 % объема, она представлена разрозненными зернами магнетита и его пылевидной разновидностью.

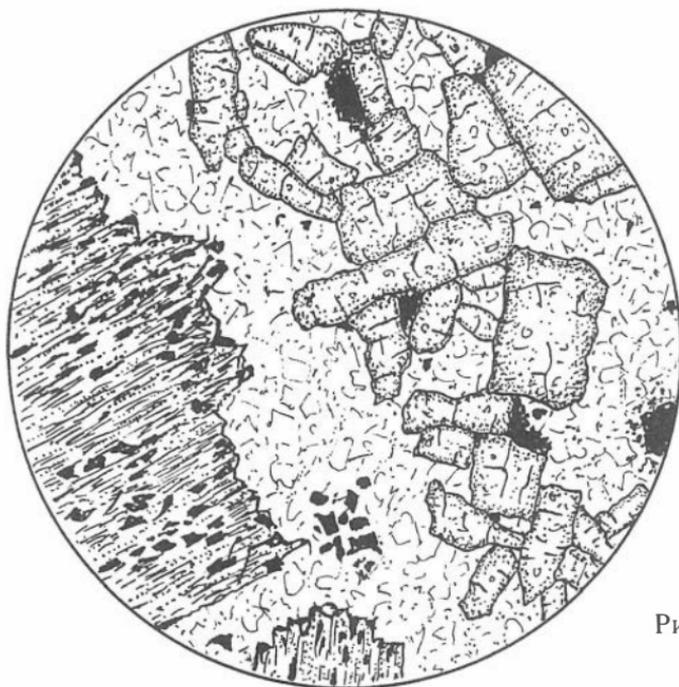


Рис. 123

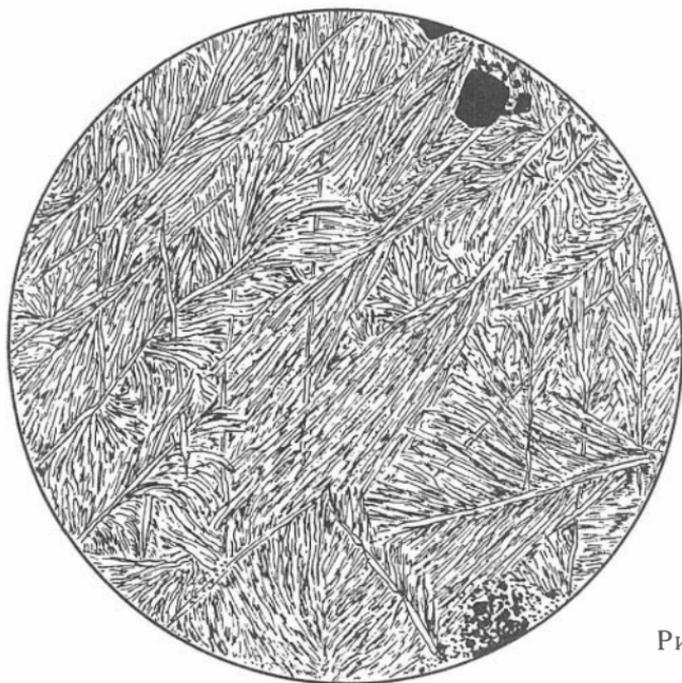


Рис. 124

Рис. 125. Ор-95/4. Дунит, Оронгодойский массив. Без анализатора,  $d = 6,7$  мм.

Структура порфиробластовая, характеризующаяся наличием в серпентиновой лепидо- и гетеробластовой основной массе крупных разрозненных и соприкасающихся зерен оливина. Они имеют характерные зазубренные края и слабо выраженную трещиноватость. Встречаются даже округлые зерна оливина с радиальной трещиноватостью и зональным строением. Последняя подчеркивается различной интерференционной окраской и мелкосетчатой отдельностью. В центре таких зерен располагается крупное скопление рудного материала, окруженное убывающей к краям рудной пылью и мелкими рудными зернышками, что также подчеркивает зональное строение оливина. Такое явление встречается сравнительно редко.

Рис. 126. 1752-3. Серпентинит, Оронгодойский массив;  $d = 1,8$  мм. Николи + (а); без анализатора (б).

Структура метельчато-лучистая и бластпорфировая. Порода сложена серпентином антигорит-хризотил-баститовой разновидности и зернами хромшпинели. На рисунке показан участок шлифа (левая сторона), в котором антигорит с хризотилом образуют метелочки, направленные перпендикулярно друг к другу. Бастит почти полностью замещает крупные зерна ромбического пироксена, оставляя в кристалле лишь небольшие шестоватые участки. Повсеместно и равномерно в интерстициях серпентиновых метелочек распределены группы мелких зернышек новообразованного оливина, обладающих общей оптической ориентировкой. Встречается пылевидный рудный материал; хромшпинель по краям зерен замещена магнетитом.

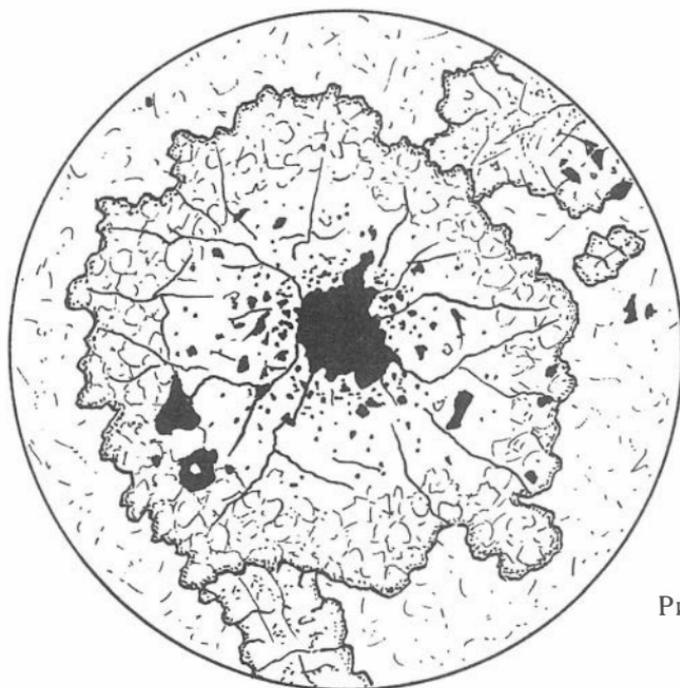


Рис. 125

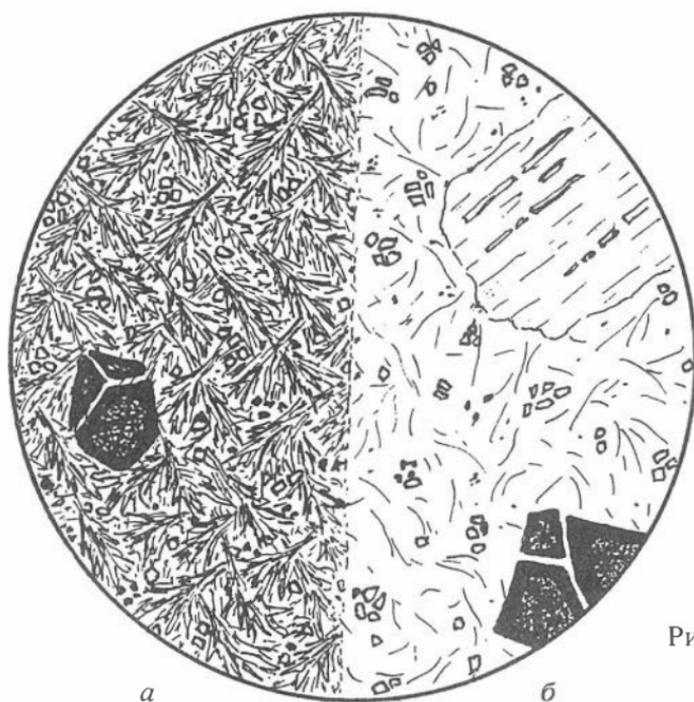


Рис. 126

Рис. 127. 1840-4. Серпентинит, Дархинтуйский массив. Николи +,  $d = 1,8$  мм.

Структура лепидобластовая и перекрещенно-чешуйчатая. Участок шлифа, занимающий около 2 мм, показывает серпентиновую (антигоритовую) матрицу двух генераций — мелкую и тончайшую, которые в обоих случаях являют взаимно перпендикулярное расположение пластинок серпентина.

Наблюдается мельчайшая сыпь магнетита, собранная в небольшие кучки. Другие участки этого же шлифа выражены другими структурными рисунками. Хромшпинель отсутствует.

Рис. 128. 2015-3. Апогарцбургит, Цаганморинский массив. Николи +,  $d = 5,0$  мм.

Структура остаточная квадратно-гнездовая. Порода слагается оливинам, ромбическим пироксеном и хромшпинелью. Диагональная трещиноватость целого агрегата зерен оливина, проявленная избирательно, предопределила распределение листочков серпентина (антигорита) по „квадратам”, в которых иногда сохранились реликты оливинных зернышек и по их совместному угасанию при включенном анализаторе можно судить о размерах и форме первичных кристаллов.

Ромбический пироксен — энстатит, образует идиоморфные зерна, окруженные каймой бесцветного и почти изотропного хлорита. Встречаются крупные, разрозненные и бесформенно-трещиноватые зерна хромшпинелидов (хромпикотит).

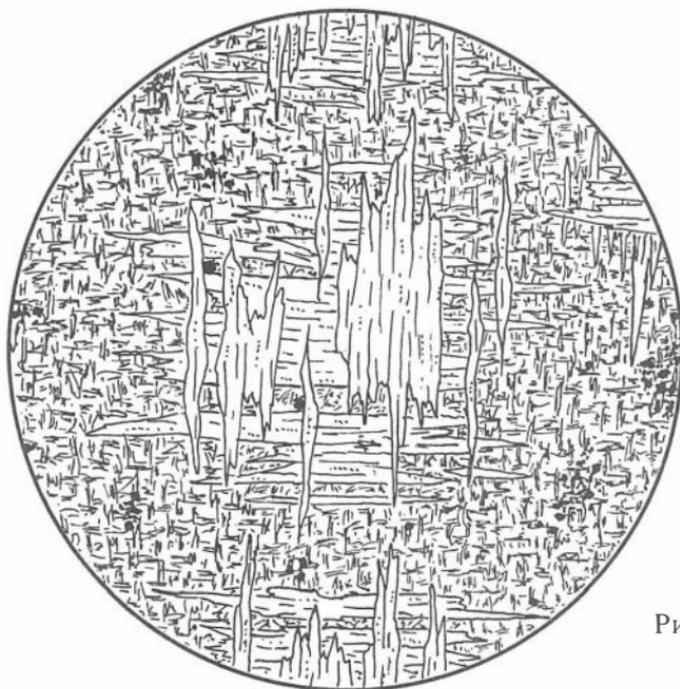


Рис. 127

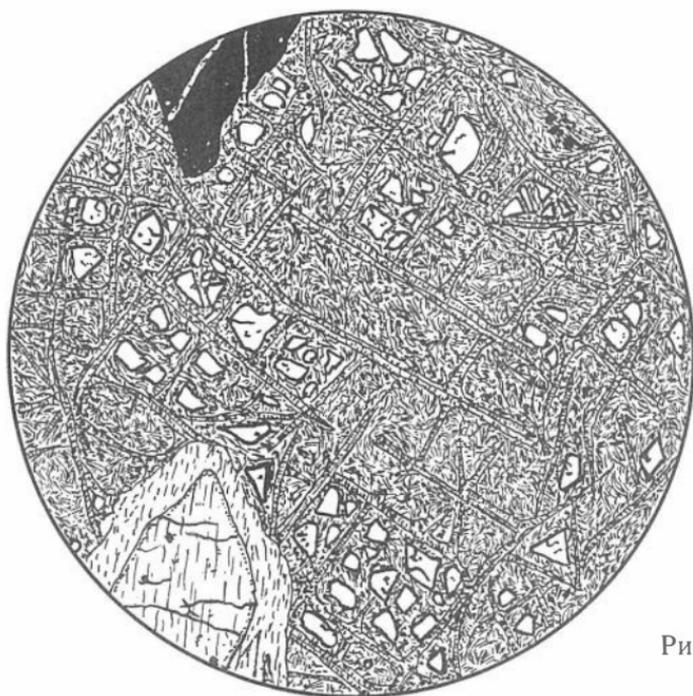


Рис. 128

## БАЙКАЛО-ВИТИМСКАЯ ОБЛАСТЬ

Рис. 129. Н-664-е. Серпентинит, Ньюрундуканский массив, Холоднинская группа. Николи +,  $d = 1,8$  мм.

Структура метельчато-лучистая и поперечно-волокнистая, текстура полосчатая. Полосчатое строение подчеркивается субпараллельным расположением мелкозернистого агрегата рудных минералов, сходящихся и расходящихся друг с другом. Между рудными полосами повсеместно развит серпентин-лизардит-антигоритовой разновидности, который и образует сложную систему разнообразных сростаний, в том числе и фигуру „песочных часов”. Изогнутые иглочки серпентина показывают подвижки на микровариантном уровне.

Рис. 130. Н-671-а. Серпентинит, Яршинский массив, Холоднинская группа;  $d = 3,1$  мм. Николи + (а); без анализатора (б).

Структура апопанидиоморфная (псевдоморфная) и листоватая, при скрещенных николях затушевывается листоватым серпентином, нацело заполняющим зерна оливина. В каждом отдельном зерне серпентин (антигорит) морфологически, формой и размером индивидуален, создавая локальную микроструктуру. В некоторых зернах встречаются жилки и линзочки брусита.

Наиболее отчетливо первичное строение породы проявляется при выведенном анализаторе. Она вырисовывается по расположению тончайших рудных скоплений, сосредоточенных на границах бывших зерен оливина.

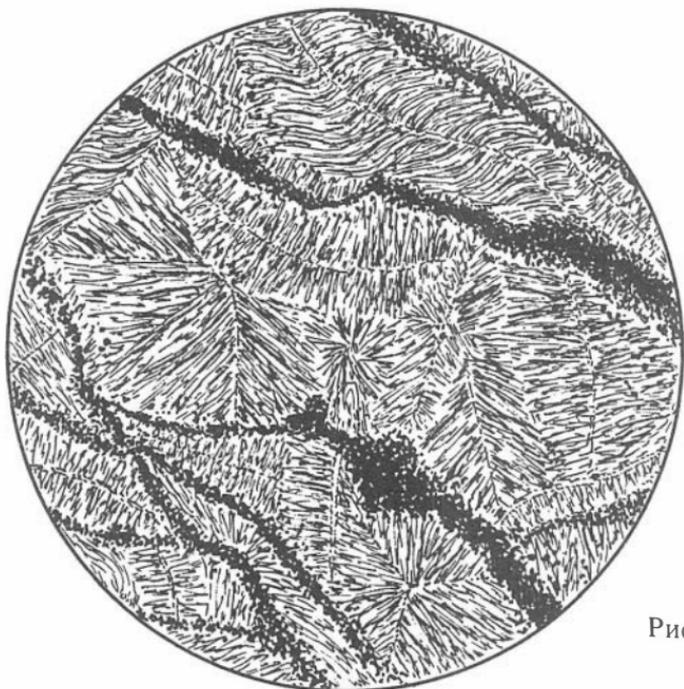


Рис. 129

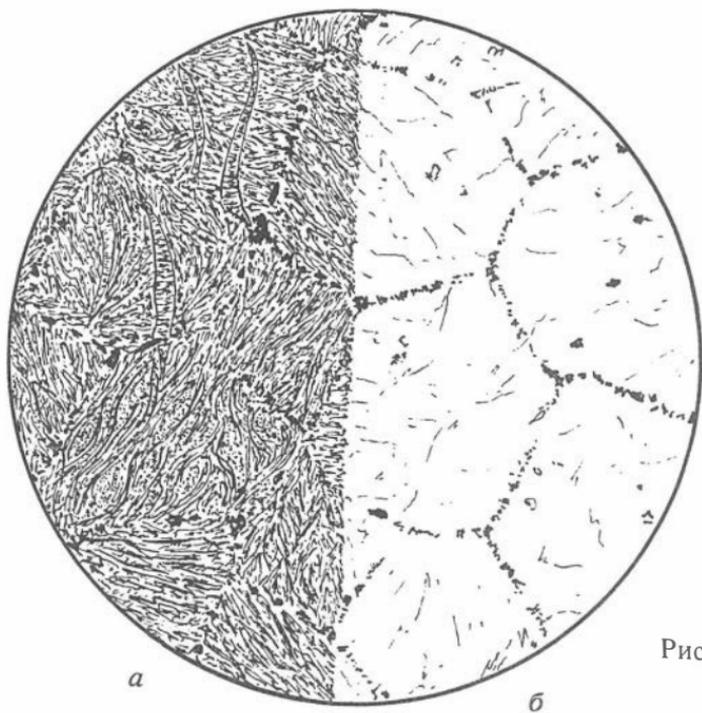


Рис. 130

а

б

Рис. 131. Н-671-ж. Гарцбургит, Яршинский массив, Холоднинская группа. Без анализатора,  $d = 3,1$  мм.

Структура пойкилитоподобная. Породу слагают крупные кристаллы ромбического пироксена — диаллага и более мелкие зерна оливина. Последний очень свежий и чистый, располагается между зернами пироксена и внутри них, показывая ложный идиоморфизм зерен. Оливин развивается здесь как наложенный гидротермальный минерал, „разъедающий” первичные зерна пироксена и образуя в них бухты и заливы. Рудные зерна встречаются спорадически и представлены магнетитом.

Рис. 132. Н-506-1. Серпентин-тальк-оливиновая порода, Курлинский массив, Холоднинская группа. Без анализатора,  $d = 1,8$  мм.

Структура лепидогранобластовая. Порода представлена тальк-серпентиновым агрегатом, образующим смешанные и отдельные линзы и пятна. Среди такой матрицы разбросаны новообразования оливина. На рисунке видна граница между двумя средами. В тальковой массе (внизу справа) наблюдаются зернышки оливина, ориентированные оптически беспорядочно. В серпентиновой основе (вверху слева) такие новообразования оливина оптически все ориентированы одинаково и имеют квадратно-гнездовое размещение.

Рудная часть породы представлена мелкими зернышками магнетита в тальковом базисе, которые образуют вытянутые цепочки по слабо выраженной сланцеватости.



Рис. 131

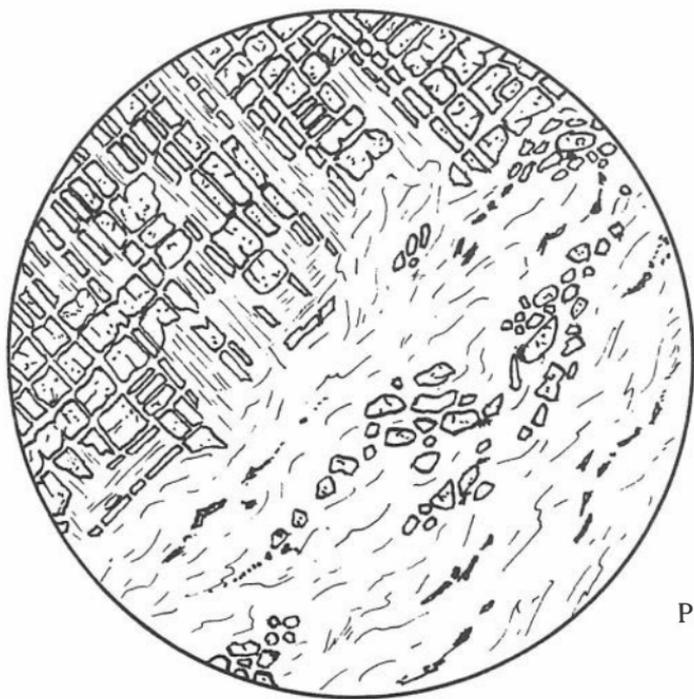


Рис. 132

Рис. 133. ТМ-8/89. Троктолит, массив Тонкий мыс, Холоднинская группа. Николи +,  $d = 5,0$  мм.

Структура пойкилитовая и келифитовая. Порода сложена разновеликими кристаллами плагиоклаза и оливина. Последний разбросан беспорядочно, имеет изометричную форму и двойную келифитовую кайму, сложенную амфиболом и хлоритом. Полоска амфибола (тремолита) обращена всегда в сторону плагиоклаза, а хлорит окаймляет оливин.

Плагиоклаз свежий, чистый, полисинтетически сдвойникованный; оливин густо трещиноватый и кое-где покрашен окислами железа и частично замещен на боулингит. Оливиновые зерна включают тонкую рудную пыль и мелкие зернышки магнетита. В зернах плагиоклаза рудных зерен не обнаружено.

Рис. 134. 4-28/1. Апогарцбургит, Кабаний массив. Николи +,  $d = 3,1$  мм.

Структура пластинчатая и бластпорфировая. Порода слагается серпентином двух разновидностей — антигоритом и баститом. Первый образует сближенные листочки (плашки), расположенные беспорядочно; второй развивается по зернам ромбического пироксена, представляя собой их полную метаморфозу.

Рудная часть состоит из зерен магнетита и хромшпинели. Магнетит скученно окружает пироксен, замещенный баститом, и расположен цепочками. Хромшпинель сохраняет кубические формы, по краям замещена магнетитом, закономерного распределения не обнаруживает.

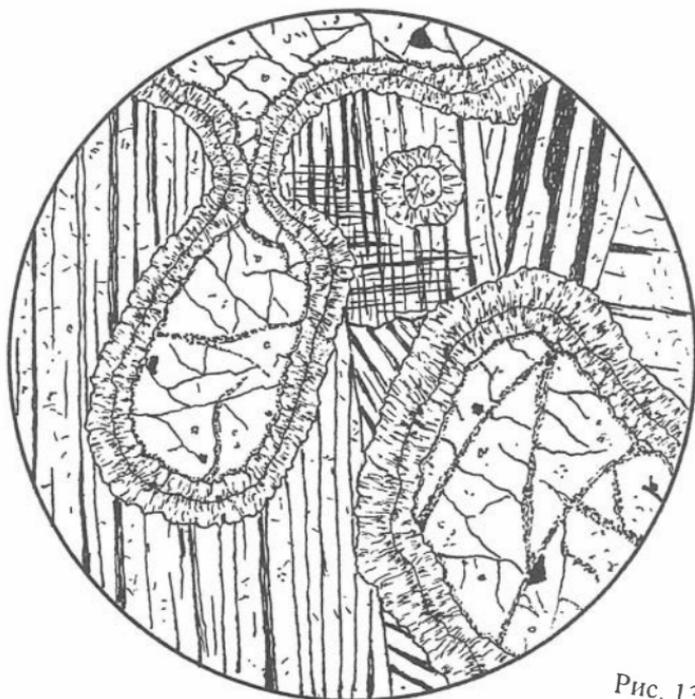


Рис. 133

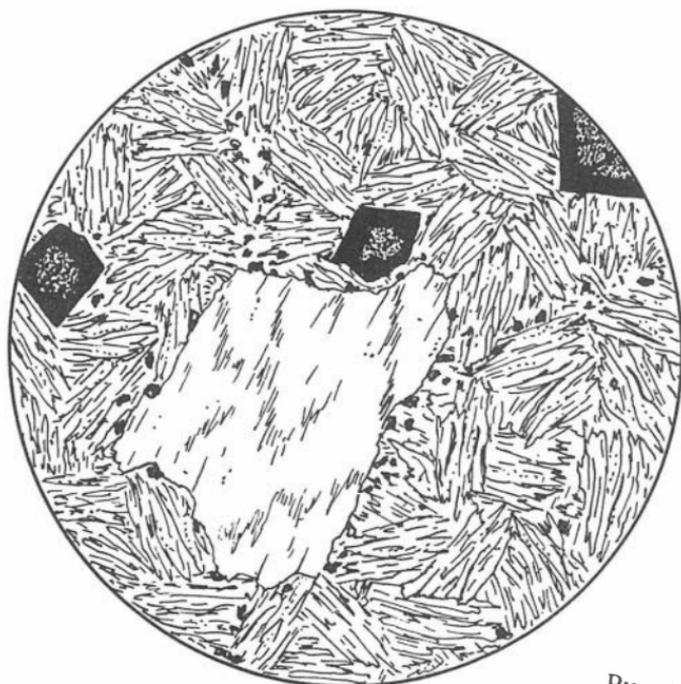


Рис. 134

Рис. 135. 436. Дунит, Парамский массив, центральная часть. Без анализатора,  $d = 6,7$  мм.

Структура панидиоморфнозернистая. Породу слагают крупные свежие и почти идиальные по форме кристаллы оливина, которые как бы вложены гранями друг в друга, создавая видимость мостовой структуры. Все зерна покрыты пленочкой серпентина (антигорита), который развивается также и по некоторым трещинкам, имеющим в большинстве случаев ориентированное расположение.

Встречаются разрозненные зернышки магнетита и единичные, но более крупные кристаллы хромшпинели, замещенные по периферии магнетитом. Незначительно развита рудная пыль.

Рис. 136. 507. Серпентинит, Парамский массив, краевая часть. Николи +,  $d = 3,1$  мм.

Структура спутанно-волокнистая, прожилковая. Порода сложена серпентином нескольких генераций и модификаций. Основная ткань представлена тонкочешуйчатой и игольчатой антигорит-хризотиловой разновидностью, обогащенной рудным компонентом — магнетитом. Последний рассеян в виде тончайшей рудной пыли и мелких кристалликов, сгруппированных в кучки.

Порода испещрена волнистыми просечками серпентина второй генерации — лизардитом, имеющими пережимы и ответвления. Встречаются и поперечные прожилки криптокристаллического карбоната в ассоциации с рудным материалом.

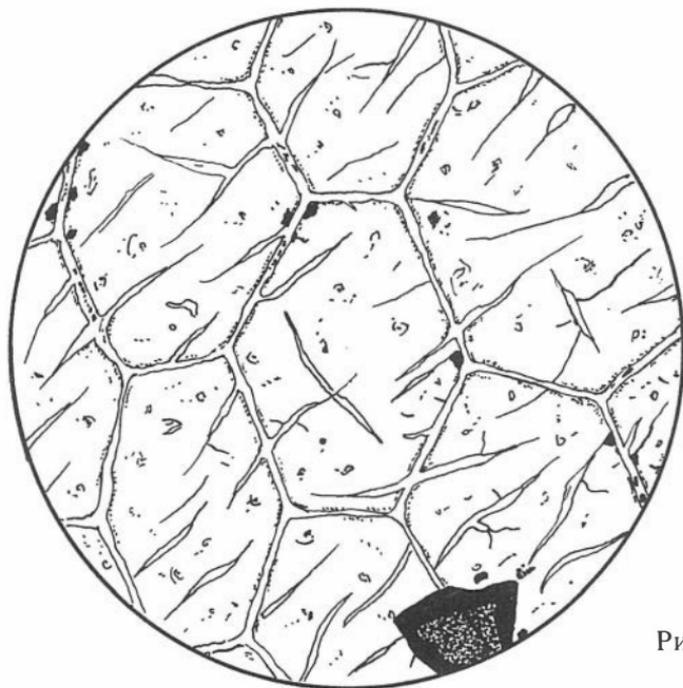


Рис. 135

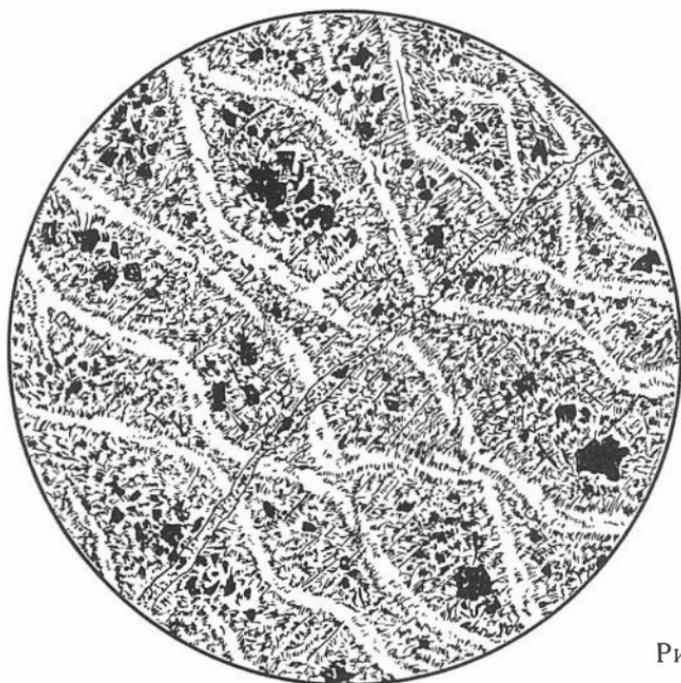


Рис. 136

Рис. 137. Ш-26/1. Дунит, Шаманский массив, центральная часть. Без анализатора,  $d = 5,0$  мм.

Структура панидиоморфная, крупнозернистая. Порода слагается беспорядочно расположенными зернами оливина, часть из которых обладает совершенной спайностью и двойниковым строением. Встречаются неправильной формы зерна хромшпинели и тончайшая пыль магнетита.

Порода испещрена трещинками, заполненными дроблеными осколочками оливина; эти трещинки сопровождаются и окаймляются бахромой тончайших косых чешуек хлорита, серпентина и амфибола.

Рис. 138. 31/3. Дунит, Шаманский массив, южная часть, ключ Широкий. Без анализатора,  $d = 5,0$  мм.

Структура параллельно-призматическая. Порода сложена шестоватыми кристаллами оливина, субпараллельно расположенными друг к другу. Все они в различной степени испещрены взаимно перпендикулярными трещинками, покрывающими всю видимую поверхность зерна. Густота трещин зерен различна и поэтому все они хорошо индивидуализированы даже при выведенном анализаторе.

Серпентинизация породы слабая и проявлена только в виде единичных разрозненных просечек игольчато-листоватых образований антигорита. Хромшпинель известна на границах кристаллов оливина, где она образует очень мелкие зернышки, часть которых замещена магнетитом.

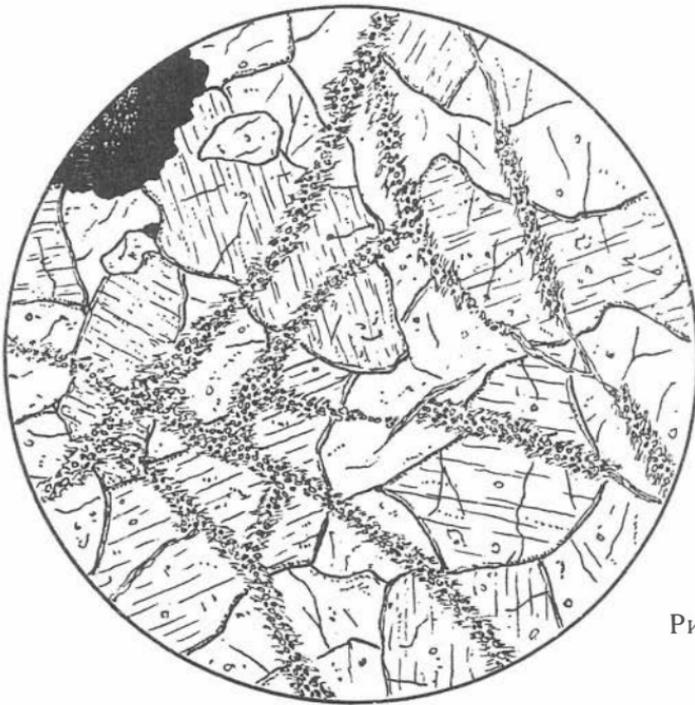


Рис. 137

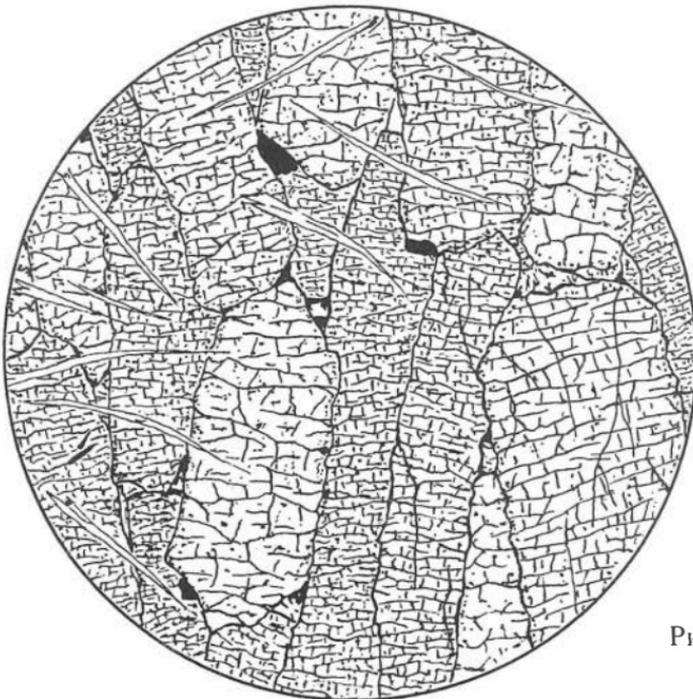


Рис. 138

**Рис. 139.** 39/4. Тальк-амфибол-оливиновая порода, Шаманский массив, южная часть, правый борт р. Витим. Без анализатора,  $d = 6,7$  мм.

Структура лепидогранобластовая и гломеробластовая. Порода сложена неравномерно-зернистым комплексом минералов, в котором оливин и роговая обманка (купферит) находятся примерно в равных количествах. Округлые зерна оливина ассоциируют с криптокристаллическим кальцитом, а купферит — с тальком.

Наблюдается тенденция скопления (гломеробласты) кристаллов амфибола и оливина, образующие неправильные пятна. Рудный минерал — магнетит распространен незначительно.

**Рис. 140.** Шаманский массив, центральная часть, ключ Малый Тулузинский. Без анализатора,  $d = 5,0$  мм:

а) 21/1. Пироксенит. Структура панидиоморфная. Порода сложена зернами интенсивно серпентинизированного энстатита, в которых сохранены остатки первичного минерала в виде частичек шестоватого габитуса. Неравномерно разбросаны неправильные зерна магнетита, окруженные игольчатым хлоритом (киммеритом?), образующим метельчато-лучистую структуру.

б) 28/1. Оливин-серпентиновая порода. Структура поперечно-волоконистая и гранобластовая. Порода сложена игольчатым антигоритом, среди которого развиты свежие зерна оливина, несущие следы бластеза и расположенные крупными пятнами и тонкозернистыми цепочками. Неправильные по форме зерна хромшпинели встречаются спорадически.



Рис. 139

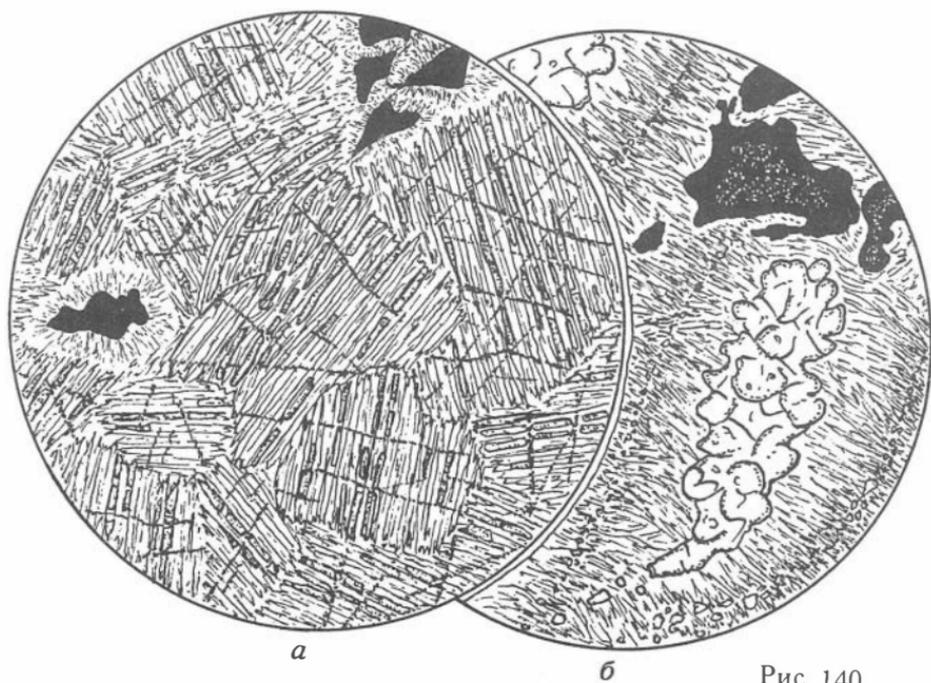


Рис. 140

**Рис. 141.** 4519. Тальк-амфибол-оливиновая порода, массив Гольцы. Без анализатора,  $d = 6,7$  мм.

Структура бластпорфировая. Порода сложена разрозненными или соприкасающимися зернами оливина, погруженными в тонкочешуйчатую матрицу. Оливин представлен в настоящем густотрещиноватыми, сильно разломленными, опациitized зернами, потерявшими свои кристаллографические очертания.

Цементирующая масса — это главным образом мелкоиглочатый тальк в ассоциации с некоторым количеством амфибола (тремолита) и зернами магнетита. Последний обнаруживает иногда небольшие скопления с грубо выраженной направленностью в их распределении.

**Рис. 142.** 4523-в. Серпентинит, массив Гольцы. Без анализатора,  $d = 3,1$  мм.

Структура пластинчатая и гетеробластовая. Порода сложена серпентином хризотил-лизардитовой модификации с явным преобладанием последнего. Лизардит обнаруживает две генерации. Ранний — мелкопластинчатый, выполняющий роль матрицы, слагает сланцеватую текстуру, в которой пластиночки грубо ориентированы в одном направлении. Более поздний лизардит крупнопластинчатый, образует линзы и прожилки, обрамленные тонкозернистым рудным материалом (хромитом?).

Хромшпинель распределена неравномерно, обнаруживает гломеровые скопления из трех-четырех зерен. В большинстве она замещена магнетитом.

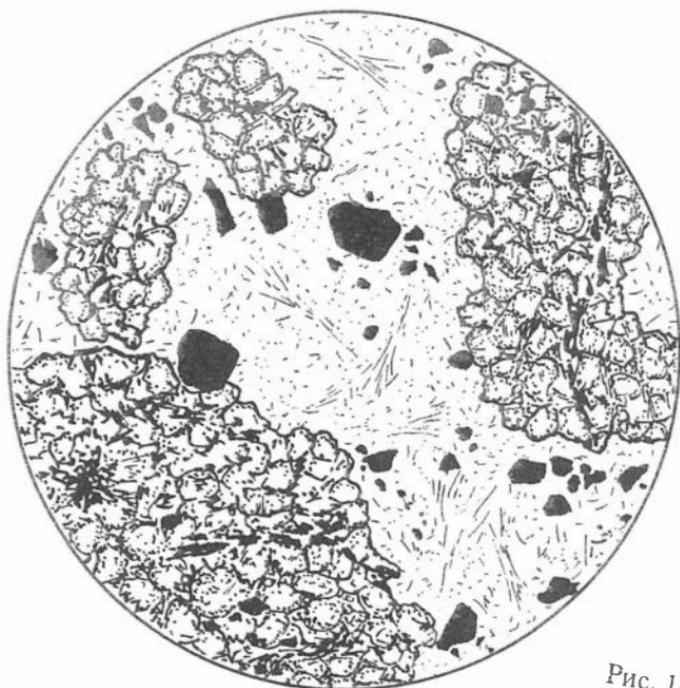


Рис. 141

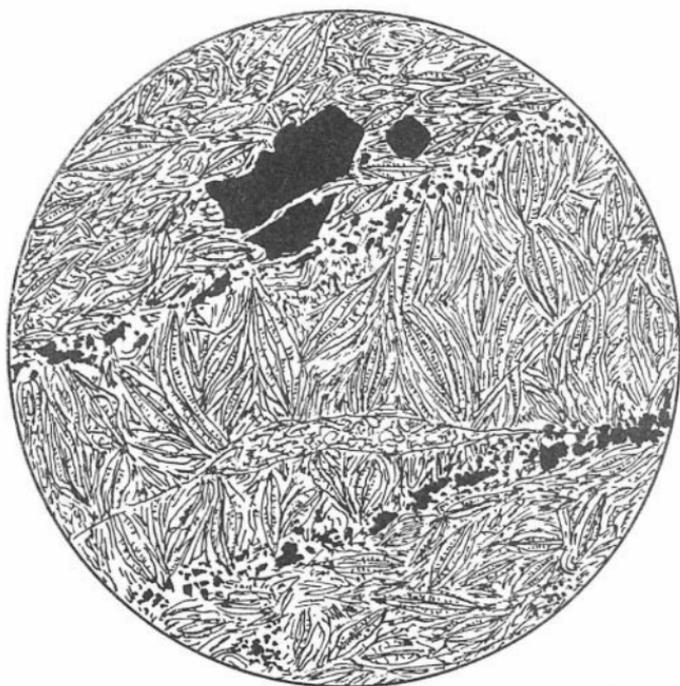


Рис. 142

Рис. 143. У-30-14/2. Серпентинит апогарцбургитовый, Унахтинский массив, правый борт ключа. Николи +,  $d = 5,0$  мм.

Структура спутанно-волокнуистая и бластпорфировая, сложена комбинацией мелкочешуйчатых листочков и иголочек антигорита, хризотила и лизардита, расположенных беспорядочно относительно друг друга. Мелкочешуйчатый агрегат серпентина представляет матрицу, в которой разбросаны многочисленные крупные пластинки бастита, являющегося полной псевдоморфозой по зернам ромбического пироксена.

Встречаются замещенные магнетитом или скелетные кристаллы хромшпинели, зерна и пыль магнетита и тончайшие просечки асбеста.

Рис. 144. У-24/4. Брекчия серпентинитовая, Унахтинский массив, северная краевая часть;  $d = 3,1$  мм. Николи + (а); без анализатора (б).

Структура брекчиевая, такситовая. Порода сложена из осколочков серпентинита, представленного смесью перепутанных хризотил-антигоритовых разновидностей и частичек баститовых пластин. Хризотил-антигоритовая ассоциация — последняя генерация серпентина, замещающая лизардит-баститовое основание, которое просматривается в шлифе как реликтовое.

Мелкая сыпь и пыль рудного минерала образуют сгустки и проводнички в цементирующей обломки серпентин-хлоритовой массе.

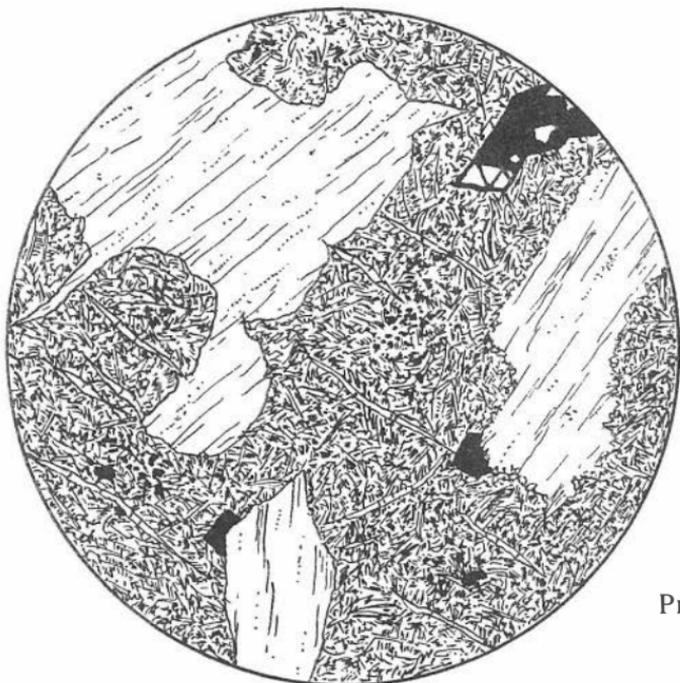
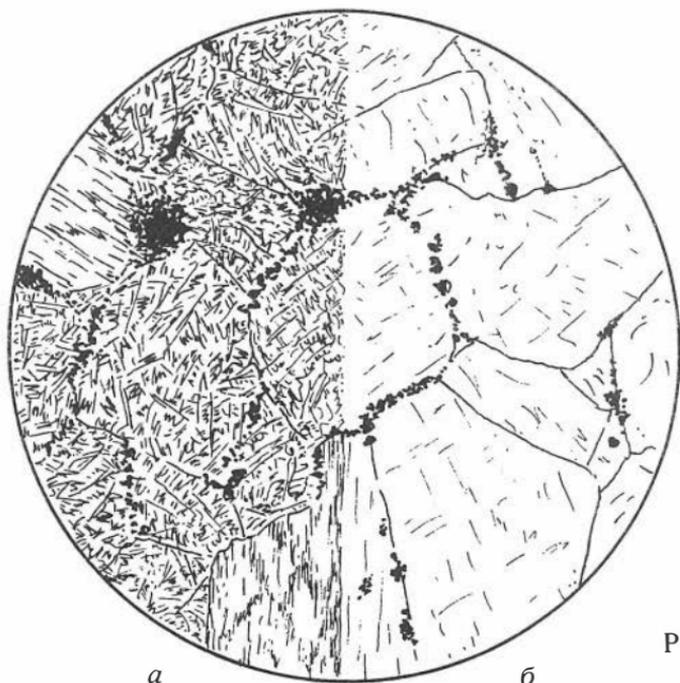


Рис. 143



*а*

*б*

Рис. 144

**Рис. 145.** П-8-74. Серпентин с асбестом, массив ключа Пихтовый. Без анализатора,  $d = 1,8$  мм.

Структура спутанно-волокнистая, почти не выраженная в проходящем свете при выведенном анализаторе. На рисунке показано расположение ветвящихся асбест-антофилитовых прожилков в серпентиновой матрице, переполненной кристалликами, неправильными зернышками и пылевидными скоплениями магнетита.

Асбест двух генераций; система прожилков асбеста взаимно перпендикулярная. Магнетит рассеян повсеместно, но более тяготеет к зальбандам асбестовых прожилков.

**Рис. 146.** Серпентинит апоперидотитовый, массив ключа Пихтовый. Николи +,  $d = 1,8$  мм:

а) П-3-74. Структура конвертообразная или „песочных часов”. Участок шлифа показывает сложное сочетание пластинок лизардита, образующих либо шнуры, либо конверты, разделенные или соприкасающиеся друг с другом наружными гранями. Присутствуют хромшпинель и пластиночки бастита, но они расположены за пределами участка шлифа, попадающего в поле зрения.

б) П-5-74. Структура лепидобластовая и бластпорфировая. Порода сложена хризотил-антигоритовым агрегатом, в котором разбросаны пластины бастита. По параллельным микротрещинкам развиваются прожилки антофиллит-асбеста и сопутствующие ему зернышки магнетита.

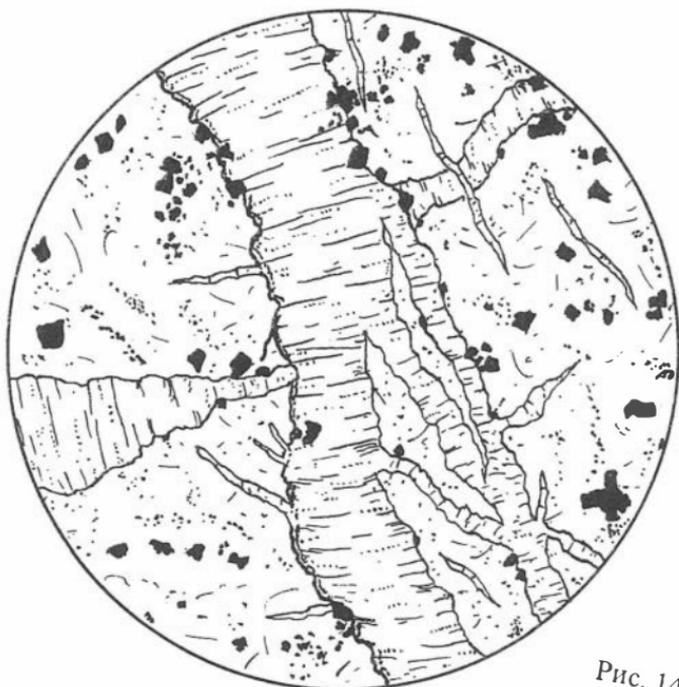


Рис. 145

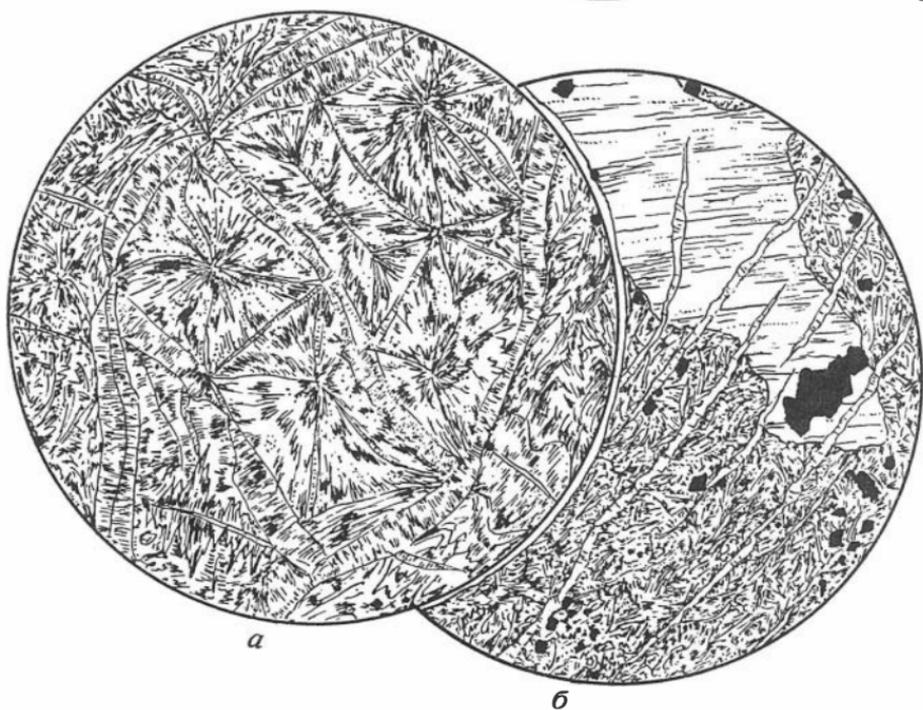


Рис. 146

## ДАЛЬНИЙ ВОСТОК (Приморье и о-в Сахалин)

Рис. 147. С-1298/5. Оливинит, Анюйский массив, р. Багбасу, правый приток р. Анюй. Николи +,  $d = 5,0$  мм.

Структура аллотриоморфная и порфириовидная. Порода сложена зернами оливина и магнетита. Оливин составляет основу, магнетит занимает не более 1—2% всего объема. Для оливина характерна неправильная форма зерен и их разные размеры, обладающие всегда зазубренными краями, что приближает рисунок взаимоотношений к гранобластовой структуре.

Магнетит разбросан в породе неравномерно, а более крупные его скопления (пятна) приурочены к межзерновым полостям и контактам. По всему полю шлифа разбросаны иголки и пластинки амфибола (тремолита), большинство которых обладают некоторой ориентировкой.

Рис. 148. С-1298/2. Верлит, Анюйский массив, р. Багбасу, правый приток р. Анюй. Николи +,  $d = 5,0$  мм.

Структура пойкилитовая. Порода представлена разноразмерным агрегатом зерен оливина и крупными (гигантскими) кристаллами моноклинного пироксена (диаллага). На рисунке показана часть такого кристалла, в который „включены” пойкилитовые вроски оливина.

Пироксен опациitized с обильно высвободившимся рудным материалом, а оливин испещрен трещинками и окружен бахромой тончайших пластинок амфибола (тремолита). Рудные скопления в пироксене, да и в оливине встречаются в виде неправильных пятен и прожилков.

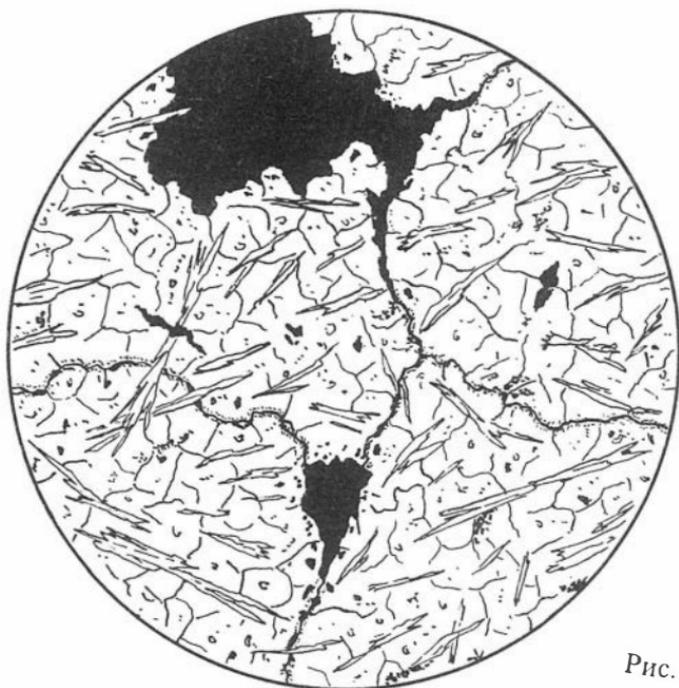


Рис. 147

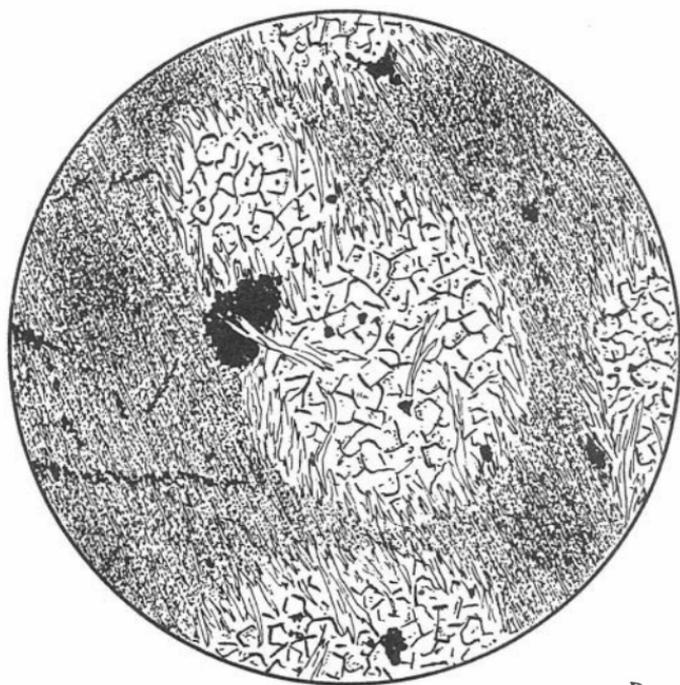


Рис. 148

**Рис. 149.** С-1339/2. Лерцолит, Катэнский массив, хр. Сихотэ-Алинь. Без анализатора,  $d = 1,8$  мм.

Структура разъедания. В строении породы участвуют зерна орто- и клинопироксена, оливина, магнетита и хлорита. На рисунке показано взаимоотношение зерен клинопироксена (диаллага) и оливина. Первый обладает четкой спайностью, второй — опациitized и хлоритизирован. Оставшиеся от разложения крупного зерна „островки” оливина сохранили общую оптическую ориентировку.

Магнетит концентрируется в виде прерывистых полос по краям и в центре этого крупного зерна оливина.



**Рис. 150.** С-1325/4. Шрисгеймит, Катэнский массив, хр. Сихотэ-Алинь. Без анализатора,  $d = 1,8$  мм.

Структура аллотриоморфная и пойкилитовая. Порода слагается оливинам и роговой обманкой — купферитом. Последняя составляет до 35—40 % объема и представлена неправильными по форме зернами, плеохроирующими в бурых тонах. В них повсеместно резко подчеркнута диагональная или тонкоструйчатая спайность.

Оливин имеет изометричные формы, переполнен просечками и окантован полосками бесцветного хлорита. Наблюдаются скопления и отдельные разрозненные зернышки рудного вещества — магнетита.



Рис. 149



Рис. 150

**Рис. 151.** С-1325/26. Ортопироксенит, Катэнский массив, хр. Сихотэ-Алинь. Без анализатора,  $d = 1,8$  мм.

Структура панидиоморфнозернистая. Порода сложена мономинеральным агрегатом зерен орто- и клинопироксена. Последний по объему не превышает 5—7 % и потому, согласно предложенной И. М. Волоховым [1969] классификации ультраосновных образований, настоящая порода должна быть отнесена к ортопироксенитам.

Зерна пироксенов достаточно сильно разложены и переполнены пылевидным рудным материалом и мелкими зернышками эпидота. Между отдельными зернами встречаются пятнышки магнетита и листочки хлорита.

**Рис. 152.** С-1328/2. Вебстерит, Катэнский массив, хр. Сихотэ-Алинь. Без анализатора,  $d = 5,0$  мм.

Структура гипидиоморфнозернистая. Порода слагается орто- и клинопироксеном, имеющими примерно одинаковое значение. Оливина немного, его мелкие овальные зерна разбросаны по всему шлифу, составляя в общем не более 10 % (в части шлифа, попадающей в поле зрения, несколько больше).

Ортопироксен — энстатит, нередко представлен очень крупными зернами с характерной тончайшей или струйчатой спайностью. Клинопироксен — диопсид образует неправильные ксеноморфные зерна, изобилующие густой сетчатой трещиноватостью. Рудные зерна мелкие, разбросаны хаотично. Встречаются пятнышки бесцветного хлорита.



Рис. 151

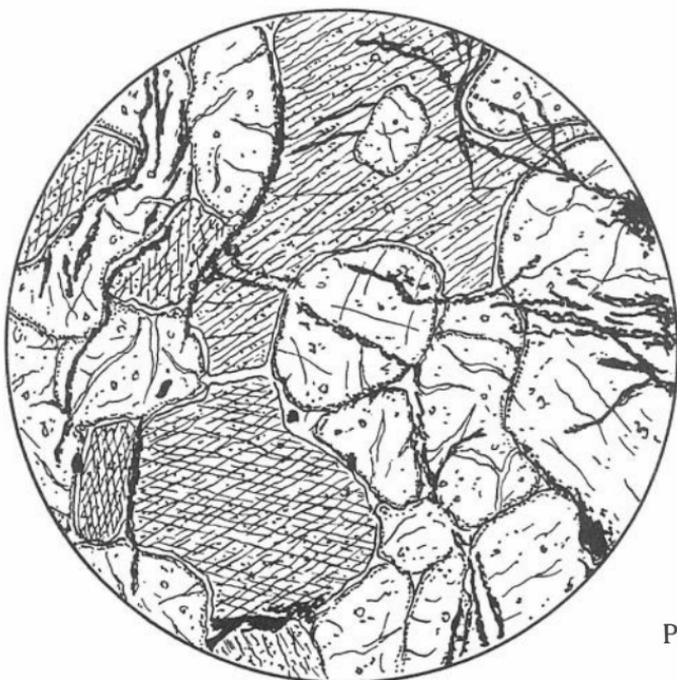


Рис. 152

Рис. 153. С-312/3. Верлит, безымянный массив, в 20 км западнее р. Уссури, Бикинский антиклинорий. Николи +,  $d = 3,1$  мм.

Структура порфиroidная. Порода сложена изометричными и неправильными по форме зернами оливина, среди которых резко выделяются изолированные кристаллы клинопироксена (авгита). Характерно наличие многочисленных прожилков и пятен рудного материала (магнетита), распространяющихся как по межзерновым пространствам, так и внутри зерен породообразующих минералов. Заметна амфиболизация (актинолит) породы, которая более всего поражает краевые части оливина и пироксена. Зерна оливина несут густую сеть трещин, пироксен обладает прерывающейся спайностью, усложненной поперечными трещинками.

Рис. 154. С-321/6. Гарцбургит, безымянный массив Бикинского антиклинория, в 20 км западнее р. Уссури;  $d = 3,1$  мм. Николи + (а); без анализатора (б).

Структура спутанно-волокнистая апобластпорфиroidная. Порода сложена серпентином (антгоритом), в котором разбросаны сильно опацизированные зерна ортопироксена. На общем фоне серпентиновой матрицы заметны контуры бывших зерен оливина, формы и размеры которых подчеркиваются линиями магнетитовых скоплений, образованных в результате прошедшей серпентинизации породы. При введенном анализаторе границы эти затушевываются.

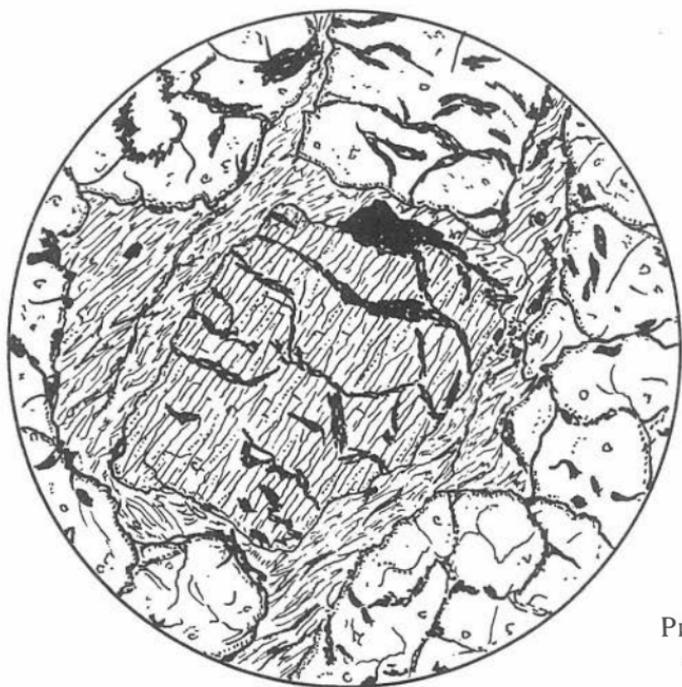


Рис. 153

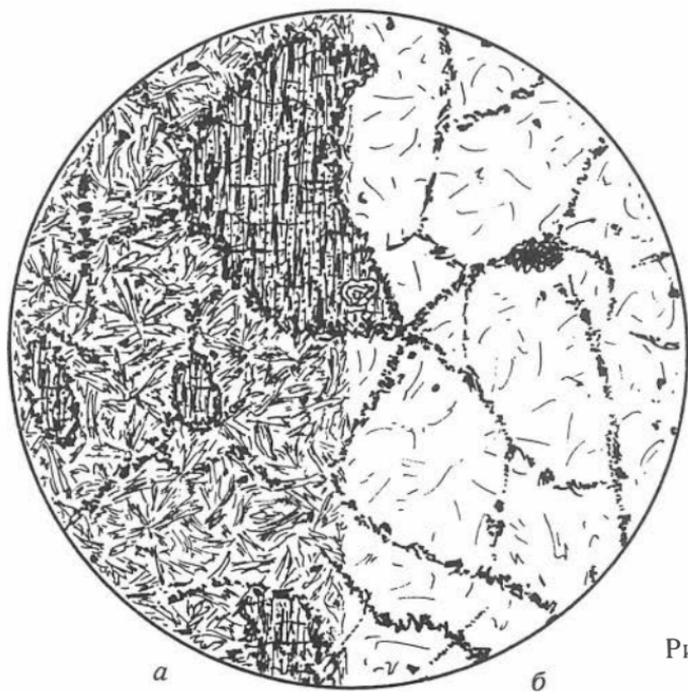


Рис. 154

**Рис. 155.** С-1351/2. Лерцолит, безымянный массив в бассейне р. Ситуха, приток р. Синганчи. Без анализатора,  $d = 1,8$  мм.

Структура разъедания. Порода слагается пироксеном двух модификаций, оливином и рудным материалом. Характерной особенностью строения является наличие бухт и заливов в зернах ортопироксена, в которых расположен оливин. Последний выглядит очень свежим, слаботрещинатым и почти несерпентинизированным. В зависимости от среза шлифа присутствие оливина указывает даже на отдельные участки пойкилитовых включений в пироксене.

Пироксен обеих модификаций обладает тонкой струйчатой спайностью. Рудный компонент — магнетит образует редкие зерна и полосы. Серпентин и хлорит распространены незначительно.

**Рис. 156.** 4044. Серпентинит, безымянный массив в Бикинской зоне Сихотэ-Алиня. Николи +,  $d = 3,1$  мм.

Структура волокнистая с элементами ленточного строения. Порода представлена пластиночками антигорита, образующими субпараллельные полосы. В пределах полос серпентин также расположен субпараллельно. Встречаются группы кристаллов карбонатного материала (магнезита) и зернышки рудного минерала (магнетита), обладающие дифференцированным расположением. К одним полосам приурочен магнезит, к другим — магнетит.

В шлифе за пределами поля зрения структура лепидобластовая и спутанно-волокнистая.



Рис. 155

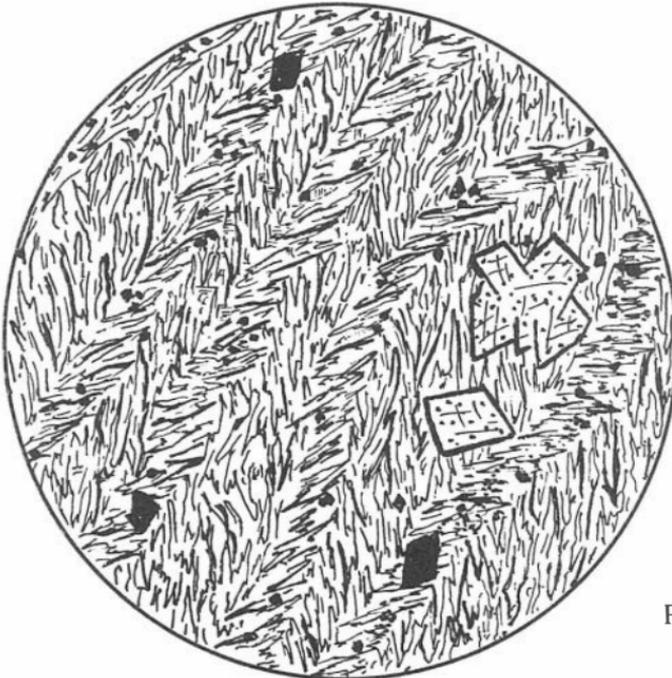


Рис. 156

**Рис. 157.** 23е/84. Гарцбургит серпентинизированный, безымянный массив на п-ове Шмидта, о-в Сахалин. Без анализатора,  $d = 5,0$  мм.

Структура комбинированная: панидиоморфная и аллотриоморфная, выраженная наличием кристаллов ромбического пироксена и оливина различных размеров и габитуса. Зерна оливина испещрены жилочками серпентина, которые образуют прямую или косую решетку и показывают квадратно-гнездовое расположение отдельных его частей. По ромбическому пироксену развивается бастит и хлорит, среди которых встречаются реликты первичных зерен. Хромшпинель распространена незначительно и только в очень мелких зернах, которые полностью или частично по краям замещены магнетитом.

**Рис. 158.** 3-1-90. Апогарцбургит (серпентинит), массив ключа Водопадный, мыс Анива, о-в Сахалин, побережье Охотского моря. Николи +,  $d = 3,1$  мм.

Структура апопанидиоморфная и агломеропорфировая. Порода была сложена кристаллами оливина, рудного минерала и ромбического пироксена; последний, нацело замещенный баститом, образовывал групповые скопления, ассоциирующие с крупными зернами хромшпинели. Оливин серпентинизирован, по его бывшим зернам развивается антигорит тонкоигольчатой и прожилковой конфигурации, создающий решетчатую структуру.

Хромшпинель образует сросшиеся двойники и тройники, показывает сложную кристаллическую решетку, по краям замещена магнетитом. Мелкие зернышки хромшпинели разбросаны по всей породе более или менее равномерно.

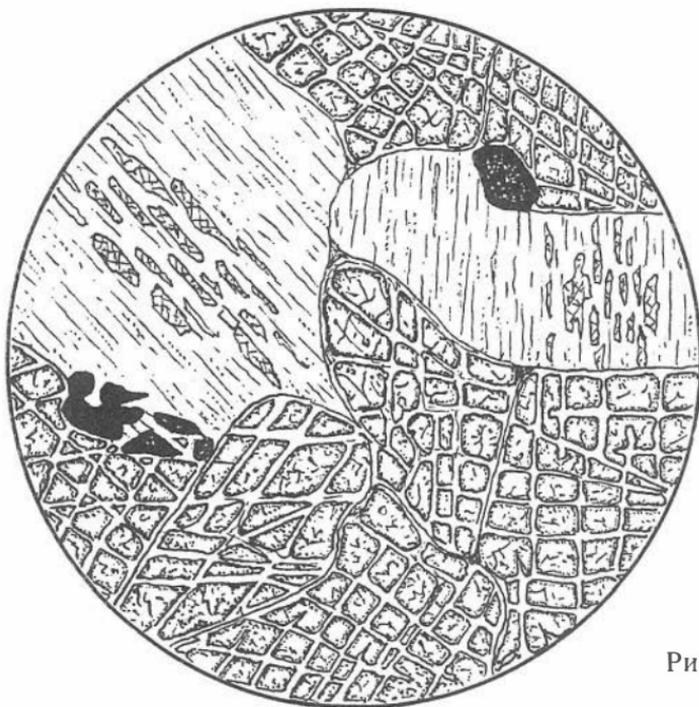


Рис. 157

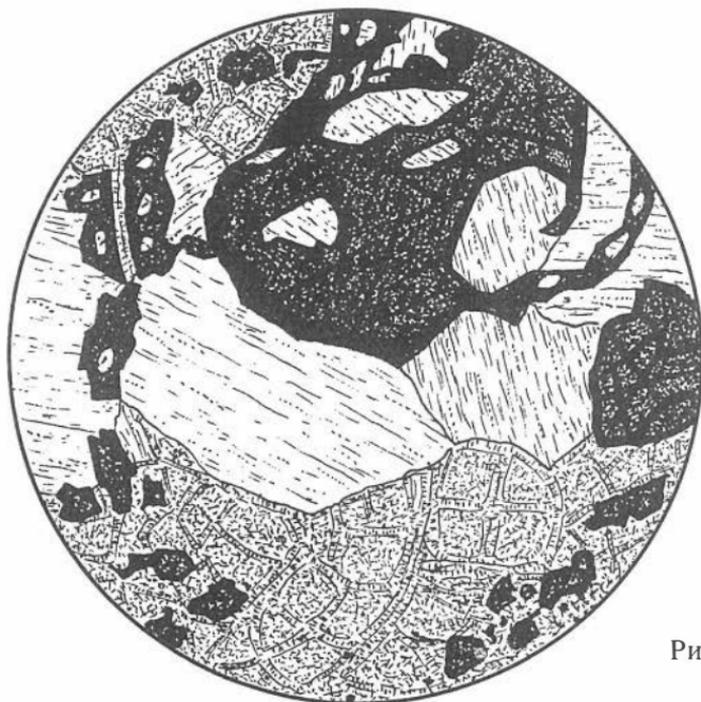


Рис. 158

## Западно-Чукотский пояс

**Рис. 159.** 831. Гарцбургит, массив горы Длинная, р. Илистая, мыс Валижген. Николи +,  $d = 3,1$  мм.

Структура квадратно-гнездовая, неравномерно-зернистая. Порода сложена оливином и ромбическим пироксеном, испытавшими интенсивную серпентинизацию. Серпентин представлен антигоритом и баститом. Первый замещает оливин, образуя плоскопараллельные и спутанно-волокнистые сочетания своих листочков, второй развивается по пироксену, располагаясь струйчатыми пластиночками. Рудный минерал — хромшпинель, частично перешедшая в магнетит; она образует неправильные зерна, распределенные беспорядочно.

**Рис. 160.** 831-1. Серпентинит, массив горы Длинная, р. Илистая, мыс Валижген. Николи +,  $d = 1,8$  мм.

Структура спутанно-волокнистая и конвертообразная. Порода сложена агрегатом различно комбинированных листочков лизардита и антигорита. Встречаются редкие прожилки брусита. В конвертообразных фигурах антигорит занимает краевые части, лизардит — внутренние; антигорит образует также различные метелки, полусферы и веера.

Зерна магнетита располагаются цепочками и жилочками, ассоциируясь с листочками антигорита и щеточками брусита.

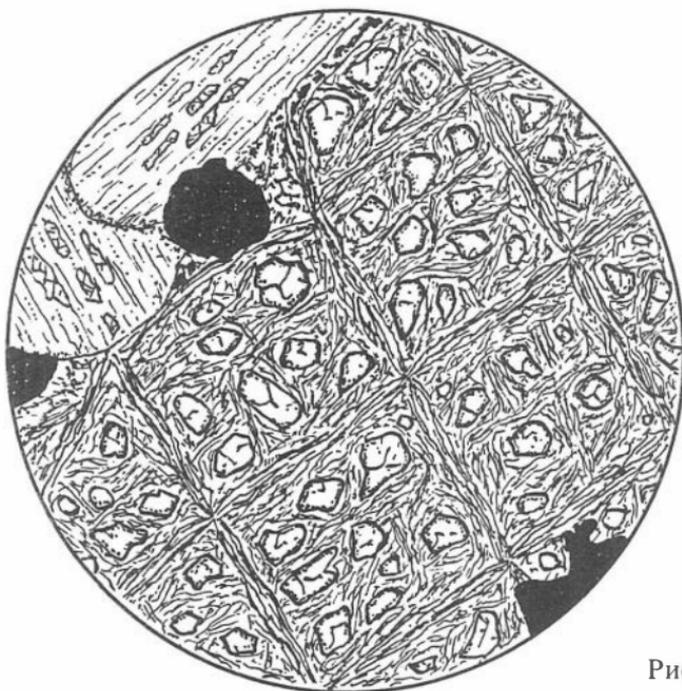


Рис. 159



Рис. 160

**Рис. 161. 31(3). Серпентинит, Куюльский массив. Николи +,  $d = 6,7$  мм.**

Текстура брекчиевидная, автокластическая. Структура спутанно-волоконистая. Порода сложена из угловатых обломков серпентина (антигорита) и связующей массы антигорит-хризотиловой разновидности. В обломках усматривается неясно выраженная решетчатая структура, указывающая, что в исходной породе кроме оливина присутствовал и пироксен.

Предполагается, что брекчиевая текстура в данном случае образовалась в результате увеличения объема породы при ее серпентинизации. Рудный минерал практически отсутствует.

**Рис. 162. Гарцбургит, Куюльский массив. Без анализатора:**

а) 600,  $d = 5,0$  мм. Структура гипидиоморфная крупнозернистая и заливчатая. Порода слагается из ромбического пироксена (энстатита) и оливина. Для породы характерно наличие элементов разъедания зерен пироксена оливином, который в приграничных частях имеет бластовый характер; его овальные формы занимают заливы в серпентин-хлоритовой матрице. Хлорит и рудный минерал развит также в микротрещинках.

б) 611-А,  $d = 6,7$  мм. Порода сложена гигантскими зернами энстатита и мелкозернистым лепидогранобластовым агрегатом вторичного оливина, рудной пыли и хлорита. Структура являет собой показательный пример прошедшей оливинизации пород Куюльского массива.

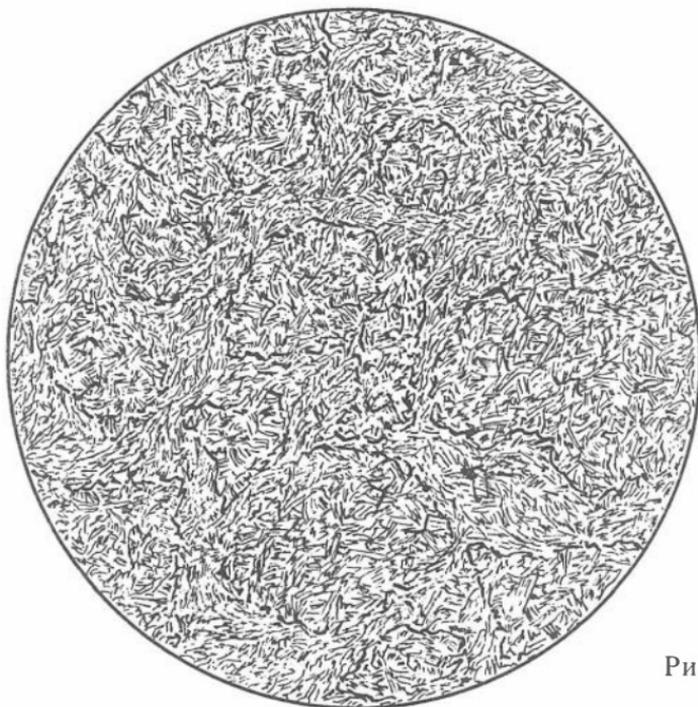
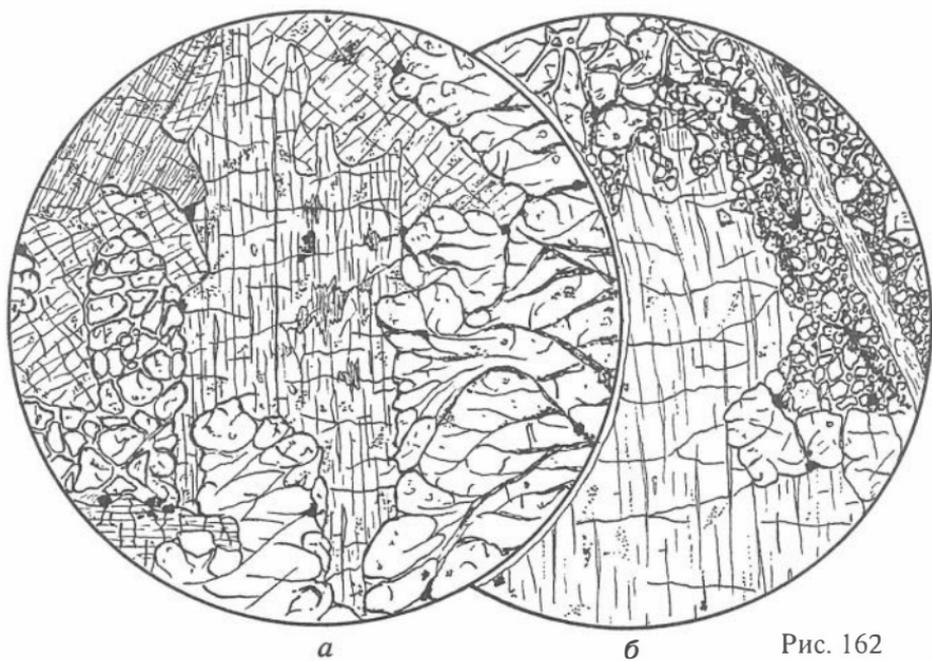


Рис. 161



*а*

*б*

Рис. 162

Рис. 163. 138. Дунит, Устьбельский массив. Без анализатора,  $d = 3,1$  мм.

Структура панидиморфная и квадратно-гнездовая (разновидность петельчатой). Порода сложена крупными зернами оливина с характерной почти перпендикулярной трещиноватостью. Некоторые трещинки заполнены бледно-зеленым хлоритом.

За пределами зарисованной части шлифа межзерновые пространства в виде линз и пятен заняты хлоритом, серпентином и амфиболом. Встречаются зерна хромшпинели, замещенные магнетитом.

Рис. 164. Устьбельский массив. Николи +,  $d = 5,0$  мм.

а) 29(2). Оливин-амфибол-серпентиновая порода. Структура порфири- и гломеробластовая, основная масса лепидогранобластовая. Крупные шестоватые кристаллы, представленные амфиболом — паргаситом, распределены среди богатой рудной пылью хлорит-серпентиновой массы и мельчайших, оптически разноориентированных новообразований прозрачного оливина. Более крупные зерна магнетита распределены крайне неравномерно.

б) 29(1). Оливинит. Структура крупнозернистая аллотриоморфная. На рисунке показан фрагмент крупного зерна оливина остаточной структуры, испещренного хлорит-серпентиновыми прожилками с метельчатым и лучистым строением.

Встречаются мелкие рудные зернышки и рудная пыль.

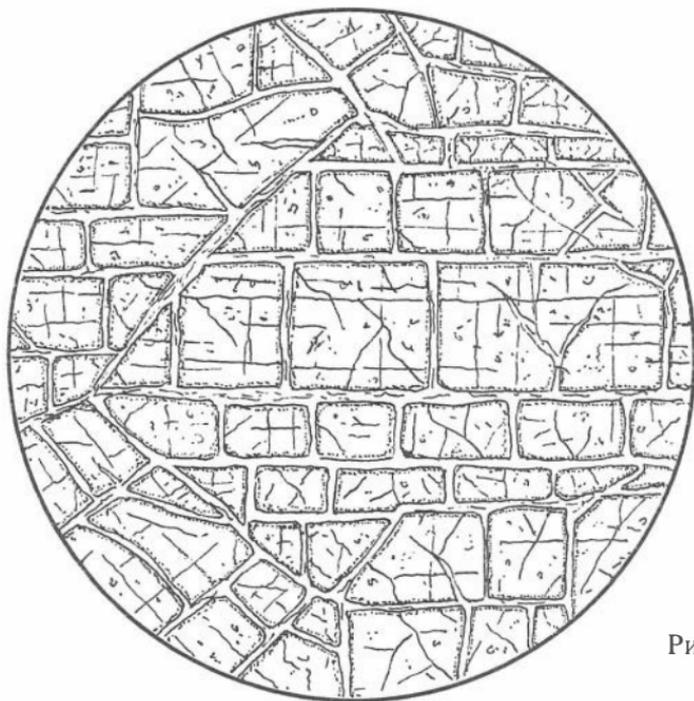


Рис. 163

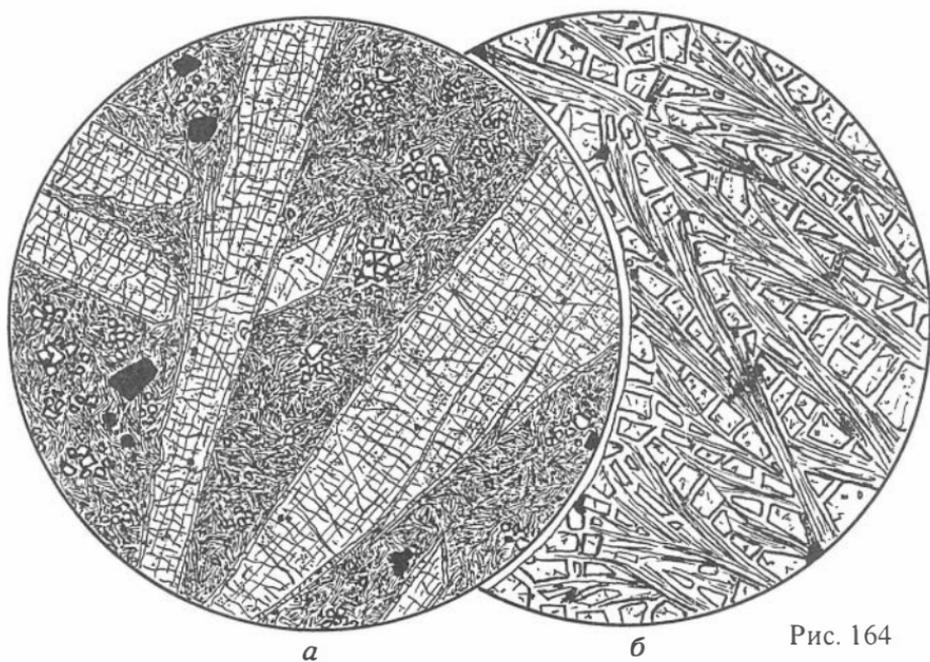


Рис. 164

Рис. 165. № 1. Оливинит, Устьбельский массив. Николи +,  $d = 5,0$  мм.

Структура реликтовая панидиоморфная и лепидобластовая поперечно-волокнистая. Порода сложена идиоморфными кристаллами оливина, претерпевшими интенсивную серпентинизацию. Серпентин — пластинчатый и игольчатый антигорит образует щетки, нарастающие от края кристалла навстречу друг другу. Часть зерен оливина полностью серпентинизирована, но большинство оставляет реликты (остаточная структура) первичного минерала хаотичного либо квадратно-упорядоченного расположения, подобно шахматной доске.

Рудный минерал — магнетит встречается спорадически мелкими зернами и прожилками.

Рис. 166. 50. Троктолит, Устьбельский массив. Без анализатора,  $d = 5,0$  мм.

Структура пойкилитовая и келифитовая. Порода представлена зернами плагиоклаза и оливина, беспорядочно разбросанными по всей породе. На границах этих породообразующих минералов имеют место широкие двойные реакционные каймы, сложенные полосками амфибола и хлорита. Амфиболовые (тремолитовые) каемки всегда обращены в сторону зерен плагиоклаза, а хлорит — в сторону оливина.

Плагиоклаз относительно свежий, а оливин разбит густыми трещинками, по которым развит серпентин. Низкохромистая шпинель образует мелкие зернышки, ассоциирующие с оливином.

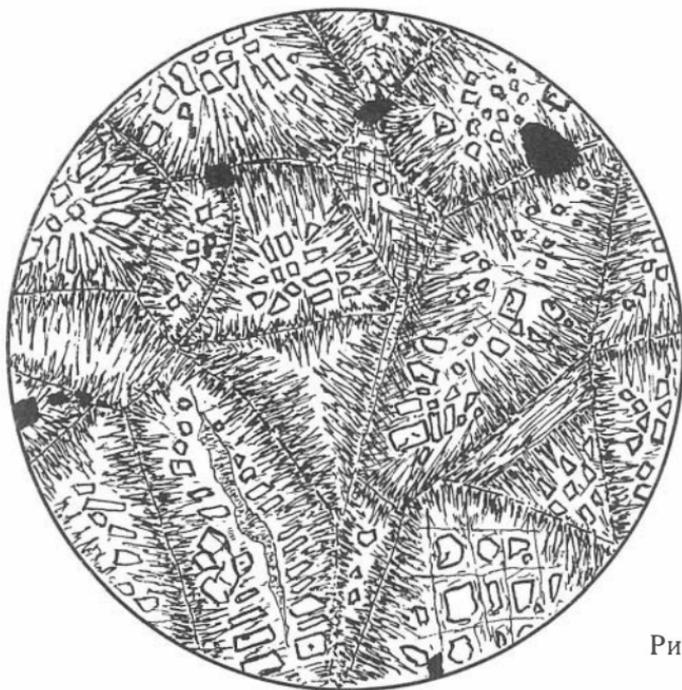


Рис. 165

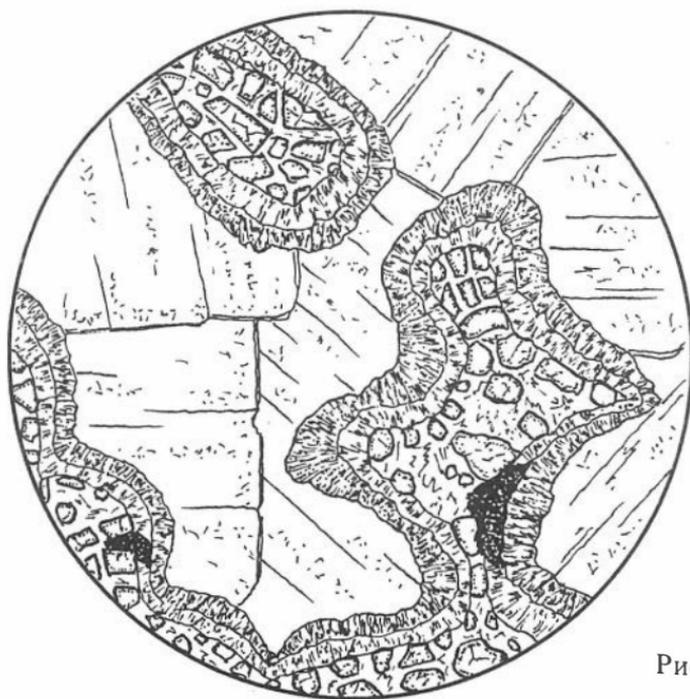


Рис. 166

**Рис. 167.** 242в. Верлит, Пекульнейский массив. Без анализатора,  $d = 3,1$  мм.

Структура аллотриоморфная и петельчатая, обусловленная наличием серпентиновых прожилков в оливиновых зернах, обладающих овальными очертаниями. Кроме того, характерным также является обилие наложенных диагональных трещин, разбивших породу на микроромбоздры и треугольники, по которым развит серпентин второй генерации в ассоциации с зернышками магнетита.

Пироксен относится к моноклинной сингонии (диаллаг), составляя в породе не более 10—15% объема; серпентинизирован пироксен слабее оливина. Хромшпинель встречается разрозненными мелкими зернами, которые нацело замещены магнетитом.

**Рис. 168.** 65б. Дунит серпентинизированный, Пекульнейский массив. Без анализатора,  $d = 6,7$  мм.

Структура петельчатая. Порода сложена неравномерно-зернистым агрегатом оливина и хлорит-серпентиновых прожилков. Часть овальных, разобщенных прожилками, зерен оливина при включенном анализаторе, гаснут одновременно, показывая истинные размеры более крупных индивидов, другая же часть (большая) — мелкозернистая, имеет различную оптическую ориентировку и создает в связи с этим мозаичное угасание.

Хромшпинель каплевидная, отороченная серпентином, размещена в породе неравномерно.

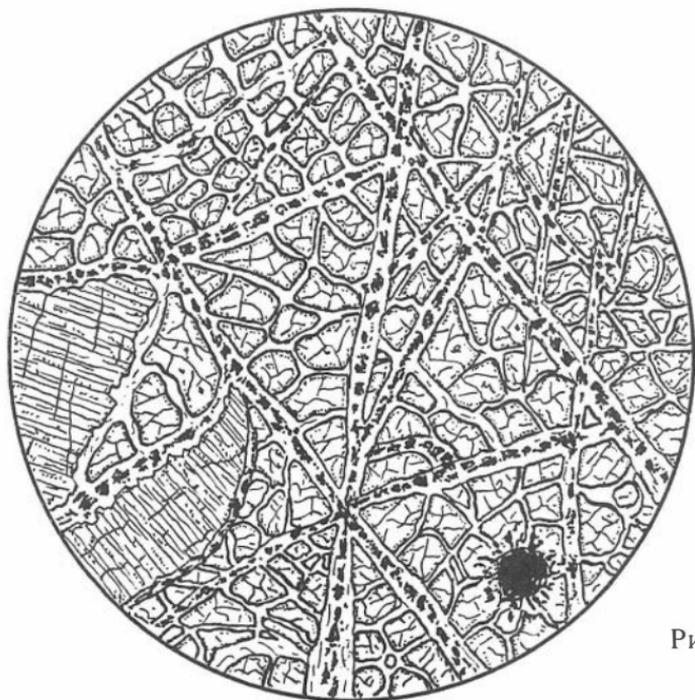


Рис. 167

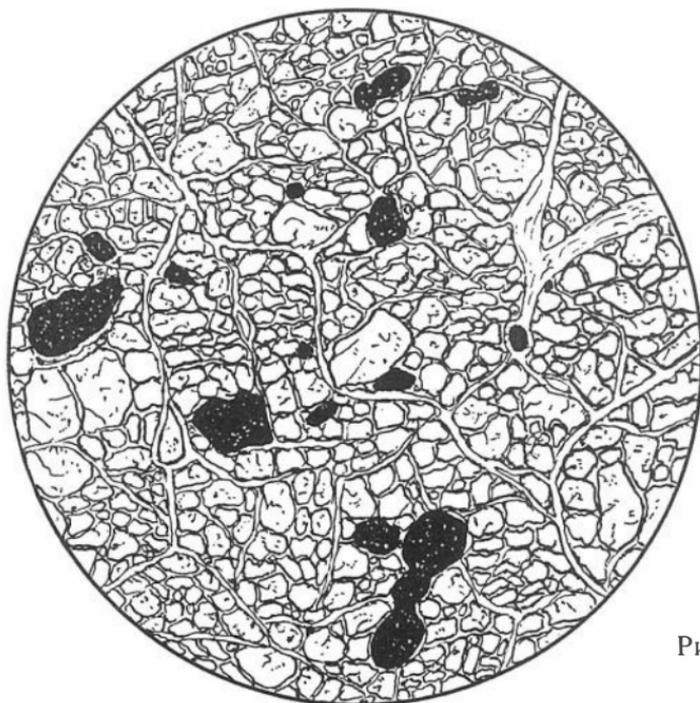


Рис. 168

Рис. 169. 259. Пироксенит, Пекульнейский массив. Без анализатора,  $d = 3,1$  мм.

Структура бластипидиоморфная. Породу слагают зерна ромбического и моноклинного пироксена в различной степени идиоморфные. Заметна серпентинизация: серпентин (антигорит) занимает все межзерновые пространства, составляя примерно 10—15 % объема. Отмечается, что серпентинизация породы неравномерная — наиболее интенсивно она прошла за счет замещения энстатита, диаллаг серпентинизирован слабее.

Рудный минерал представлен зернами и пылевидными скоплениями магнетита. Хромшпинель не обнаружена.

Рис. 170. 945а. Серпентинит, Пекульнейский массив. Николи +,  $d = 5,0$  мм.

Структура сложная лепидобластовая, состоит из фрагментов квадратно-гнездовой, спутанно-волокнистой и поперечно-прожилковой. Порода образована серпентином разной генерации, габитуса и модификации. Наиболее ранний мелкочешуйчатый антигорит рассечен пластинчатым антигоритом, создавшим решетчатую структуру. Бастит представляет почти полную псевдоморфозу по ромбическому пироксену и хризотил последней генерации заполняет трещинки в породе.

Хромшпинель встречается группой сближенных идиоморфных зерен либо небольшими отдельными индивидами.

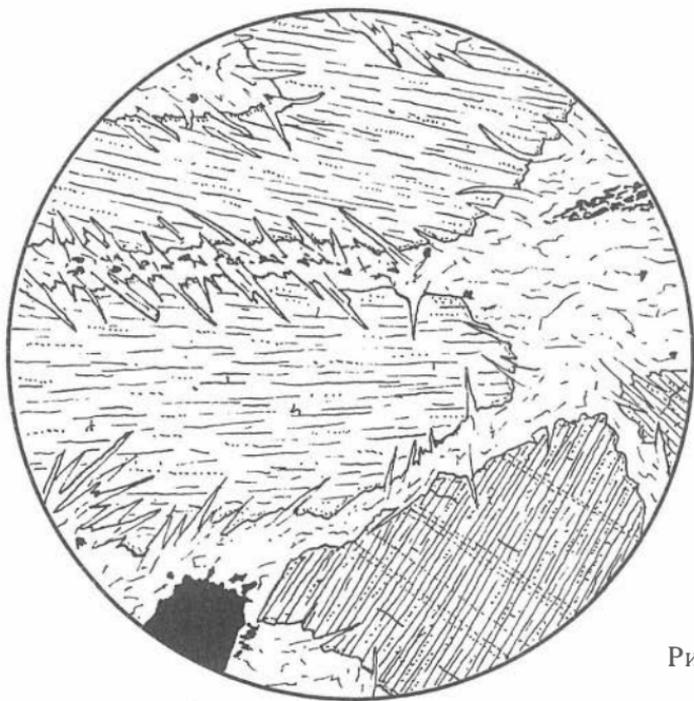


Рис. 169

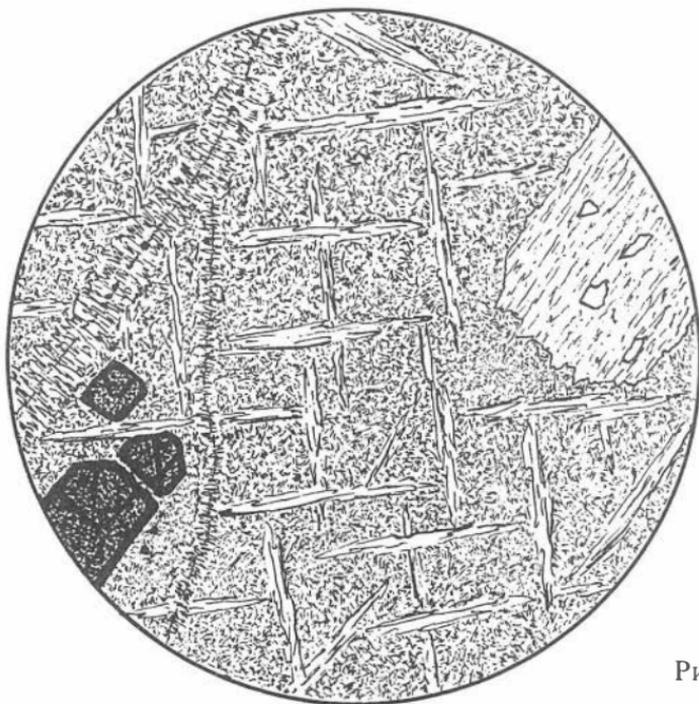


Рис. 170

## Корякский пояс

Рис. 171. В-197а. Гарцбургит, массив горы Красной. Без анализатора,  $d = 5,0$  мм.

Структура пойкилитовидная. Порода слагается крупными зернами ромбического пироксена и оливина, имеющими овальные формы и извилистые границы. В зависимости от среза шлифа создается ложное представление о пойкилитовых включениях оливина в пироксене.

По спайности и густой неправильной сети трещин оливина развивается бесцветный хлорит и рудная пыль. Зернышки магнетита распределены в породе более или менее равномерно.

Рис. 172. 8566. Серпентинит, массив р. Ягельная, правый борт. Ни-  
коли +,  $d = 3,1$  мм.

Структура метельчато-лучистая, пламенеvidная, сложенная из пластинок и пучков хризотила, расходящихся и завихряющихся в разные стороны. Промежутки между пучками хризотила заполнены мелкочешуйчатым, беспорядочно расположенным антигоритом.

Рудный материал отсутствует. Образец взят из эндоконтактной части интрузии габбро-диабазы.

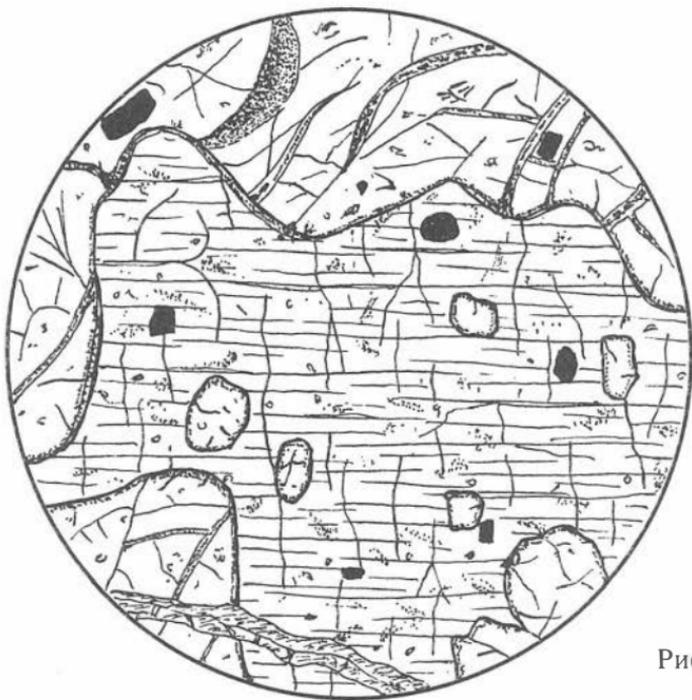


Рис. 171

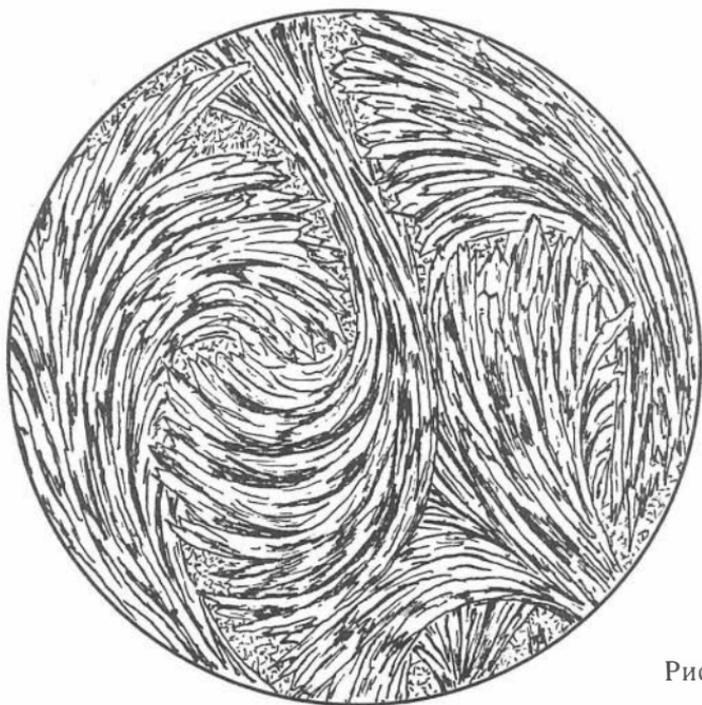


Рис. 172

**Рис. 173. 33а. Лерцолит, Тамватнейский массив. Николи +,  $d = 5,0$  мм.**

Структура гипидиоморфная и друзитовая. Порода сложена зернами преобладающего оливина и пироксена двух модификаций — ромбического и моноклинного. Последние иногда показывают структуру обрастания одного другим. Моноклинный пироксен (диаллаг) занимает место внутри зерна, а ромбический — по периферии. Ромбический пироксен хлоритизирован, моноклинный более или менее свежий.

За счет оливина образуется поперечно-волокнистый серпентин, в котором в виде остаточных островков расположен незамещенный минерал.

Встречаются зерна хромшпинели неправильной формы.

**Рис. 174. 104а. Апогарцбургитовый серпентинит, Тамватнейский массив. Николи +,  $d = 3,1$  мм.**

Структура бластпорфировая и лепидобластовая. В сложении породы участвуют крупные листоватые образования лизардита и бастита. Первый является продуктом разложения зерен оливина, второй — ромбического пироксена. Лизардит образует участки перистого, конвертообразного и лучистого строения. Бастит представлен крупными, бросающимися в глаза пластинками, которые выполняют роль бластпорфировых выделений среди серпентиновой массы.

Рудный минерал — магнетит развит только по косым и субпараллельным трещинкам.

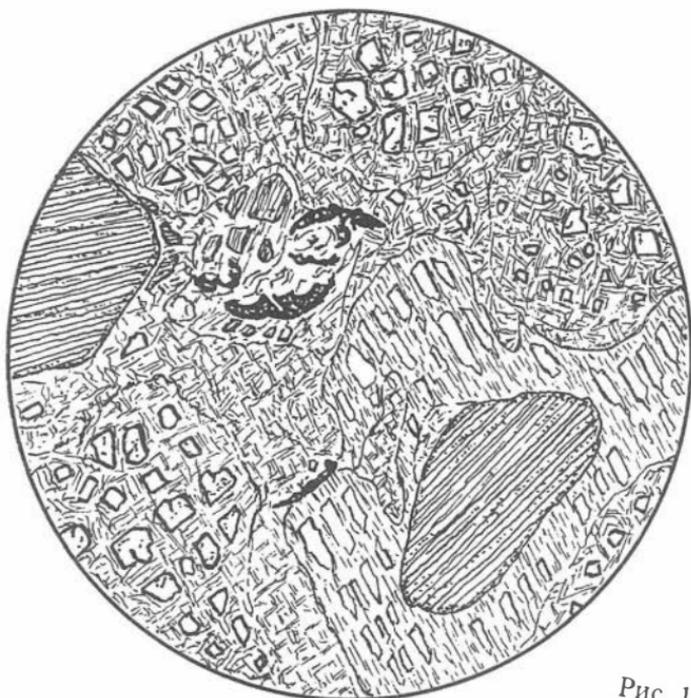


Рис. 173

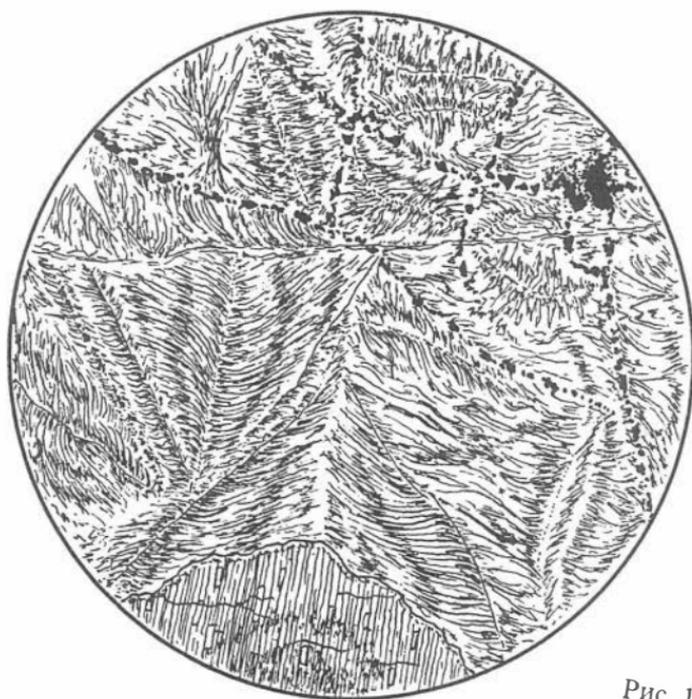


Рис. 174

Рис. 175. В-826. Апогарцбургит, Чирынайский массив. Николи +,  $d = 3,1$  мм.

Структура панидиоморфная, реликтовая, сильно измененная. Оливин полностью замещен серпентином, образующим в пределах одного зерна несколько вариантов зонально-кольцевой и поперечно-волокнистой структур. Кристаллы ромбического пироксена (диаллага) изменены слабо, обладают тонкой совершенной спайностью и только по краям имеют келифитовую кайму волокнистого амфибола.

Межзерновое пространство занимает тонковолокнистый хлорит. Рудный минерал полностью отсутствует.

Рис. 176. 503. Серпентинит, Чирынайский массив. Николи +,  $d = 3,1$  мм.

Структура комбинированная: пластинчатая, метельчато-лучистая, кон-вертообразная, частично даже сферолитоподобная. Порода нацело сложена серпентином, среди которого преобладают лизардит и антигорит. Первый образует участки пластинчатого сложения, второй — лучистые, метельчатые и даже полусферолитовые.

Рудный минерал — магнетит распространен довольно широко и представлен зернами неправильной формы и рудной пылью. Имеет место жилка хлорита с магнетитом.

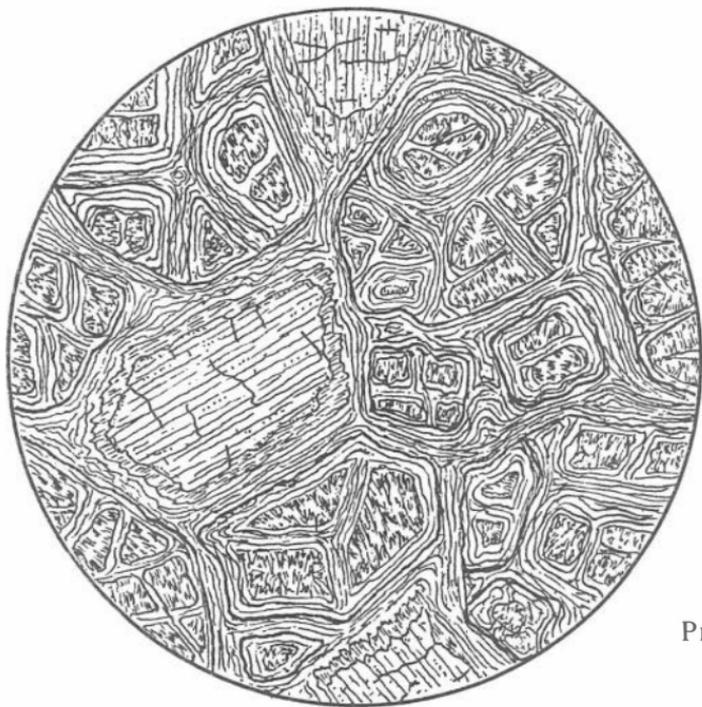


Рис. 175

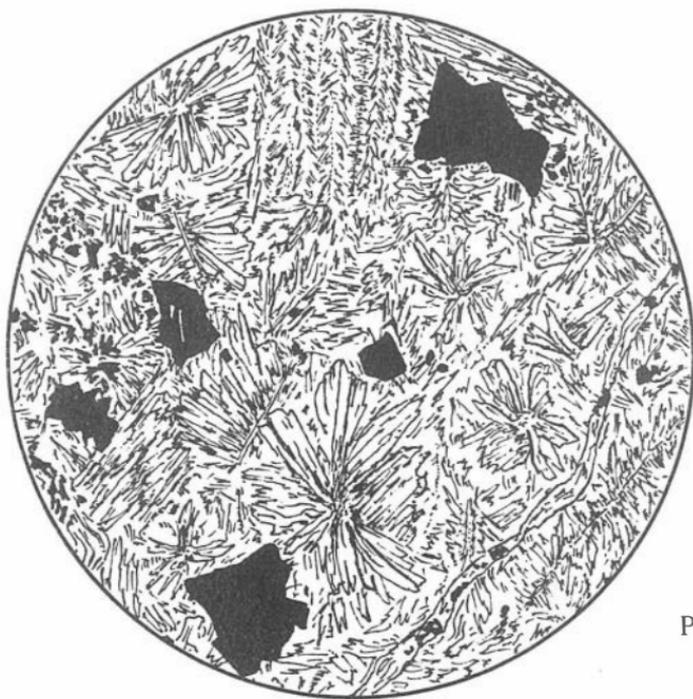


Рис. 176

**Рис. 177. 187.** Гарцбургит, Малонаучирынайский массив. Без анализатора,  $d = 3,1$  мм.

Структура лепидобластовая и разъедания. Порода образована стандартным набором минералов: серпентином (антигоритом), оливином, ромбическим пироксеном (энстатитом), хромшпинелью и магнетитом. Особенность структуры — наличие неправильных зерен оливина в серпентиновой матрице, которые количественно сгущаются и „разъедают” края кристаллов энстатита.

Хромшпинель встречается единичными зернами, магнетит — только в виде тончайшей пыли.

**Рис. 178. 180д.** Серпентинит, брекчия, Малонаучирынайский массив;  $d = 5,0$  мм. Без анализатора (а); николи + (б).

Текстура брекчиевая. Порода слагается мельчайшими осколочками серпентина и магнетита, сцементированными пылью того же состава. Серпентин в осколках представлен лизардитом, а цемент — антигоритом. При введенном анализаторе брекчиевая текстура затушевывается.

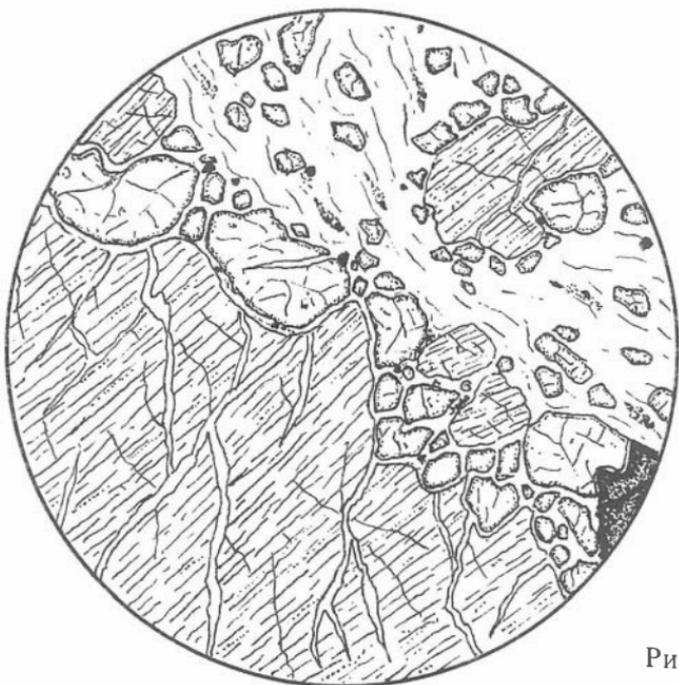


Рис. 177

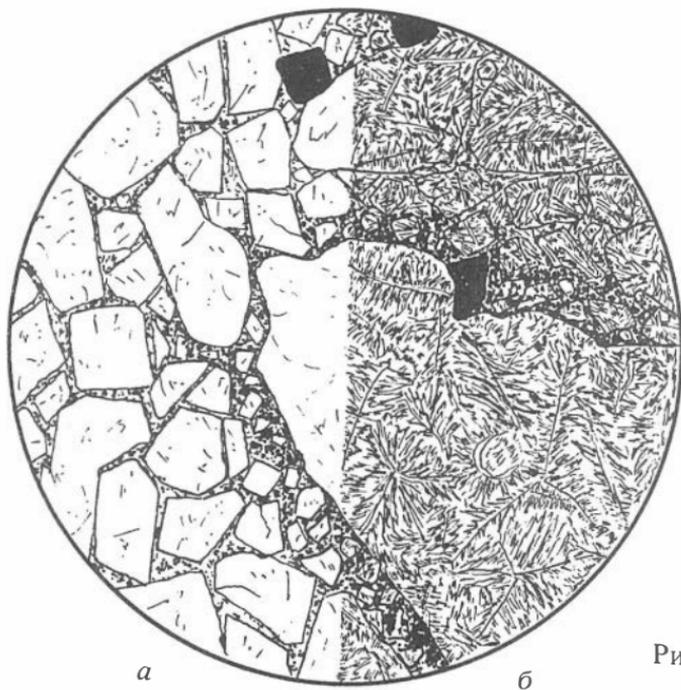


Рис. 178

## Хатырский пояс

Рис. 179. 88-2. Серпентинит, Четкинваамский массив. Николи +,  $d = 3,1$  мм.

Структура поперечно-волокнистая, сложена серпентином, представленным антигоритом и лизардитом. Смешиваясь друг с другом они образуют многочисленные треугольники, ромбы и звездчатые фигуры. Предположительно серпентинит образован по трещиноватому гарцбургиту (?), в котором полного дробления и перемещения обломков не произошло.

Рудная составляющая — магнетит редко встречается в породе и находится за пределами зарисованной части шлифа.

Рис. 180. 78-3. Серпентинит, Четкинваамский массив;  $d = 3,1$  мм. Николи + (а); без анализатора (б).

Структура свилеватая и бластпорфировая. Порода сложена удлиненными волокнами серпентина — хризотила и антигорита, ориентированных в одну сторону (сланцеватая текстура). Встречаются бластпорфировые выделения бастиа, представляющего полную псевдоморфозу по ромбическому пироксену. Рудные зерна — магнетит встречаются спорадически.

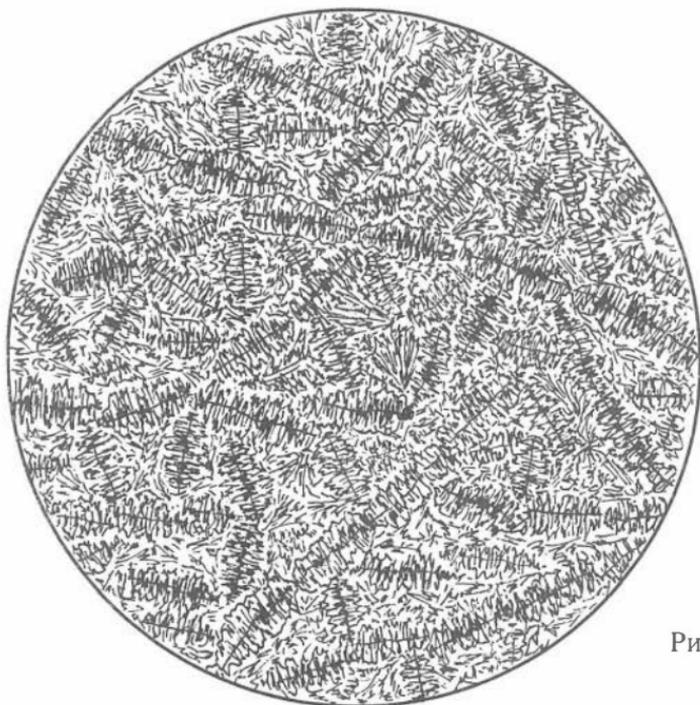


Рис. 179

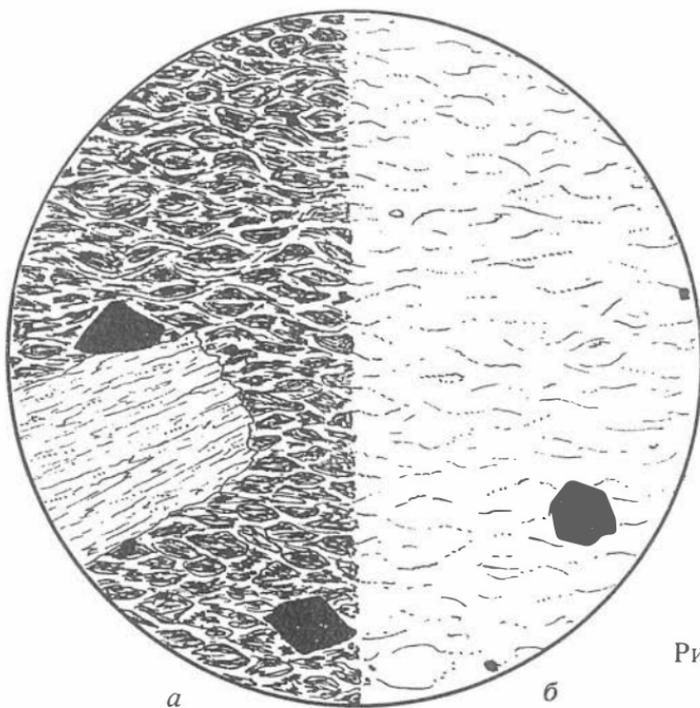


Рис. 180

Рис. 181. 71. Серпентинит, Четкинваамский массив. Николи +,  $d = 1,8$  мм.

Структура лепидобластовая. Порода сложена серпентином, среди которого преобладает лизардитовая разновидность. Лизардит встречается в виде листочков и пластиночек, образующих различные сочетания, в том числе и конвертообразные (структура „песочных часов”), веерообразные, елочные и др. К пересекающимся микротрещинкам приурочены зернышки магнетита и антигорита.

Рис. 182. 168а. Гарцбургит, Четкинваамский массив. Без анализатора,  $d = 5,0$  мм.

Структура бластпорфировая и лепидобластовая. Породу слагают серпентин, оливин и ромбический пироксен. Среди серпентиновой массы (антигорита) разбросаны зернышки оливина, которые у границ крупных зерен ромбического пироксена концентрируются в гранобластовые агрегаты, „разъедающие” эти зерна (структура замещения).

Зерна хромшпинели неправильные и малочисленные. Сыпь магнетита встречается небольшими скоплениями.



Рис. 181

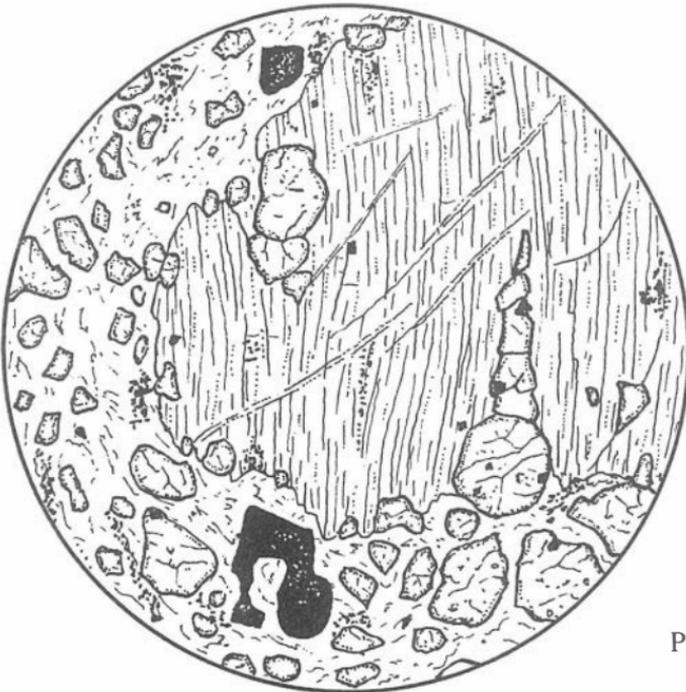


Рис. 182

## КАМЧАТСКАЯ ОБЛАСТЬ

### Валагинско-Пылгинская ветвь

Рис. 183. 1140-2. Оливинит (брекчия), о-в Карагинский. Без анализатора,  $d = 6,7$  мм.

Текстура микробрекчиевая. Порода сложена агрегатом раздробленных мельчайших зерен оливина, которые после литификации раздроблены вторично на более крупные угловатые кусочки, „спаянные” между собой серпентиновой оторочкой в ассоциации с мелкозернистой и пылевидной массой.

Встречаются также крупные псевдоморфные зерна оливина, которые представляют собой реликты крупнозернистой первичной породы, избежавшие мелкого дробления.

Рис. 184. 1155-1. Гарцбургит, о-в Карагинский. Без анализатора,  $d = 5,5$  мм.

Структура аллотриоморфная и пойкилитовидная:

а) Порода сложена крупными зернами оливина и ромбического пироксена (диаллага), лишенными правильных кристаллографических очертаний. Весьма характерно наличие ложных включений оливина в зернах пироксена, получившихся в результате среза шлифа по неровной границе двух минералов (см. рис. 171). Порода свежая, оливин слегка серпентинизирован и включает мелкие трещинки. Встречаются зерна хромшпинели.

б) Другой шлиф этой же породы. Показаны участки взаимоотношения породообразующих минералов и зерно пироксена с изогнутой совершенной спайностью. В целом текстура породы пятнистая.

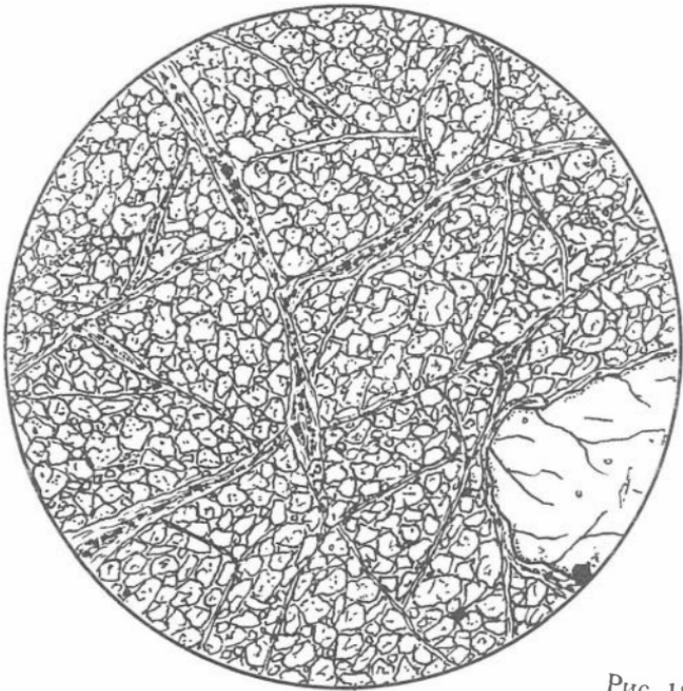


Рис. 183

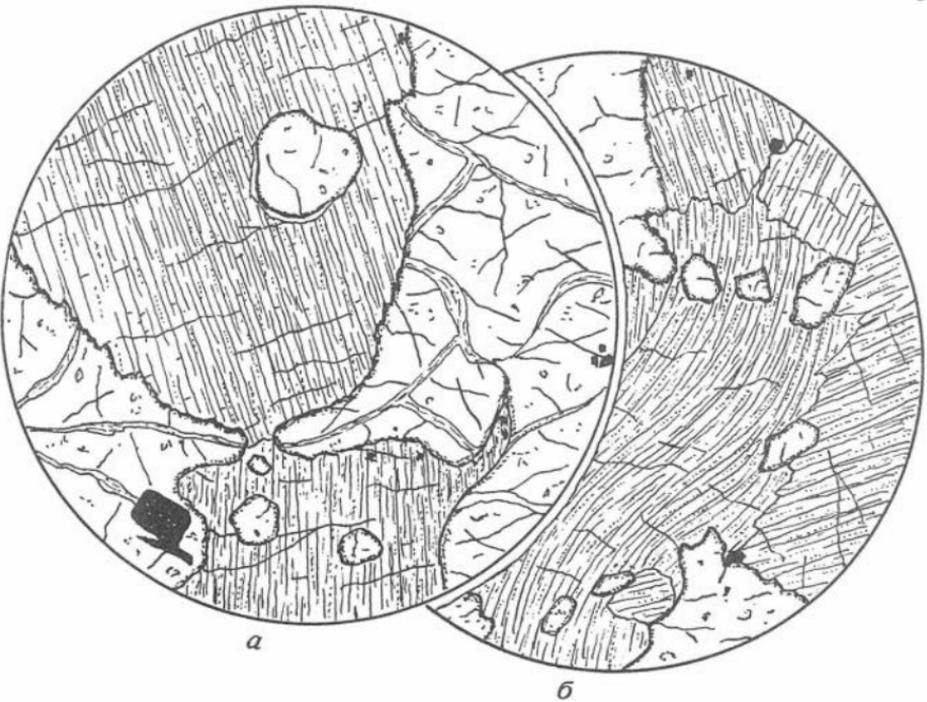


Рис. 184

**Рис. 185.** 1200-2. Серпентинит (аподунит), о-в Карагинский. Без анализатора,  $d = 6,7$  мм.

Структура реликтовая панидиоморфная. Порода состоит из крупных идиоморфных зерен оливина, нацело замещенных комплексом вторичных минералов: карбонатом, тальком и магнетитом. Карбонат в каждом отдельном зерне образует сложную сеть микроскопических прожилков, в промежутках между которыми расположены высвободившиеся от разложения оливина рудная масса и тальк [Лодочников, 1947]. Тальк в виде очень тонких чешуек занимает интерстиции между карбонатными жилками и зернами рудного минерала. Встречаются и более крупные жилки карбоната, выходящие за пределы одного зерна.

**Рис. 186.** 1199-а. Серпентинит, о-в Карагинский. Николи +,  $d = 5,0$  мм.

Структура спутанно-волокнистая и „конского хвоста”. Породу слагает серпентин антигорит-лизардитовой разновидности. Сложно построенные сочетания его листочков показывают волокнистое строение с плоскопараллельными, пламенивидными образованиями, с разводами и волнами на концах удлинненно-листоватых волокон. Рудная составляющая породы практически отсутствует.

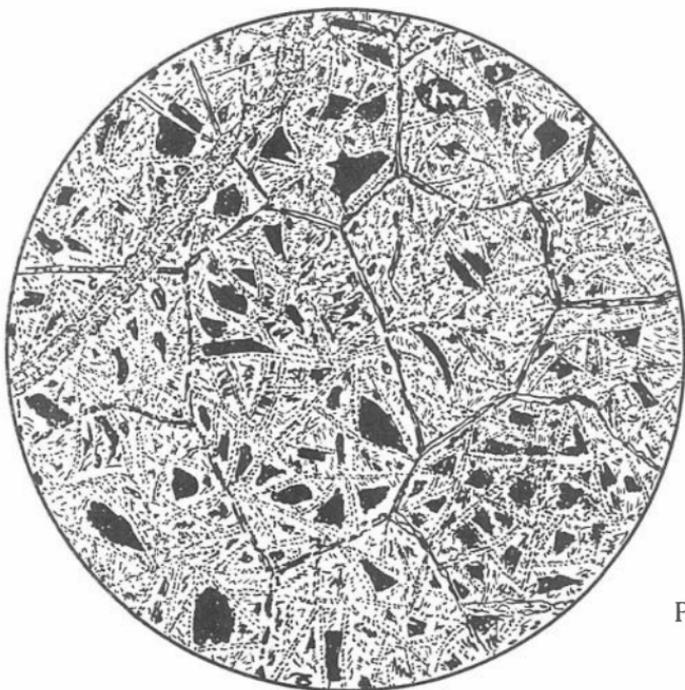


Рис. 185

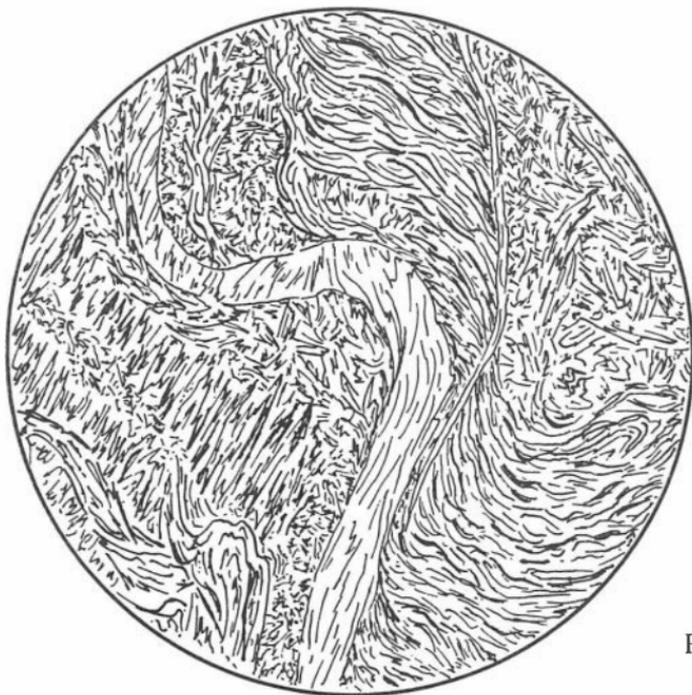


Рис. 186

Рис. 187. 1033а. Дунит, массив Ветвей. Без анализатора,  $d = 0,9$  мм.

Структура аллотриоморфная, неравномерно-зернистая. Порода представлена свежими почти несерпентинизированными зернами оливина и хромшпинели. Форма зерен неправильная, грубо изометричная.

Для большинства зерен оливина характерно проявление внутренних структур распада, выраженных в образовании хроммагнетитовых игольчатых стяжений. В зависимости от угла среза зерен по спайности или вкрест нее в шлифе такие стяжения принимают форму тончайших иголочек или сложно-узорчатых дендритов.

Рис. 188. 1159-3. Дунит (брекчия), массив Ветвей. Без анализатора,  $d = 0,9$  мм.

Текстура брекчиевая. Порода образована оливином, зерна которого раздроблены и перемешаны друг с другом. Крупные осколки испещрены мелкими трещинками и имеют волнистое угасание. Мельчайшая крошка дробленных зерен разбросана хаотично, а иногда образует даже полосы и линзы, выполняющие роль прожилков.

Раздробленными оказались и зерна хромшпинели. Промежутки между осколками заполнены прозрачным, почти изотропным магниальным хлоритом. Серпентин отсутствует.

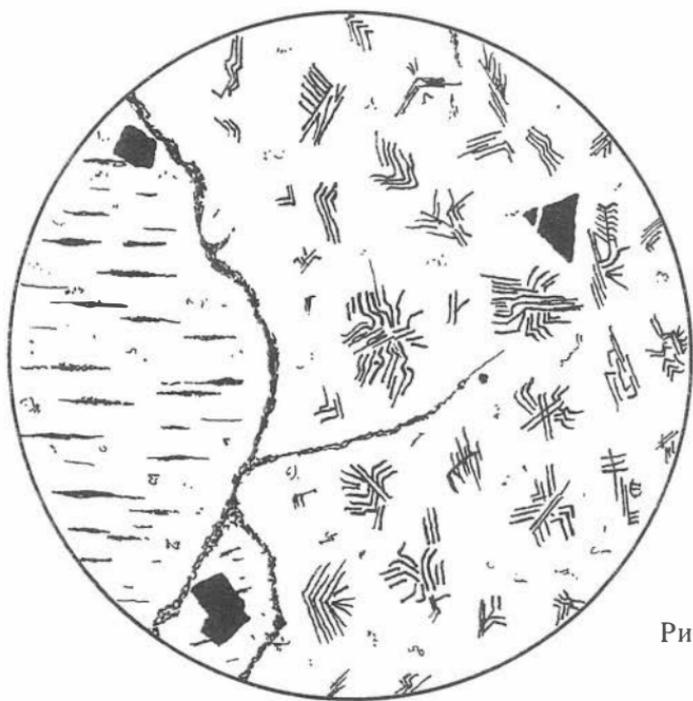


Рис. 187

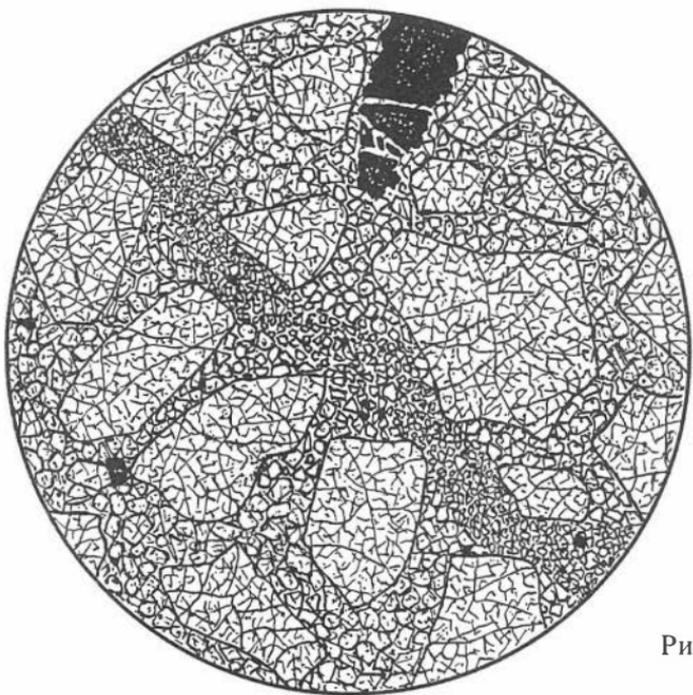


Рис. 188

**Рис. 189.** 1202и. Дунит, Гальмознанский массив. Николи +,  $d = 3,1$  мм.

Структура гранобластовая. Порода представлена разноразмерным агрегатом зерен оливина с характерными зубчатыми краями. Встречаются гигантские зерна, достигающие 0,5 см в поперечнике, и мельчайшие зернышки размером 0,1—0,2 мм.

Порода испытала давление; все зерна обладают волнистым угасанием. Рудные минералы немногочисленны и представлены магнетитом. Серпентин отсутствует.

**Рис. 190.** 14-4. Дунит, Гальмознанский массив. Николи +,  $d = 3,1$  мм.

Структура кластобластическая и апобластпорфировая. Порода сложена кристаллами оливина, претерпевшего дифференцированное дробление и перекристаллизацию. Матрица породы представлена мелко- и тонкозернистым агрегатом оливина, в котором редко разбросаны листочки антигорита и магнетит.

Крупные бластпорфировые зерна разрознены между собой и окружены каймой перекристаллизованных средних по размерам индивидов. Кристаллы хромшпинели распределены беспорядочно; многие имеют правильные формы и по краям замещены магнетитом.

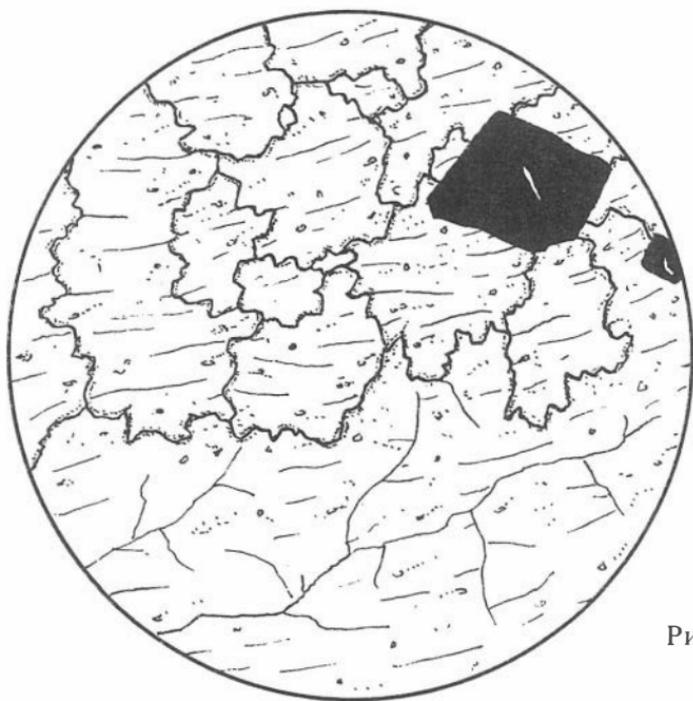


Рис. 189

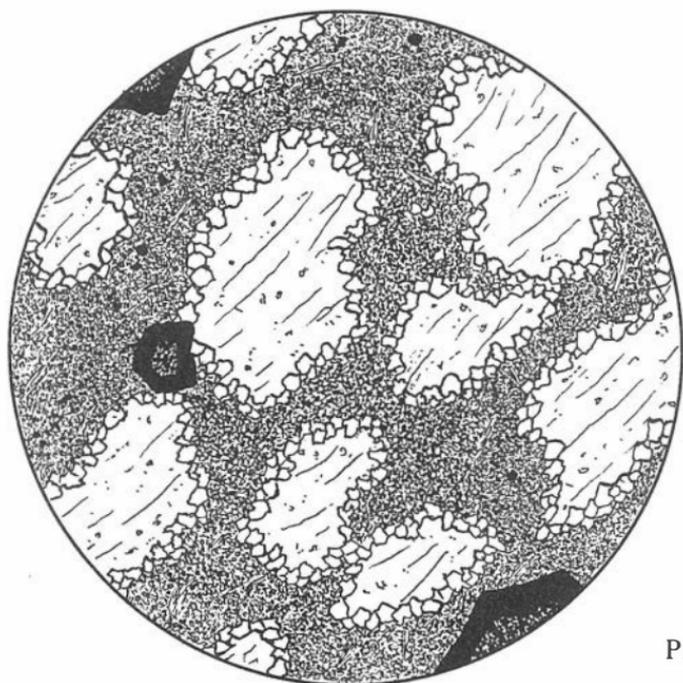


Рис. 190

**Рис. 191.** 1203-е. Серпентинит, Гальмознанский массив. Николи +,  $d = 6,7$  мм.

Структура поперечно-прожилковая. Порода сложена серпентином (антигоритом) нескольких генераций, выраженных жилками разных направлений и различного строения. Отдельные жилки и участки породы образуют поперечно-волокнистую, плоскопараллельную, перекрещенно-чешуйчатую структуры или другие близкие разновидности и комбинации. Рудный материал отсутствует.

**Рис. 192.** 1203-ж. Серпентинит, Гальмознанский массив;  $d = 6,7$  мм. Без анализатора (а); николи + (б).

Структура лепидобластовая, текстура брекчиевая и течения. Породу образуют остроугольные осколки серпентинита (антигорита), которые цементируются серпентиновой матрицей. В скрещенных николях осколочная текстура затушевывается и в поляризованном свете отчетливо вырисовывается пластичная текстура течения. Серпентин образует изогнутые и измятые петли и заливы. Встречается сыпь магнетита.

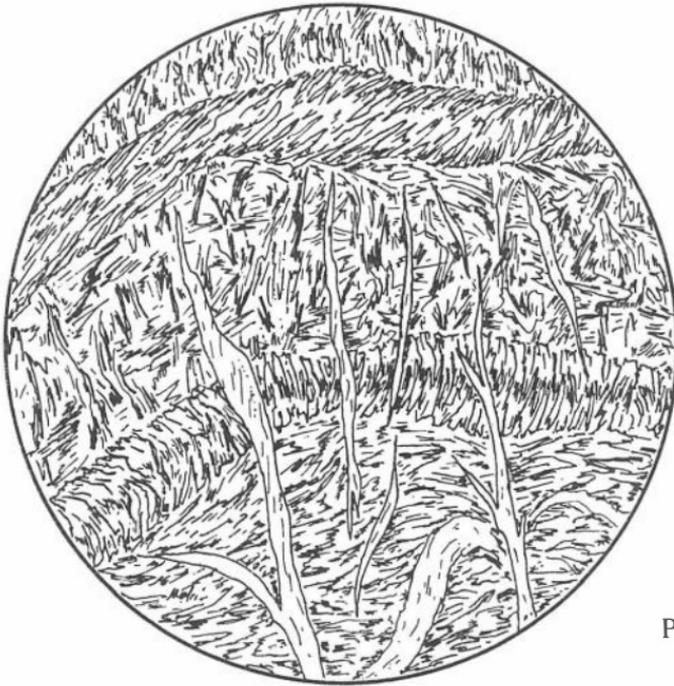


Рис. 191

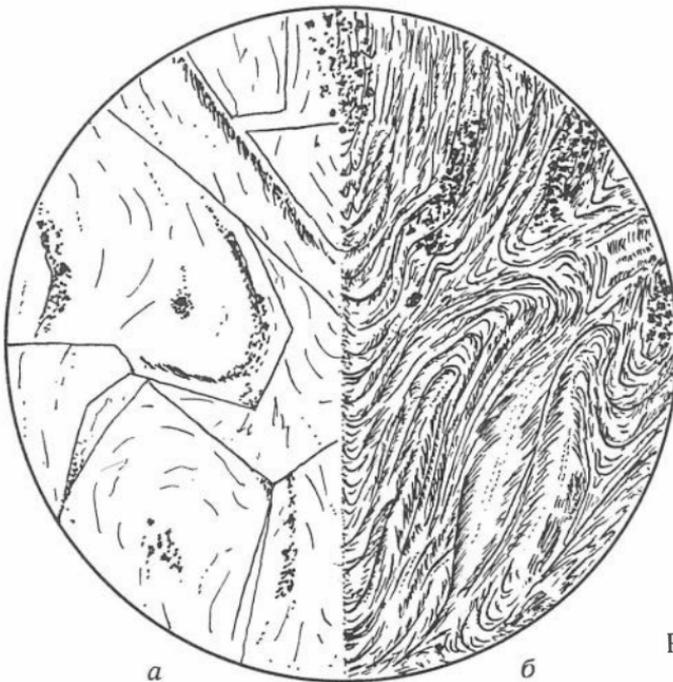


Рис. 192

Рис. 193. 55/1a-78. Гарцбургит, массив Камчатский мыс. Без анализатора,  $d = 5,0$  мм.

Структура панидиоморфная, сложена зернами оливина и ромбического пироксена — энстатита. На рисунке показаны взаимоотношения двух крупных зерен породы, где оливин (слева вверху) серпентинизирован и испещрен продольными и косыми жилообразными шнурами антигорита, а пироксен (справа внизу) — относительно свежий минерал. Последний по краям зерна и по совершенной спайности слабо амфиболизирован и содержит сеть косых и поперечных трещинок.

Встречаются зерна хромшпинели, но они за пределами зарисованной части шлифа.

Рис. 194. 53/е-78. Серпентинит, массив Камчатский мыс. Николи +,  $d = 3,1$  мм.

Структура зонально-кольцевая и поперечно-прожилковая. Порода образована серпентином, образующим сложные чередующиеся сочетания lizardита и антигорита. Трещиноватая текстура породы предопределила кубическую и пирамидальную формы расположения прожилковой серпентинизации и в редких случаях — листоватую.

Рудный материал — магнетит ассоциирует с прожилковым серпентином либо образует самостоятельные скопления неправильных по форме пятен.

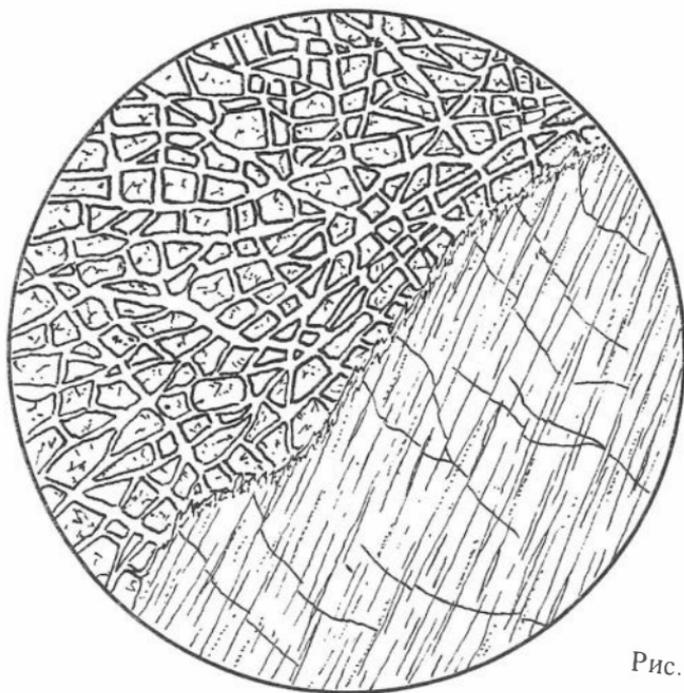


Рис. 193



Рис. 194

## АЛДАНСКИЙ И АНАБАРСКИЙ РАЙОНЫ

### Алданский район

Рис. 195. И-7. Оливинит, массив Инаглинский, скв. 20, гл. 123 м. Без анализатора,  $d = 6,7$  мм.

Структура петельчатая. Породу слагают крупные зерна оливина, которые разбиты беспорядочными трещинками, выполненными тонковолокнистым серпентином (антигоритом). От крупных зерен остаются незамещенными только „островки”, окруженные петельками серпентина.

Более крупные трещины выполнены пластинчатым флогопитом; последний, впрочем, встречается спорадически и в виде неправильных пятен и обособлений. Рудные минералы, представленные магнетитом, очень редки и во многих случаях отсутствуют.

Рис. 196. И-38. Оливинит, массив Инаглинский, скв. 86, гл. 792 м. Без анализатора,  $d = 5,0$  мм.

Структура панидиоморфная, местами мостовая. Порода образована в высшей степени свежими зернами оливина и хромита. Незначительная серпентинизация оливина наблюдается только на границах отдельных зерен. Часть из них имеют полисинтетическое и простое двойникование. Встречаются также зерна с несовершенной спайностью и редкой трещиноватостью. Хромит распространен более или менее равномерно и представлен в виде мелких кристалликов и тонкой рудной пыли.

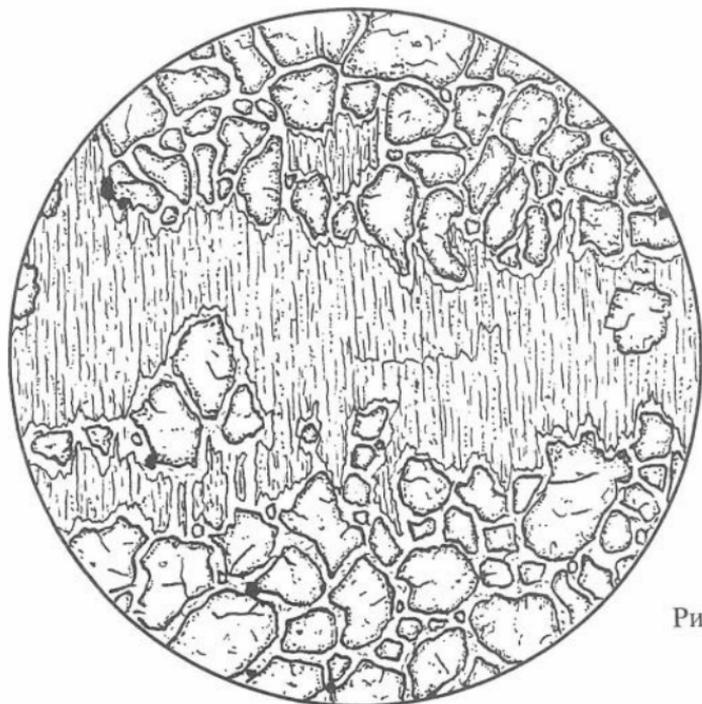


Рис. 195

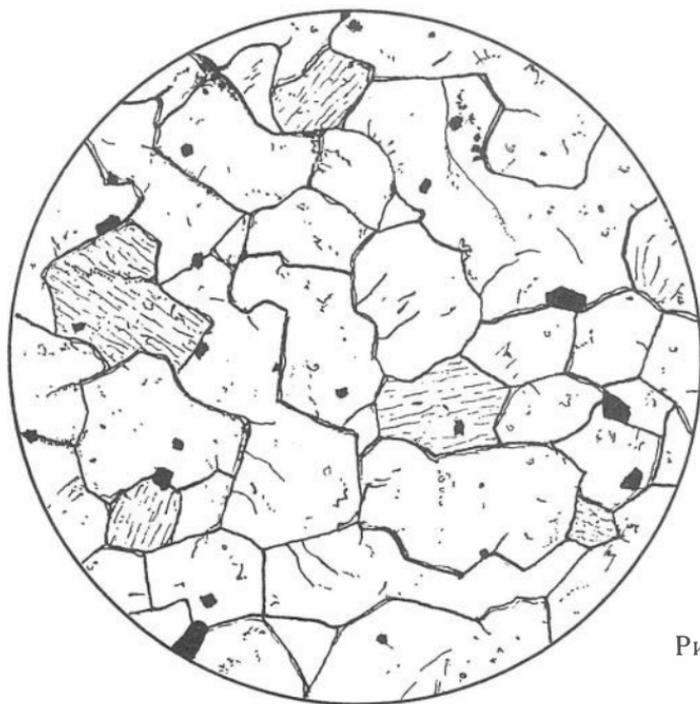


Рис. 196

**Рис. 197.** И-49. Верлит, массив Инаглинский, скв. 86, гл. 737 м. Без анализатора,  $d = 5,0$  мм.

Структура панидиоморфная и пойкилитовая. Порода сложна свежими крупными зернами оливина и моноклинного пироксена (диаллага), расположенных относительно друг друга беспорядочно. Серпентинизация зерен отсутствует. В редких случаях на границах двух сред оливин—диаллаг развивается флогопит, включающий мелкие округлые зернышки оливина.

Рудный минерал — хромит распределен неравномерно и более всего ассоциирует с диаллагом.

**Рис. 198.** Оливинит, массив Инаглинский. Без анализатора,  $d = 5,0$  мм:

а) И-33, скв. 147, гл. 66 м. Структура поперечно-прожилковая. Порода сложна грубо ориентированными панидиоморфными зернами оливина, оконтуренными и испещренными прожилками серпентина (антигорита). Содержание рудного минерала (магнетита?) незначительное.

б) И-19, скв. 432, гл. 32 м. Порода аналогична описанной. Прожилки серпентина по оливину образуют подобие квадратно-гнездовой структуры, подчеркивая форму и размер первичных зерен. Рудные минералы встречаются спорадически отдельными мелкими зернами.

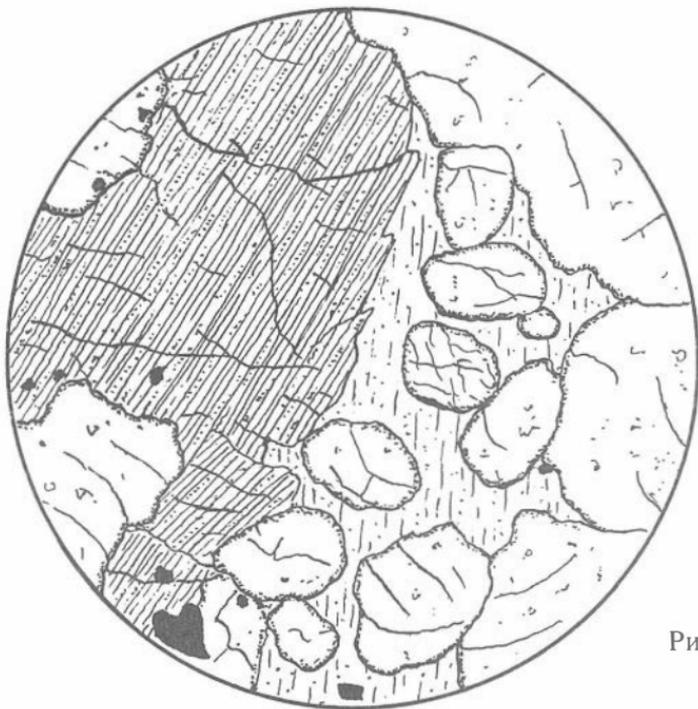


Рис. 197

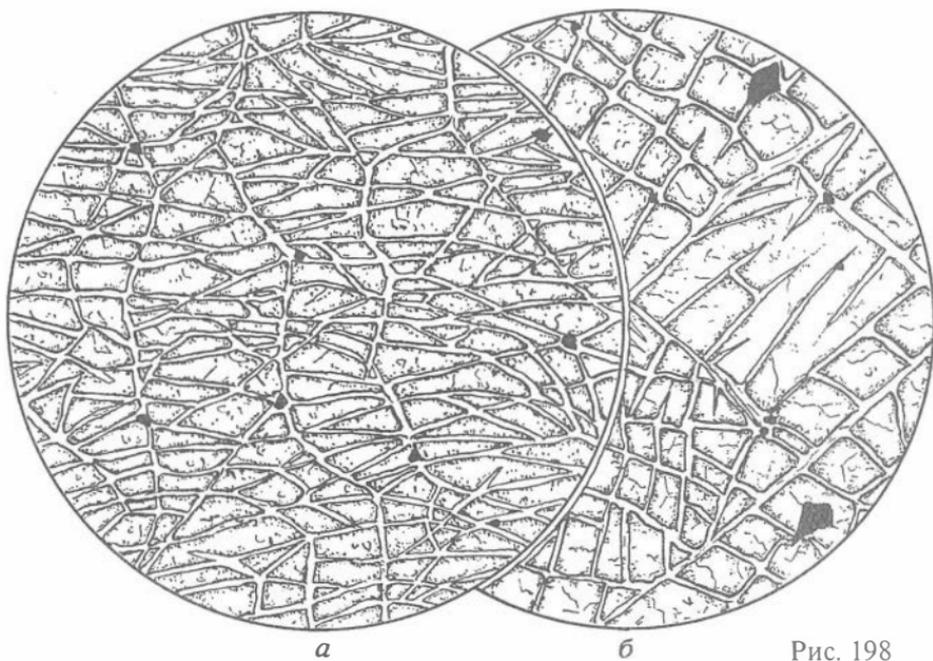


Рис. 198

**Рис. 199.** И-10. Оливинит, массив Инаглинский, скв. 115, гл. 69 м. Николи +,  $d = 5,0$  мм.

Структура поперечно-прожилковая. Порода сложена гигантскими зернами оливина, испещренными субпараллельными и поперечно-диагональными прожилками серпентина (лизардита). На рисунке показана только часть одного крупного зерна и система прожилков серпентина, соединяющихся между собой перемычками и разводами.

Рудный минерал — хромит встречается в виде редких и мелких зернышек.

**Рис. 200.** Оливинит, массив Кондерский. Без анализатора,  $d = 6,7$  мм.

а) 86-640. Структура порфириовидная. Порода сложена неравномерно-зернистым агрегатом оливина, в котором встречаются очень крупные индивиды, превышающие 1 см, и мельчайшие зернышки размером 0,1—0,2 мм. Часть зерен обнаруживает совершенную спайность и двойниковое строение. Рудный компонент практически отсутствует.

б) КС-39. Структура панидиоморфная, мостовая, равномерно-зернистая. Зерна оливина представлены пяти- и шестигранниками. Серпентинизация породы незначительная, она развивается по субпараллельным трещинкам и редко на границах отдельных зерен. Мелкие зерна рудного минерала — хромита встречаются спорадически.

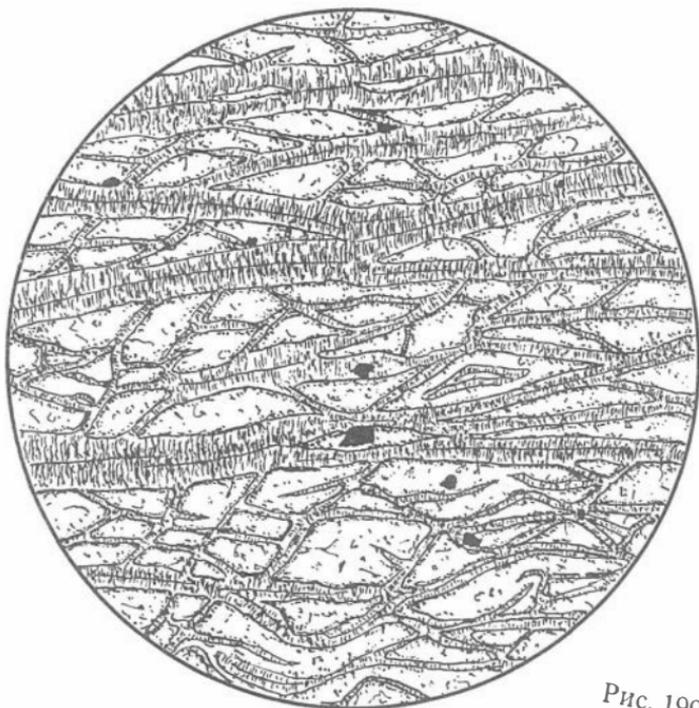


Рис. 199

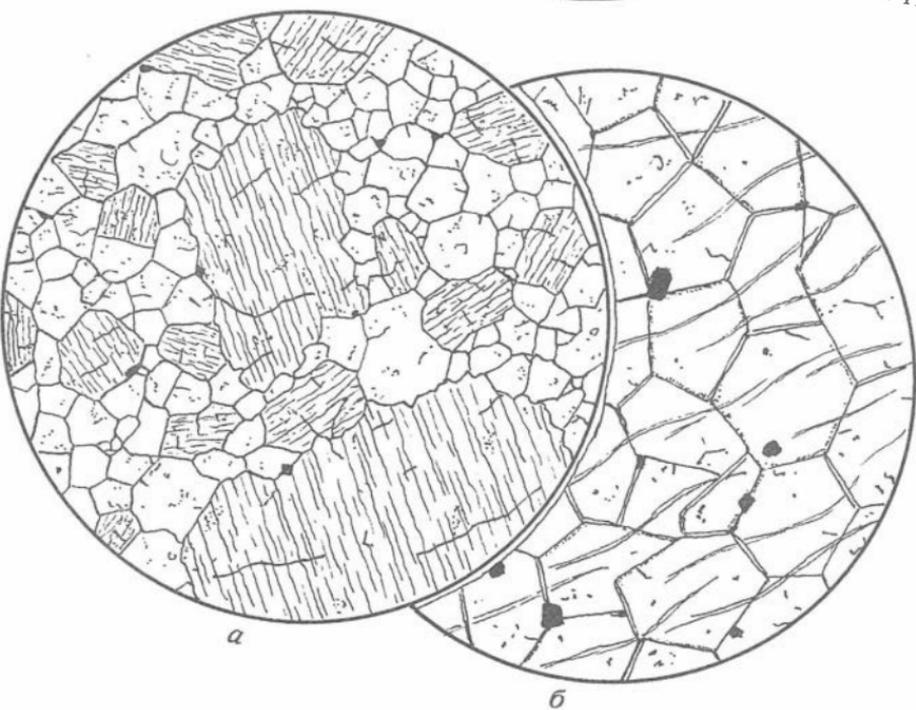


Рис. 200

**Рис. 201.** 1188-Б/3. Оливинит, массив Кондерский. Без анализатора,  $d = 5,0$  мм.

Структура комбинированная — панидиоморфная и аллотриоморфно-зернистая. Порода сложена неравномерно-зернистым агрегатом прозрачных зерен оливина, не затронутых процессом серпентинизации. Характерной особенностью структуры является различная степень и направленность трещиноватости в каждом отдельном зерне оливина. Рудный минерал в данном шлифе отсутствует.

**Рис. 202.** К-140. Оливинит (дунит), массив Кондерский. Николи +,  $d = 6,7$  мм.

Структура породы панидиоморфная и петельчатая, текстура массивная. Порода сложена идиоморфными либо неправильными по форме крупными зернами оливина, отделенными друг от друга тонкими прожилочками серпентина — лизардита. Последний развивается также и по трещинкам, пересекающим оливин в самых различных направлениях. Некоторые зерна оливина в породе обнаруживают спайность и двойниковое строение либо слабоволнистое угасание.

Рудные зерна представлены хромитом.

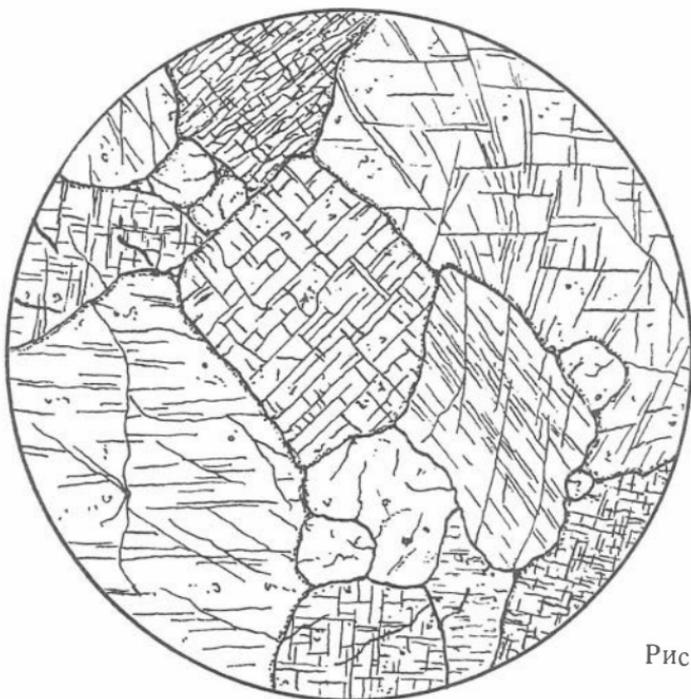


Рис. 201

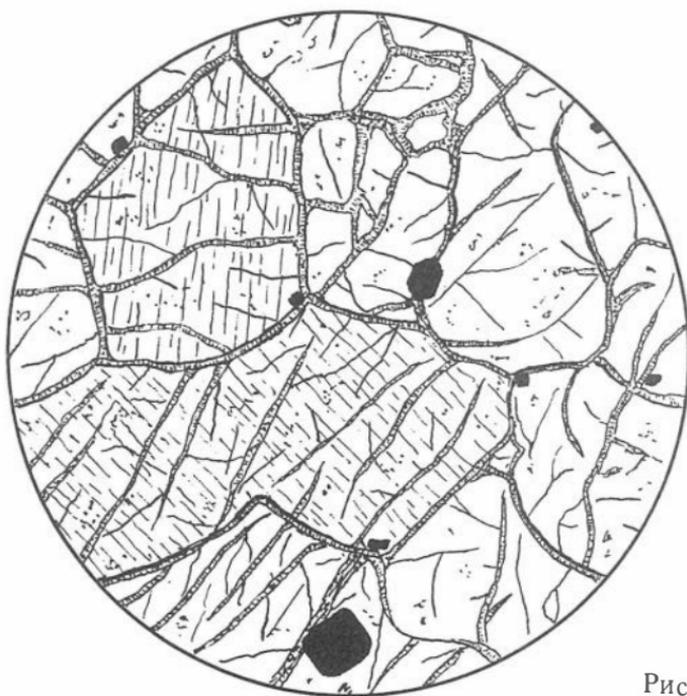


Рис. 202

Рис. 203. К-100. Оливинит, массив Кондерский. Без анализатора,  $d = 5,0$  мм.

Структура панидиоморфная, петельчатая. Порода сложена зернами оливина, характеризующимися четко выраженной совершенной спайностью. Серпентинизация проявлена незначительно и только по границам зерен и по беспорядочным трещинкам, пересекающим оливин в различных направлениях.

Хромит встречается в мелких зернах, распределенных крайне неравномерно.

Рис. 204. К-1431. Оливинит (дунит), массив Кондерский. Без анализатора,  $d = 5,0$  мм.

Структура панидиоморфная, параллельно-волокнистая. На рисунке показана часть крупного зерна оливина, испещренного параллельными и диагональными жилочками серпентина (лизардита), между которыми остались незамещенные участки. Параллельные жилочки имеют симметричное строение.

Мелкие зернышки хромита встречаются в породе спорадически.

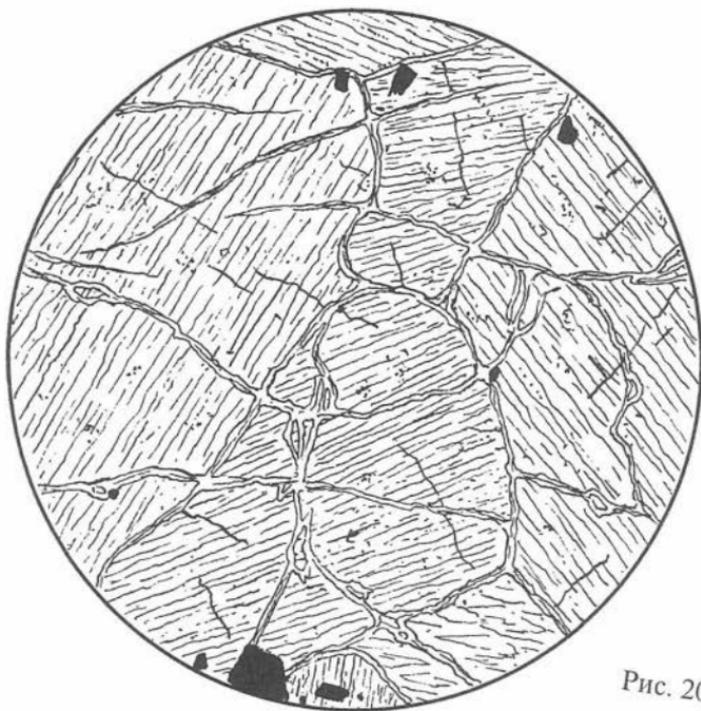


Рис. 203

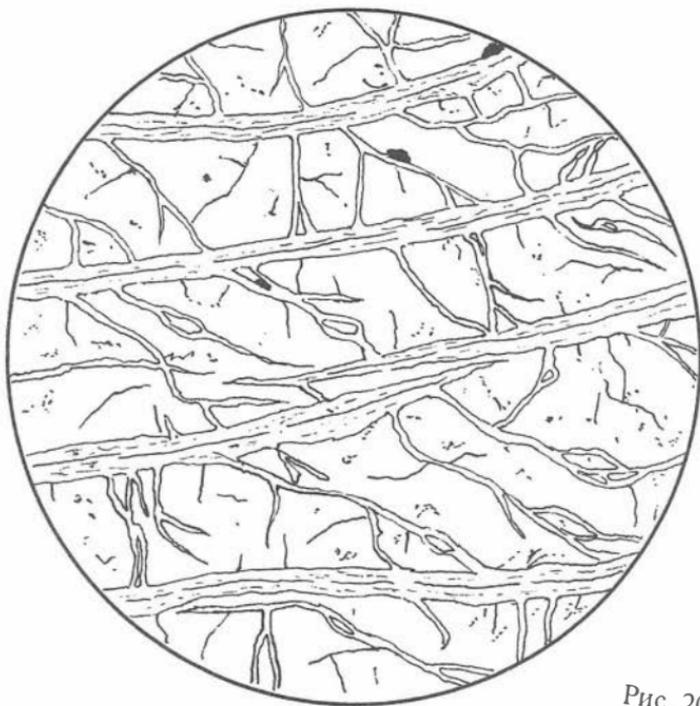


Рис. 204

Рис. 205. Пр-683. Гарцбургит, Чадский массив. Николи +, d = 6,7 мм.

Структура аллотриоморфная. Порода образована зернами оливина и ромбического пироксена — энстатита. Последний составляет примерно 30 % породы. Гарцбургит выглядит достаточно свежей породой серпентинизированной в незначительной степени. Серпентин — лизардит образует тонкие оторочки между отдельными зернами либо развивается по различным направлениям в трещинках внутри этих зерен.

Рудный минерал практически отсутствует.

Рис. 206. Пр-7306. Лерцолит, Чадский массив. Николи +, d = 5,0 мм.

Структура панидиоморфная. Порода сложена оливином и пироксеном двух модификаций — ромбическим и моноклинным. Последний с оливином находится примерно в равных количествах. Ромбический — энстатит представлен единичными зернами; почти все они сохраняют высокий идиоморфизм и серпентиновую (лизардитовую) окантовку. Серпентин, кроме того, образует неправильные пятна и обособления в породе.

Рудные минералы (хромит, магнетит) распространены незначительно.

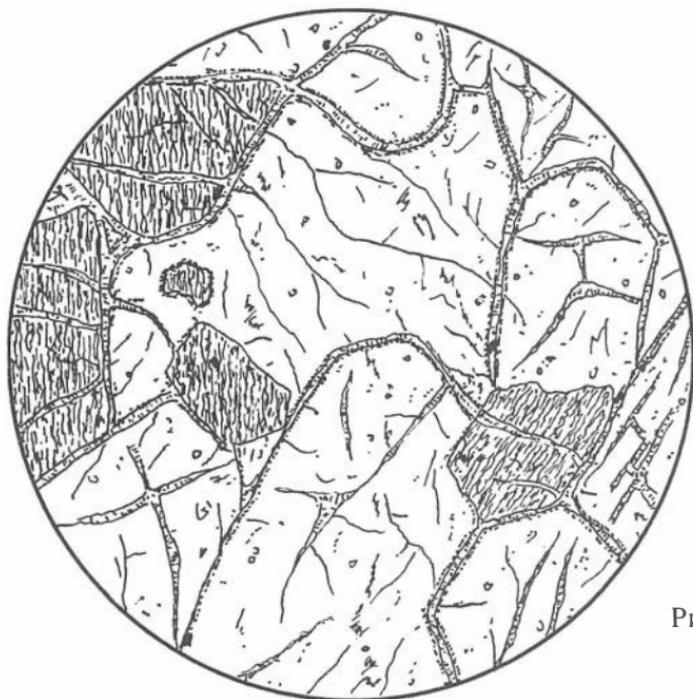


Рис. 205

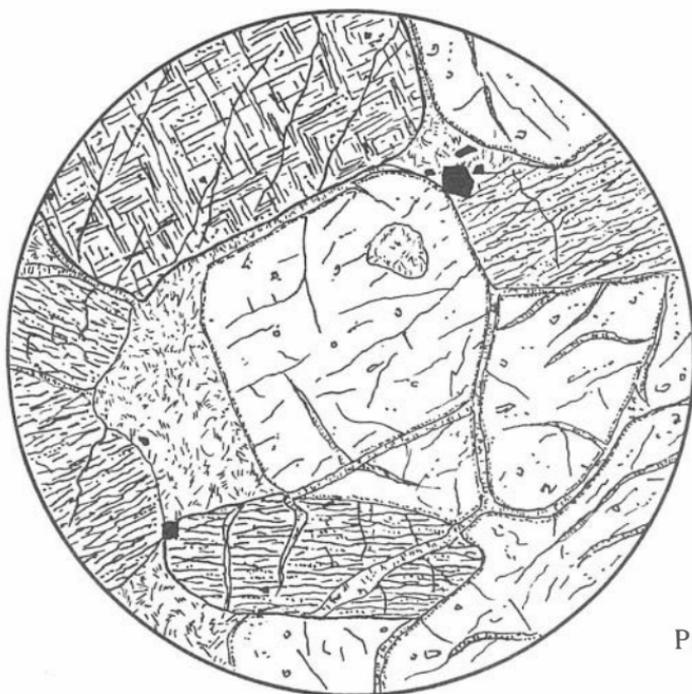


Рис. 206

Рис. 207. 2008а. Дунит, Гулинский массив. Без анализатора,  $d = 3,1$  мм.

Структура аллотриоморфная и сидеронитоподобная. Порода представлена оливином, зерна которого лишены правильных кристаллографических очертаний, имеют круглые и овальные формы. Отдельные зерна показывают четкую прерывающуюся спайность.

Межзерновые пространства на две трети объема заняты хромитом(?), который, следуя изгибам границ зерен оливина, приобретает причудливые заливчатые и шаровидные формы.

Серпентин в породе отсутствует.

Рис. 208. 417е. Аподунит, Гулинский массив, водораздел рек Курых и Маймеча. Без анализатора,  $d = 3,1$  мм.

Структура петельчатая. Порода на 80 % сложена серпентином (хризотилом), в котором, как островки, наблюдаются реликты незамещенного оливина. Порода пронизана также прожилками магнезиального хлорита и серпентина, несущих рудную пыль и мелкие зернышки рудного материала.

Встречаются и более крупные жилки магнетита с причудливыми контактами, с разводами и заливами. В магнетите присутствуют просечки серпентина второй генерации.

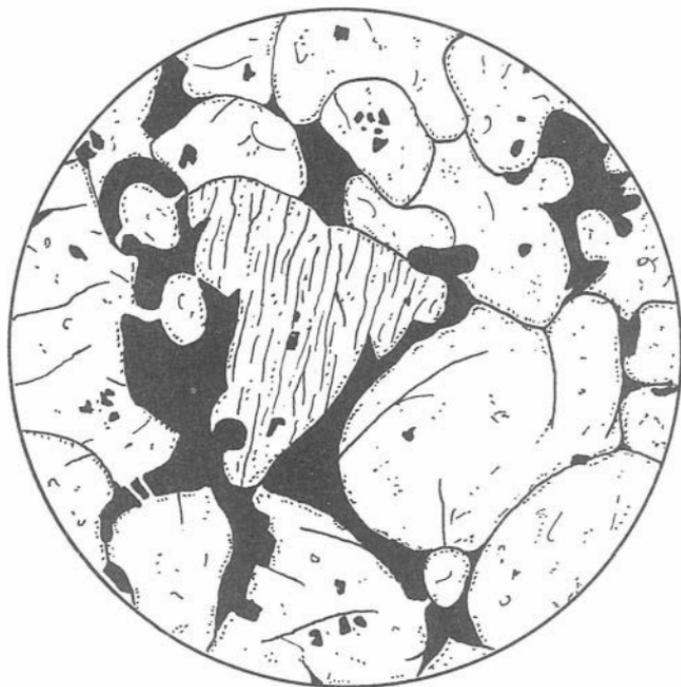


Рис. 207



Рис. 208

Рис. 209. 420. Дунит, Гулинский массив, водораздел рек Конар-Урях и Маймеча. Без анализатора,  $d = 3,1$  мм.

Структура порфировидная и петельчатая. Порода образована разноразмерными зернами оливина, из которых часть очень крупные, достигающие 0,5—0,8 см. На рисунке показано такое крупное зерно, которое испещрено субпараллельными и диагональными трещинками, заполненными серпентином разных генераций. Поздние прожилки серпентина всегда субпараллельны друг другу, ветвятся и раздваиваются, всегда несут пылевидный рудный материал. Более крупные кристаллы магнетита и хромита разбросаны беспорядочно.

Рис. 210. Брекчия оливин-серпентиновая, Гулинский массив, водораздел рек Конар-Урях и Маймеча. Без анализатора:

а) 417а;  $d = 5,0$  мм. Структура породы брекчиевая, структура обломков бластпорфировая. Порода сложена осколками зерен оливина и даже целых групп, сцементированных серпентин-хлоритовым материалом. Оливин частично или полностью замещен бурыми окислами и серпентином. Осколки рудного минерала и рудная пыль в цементе распространены повсеместно.

б) 416б;  $d = 3,1$  мм. Структура бластпорфировая. Серпентинизированные осколки зерен оливина сцементированы крупной пластинкой биотита. Серпентин узенькой оторочкой окружает оливин и просекает все зерна тоненькими прожилками. С серпентином ассоциируют магнетитовые зернышки, представленные густой вкрапленностью в оливиновых зернах. Биотит свежий минерал, плеохроирует в бурых тонах, образует мелкие и крупные пластинки.

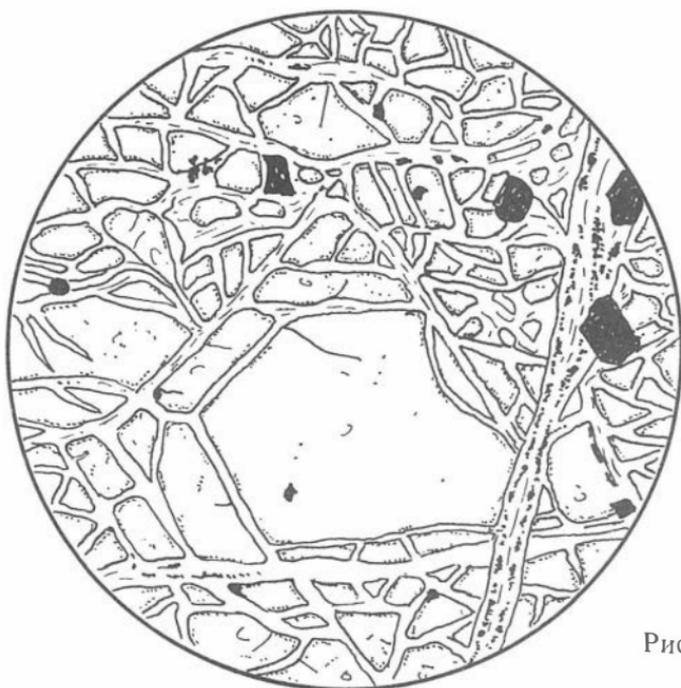


Рис. 209

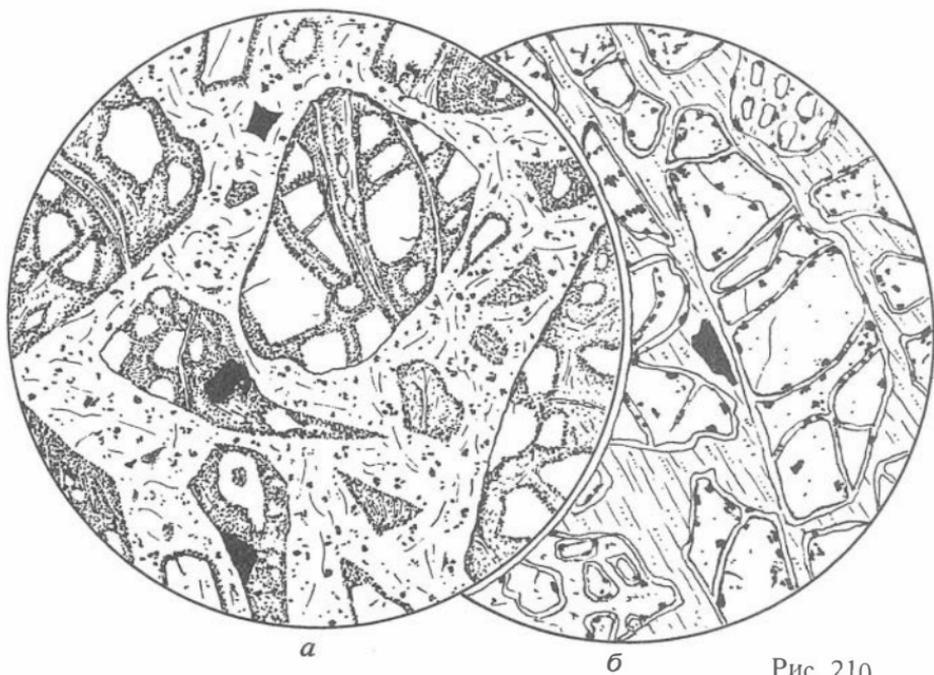


Рис. 210

Рис. 211. 624б. Оливинит, массив Бор-Урях. Без анализатора,  $d = 5,0$  мм.

Структура пойкилитовая. Идеально ограниченный кристалл оливина находится в крупном зерне оливина второй генерации. В обоих зернах слабо выражена спайность и структуры распада по некоторым трещинам.

За пределами зарисованной части шлифа имеют место крупные пятна хромита, единичные зерна нефелина, а также пластиночки биотита и хлорита. Серпентин отсутствует.

Рис. 212. 682б. Оливинит (клиногумит), массив Бор-Урях. Без анализатора,  $d = 3,1$  мм.

Структура призматически-зернистая. Порода сложена шестоватыми и клиновидными зернами оливина (клиногумита), магнетита, листочков биотита и хлорита. Клиногумит преобладает, у него наблюдаются простые и полисинтетические двойники, слабо выраженная спайность и трещиноватость.

Магнетит и хлорит занимают межзерновые пространства и интерстиции. Биотит разбросан беспорядочно; встречается сфен(?).

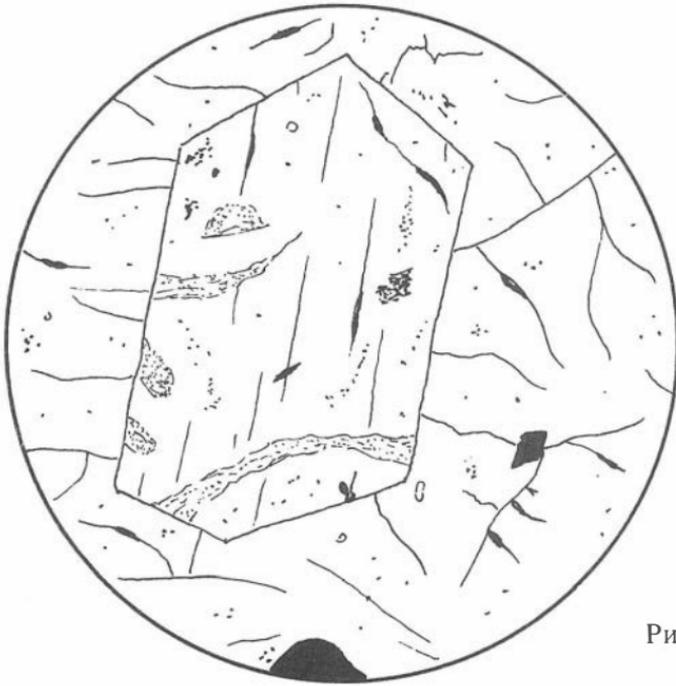


Рис. 211



Рис. 212

Рис. 213. 553. Оливинит, массив Бор-Урях. Без анализатора,  $d = 5,0$  мм.

Структура параллельно-призматическая. Породу слагают шестоватые индивиды оливина, расположенные субпараллельно относительно друг друга. Большинство зерен сохраняют правильные кристаллографические очертания, нарушенные лишь полосочкой серпентина, окружающей зерна со всех сторон. Оливин несет следы совершенной спайности, слаботрещитоватый и со следами распада.

В породе содержится небольшое количество рудного материала. Более крупные кристаллы представлены хромитом, мелкие и пылевидные — магнетитом.

Рис. 214. 627. Оливинит серпентинизированный, массив Бор-Урях. Без анализатора,  $d = 1,8$  мм.

Структура параллельно-волокнистая. Порода сложена густо серпентинизированным оливином, биотитом, магнетитом и сфеном(?). Серпентин пронизывает все зерна оливина субпараллельными, расходящимися, ветвящимися и сходящимися полосами волокнами, между которыми остаются только островки незамещенного минерала.

Серпентин замазан бурыми окислами и пропитан рудной пылью. Скопления магнетита, биотита и сфена показаны в нижней части рисунка.



Рис. 213

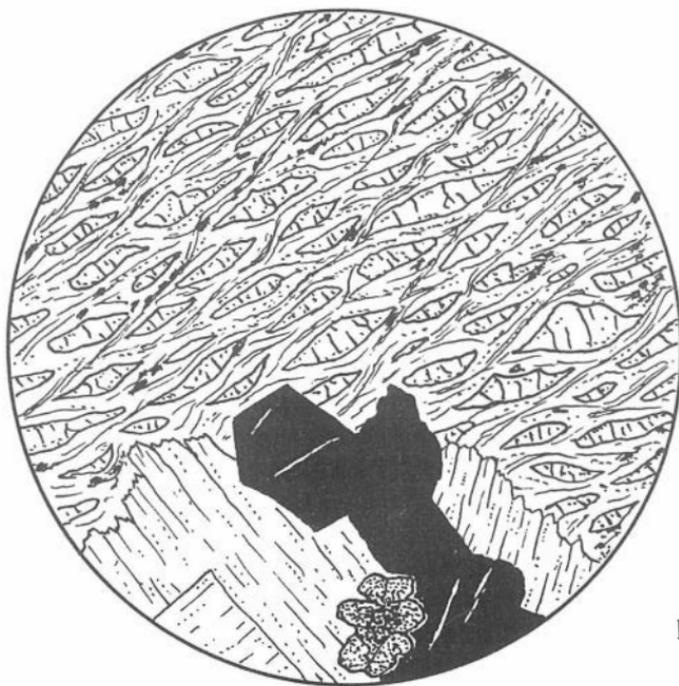


Рис. 214

**Рис. 215.** 320д. Оливиновый мелилит, массив Кугда. Без анализатора,  $d = 6,7$  мм.

Структура пойкилитовая и панидиоморфная. Порода более чем на две трети сложена крупными зернами мелилита. На рисунке показаны три таких зерна, включающих беспорядочно расположенные кристаллы оливина, которые иногда принимают идеальные кристаллографические очертания и обладают совершенной спайностью, а также зерна титаномагнетита.

Мелилит имеет низкую интерференционную окраску и приближается к изотропным разновидностям, слаботрещинчатый.

**Рис. 216.** 321. Дунит, массив Кугда. Без анализатора,  $d = 6,7$  мм.

Структура сидеронитовая. Порода представлена оливином и титаномагнетитом, которые между собой составляют примерно равные части. Оливиновые зерна в рудном материале разбросаны беспорядочно и оптически не ориентированы. Все они показывают незавершенные формы роста и по краям являются как бы оплавленными.

Спайность оливина совершенная, краевые части некоторых зерен замещены идингситом. В рудной массе микротрещинки заполнены бесцветным, почти изотропным хлоритом.

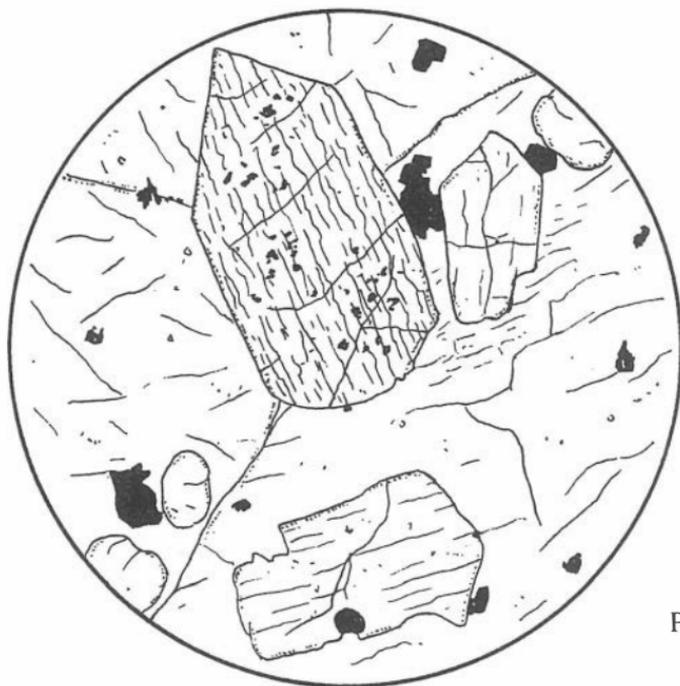


Рис. 215

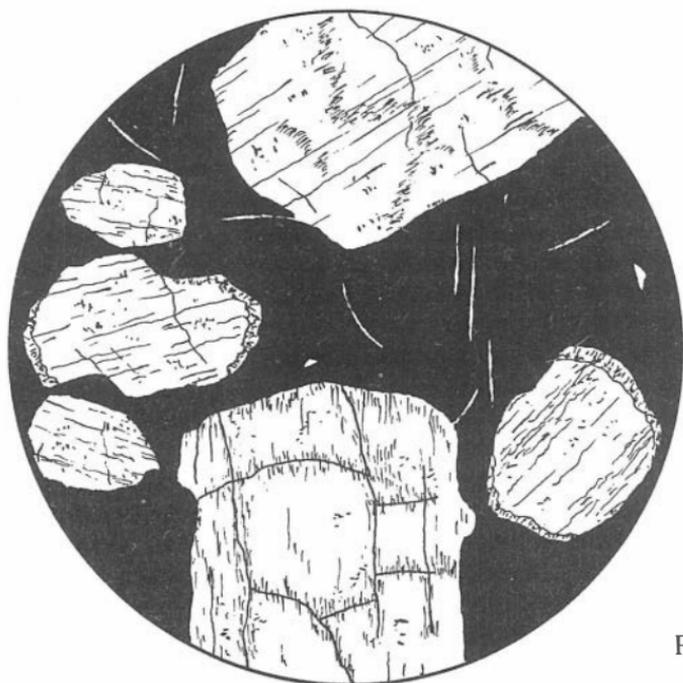


Рис. 216

## СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СТРУКТУР ПОРОД

Задачи типизации и классификации близко родственных пород ультраосновного состава, распространенных на обширной территории, относятся к категории сложнейших. На современной стадии изученности альпинотипные гипербазитовые массивы всесторонне охарактеризованы с геологических позиций, приведены петрографические и петрохимические особенности пород отдельных тел, структурно однозначных групп и в целом формаций по крупным регионам. Анализ петрографических структур пород проводится впервые.

Почти на всей территории Сибири и Дальнего Востока среди массивов ультраосновных пород встречаются все их разновидности: дуниты и оливиниты, перидотиты, пироксениты и серпентиниты. Соотношения между этими стандартными подразделениями, принятыми большинством исследователей [Лучицкий, 1947, 1949; Заварицкий, 1955; Пинус и др., 1979 ], могут быть различными — преобладание одной из них или чередование является особенностью строения конкретного массива.

*Дуниты* преобладают в наиболее значительных по размерам гипербазитовых массивах либо в массивах, испытавших глубокий эрозионный срез, но никогда не имеют самостоятельного значения. Замечено, что они обычно слагают центральные части тел либо, чередуясь с перидотитами, образуют полосы, реже находятся в эндоконтактах гипербазитовых тел.

В зависимости от геологического положения, структурного плана дунитов в массиве меняется и структура пород; так в центральных частях распространены аллотриоморфные, мостовые структуры, в периферических — шестоватые, параллельно-призматические, гипидиоморфно-зернистые и др. Практически повсеместно дуниты в различной степени метаморфизованы — серпентинизированы, хлоритизированы, отальдованы и часто несут наложенную оливинизацию и потому подразделяются на первичные и вторичные [Велинский, 1979 ].

*Первичные дуниты* — это почти мономинеральные породы, сложенные на 98—99 % из оливина с единичными кристаллами хромшпинели и сыпи магнетита, переходящие нередко в оливиниты. Они

хорошо, полно и неоднократно описаны различными авторами и потому не требуют повторения. Такие породы известны в массивах Кузнецкого Алатау (горы Бархатной, горы Зеленой, Среднетерсинский), Горного Алтая (Чаганузунский), Тувы (Агардагский, Улорский), Западного Саяна (Борусский, Ак-Довуракский), Восточного Саяна (Харанурский, Оспинский), в Джидинском районе (Хамархудинский, Оронгодойский), в Забайкальской области (Парамский, Шаманский), на Чукотской территории и Камчатке (Устьбельский, Пекульнейский, Гальмоэнанский, Ветвей). Первичные дуниты распространены также в пределах Алданского и Анабарского щитов в массивах центрального типа, где чаще представлены оливинитами (Инаглинский, Кондерский, Гулинский, Бор-Урях и др.).

**Вторичные дуниты** по выборкам просмотренного материала шлифов составляют примерно 19—20 %, представляя собой оливинизированные аподуниты, серпентиниты, перидотиты и пироксениты. Они широко распространены в ультраосновных массивах Кузнецкого Алатау (горы Бархатной, горы Зеленой), Тувы (Хоптинский, Карашатский, Улорский), Енисейского кряжа (Амбетовский, Верхнесурнихинский), Восточного Саяна (Харанурский, Оспинский), Джиды (Хангарульский, Харгантинский), Забайкалья (Яршинский, Шаманский), Чукотки (Куюльский), Корякии (Малонаучирынайский, Четкинваамский) и Камчатки (Гальмоэнанский).

Как уже было отмечено в более ранних работах, „процесс образования вторичных дунитов — это процесс регенерации оливина за счет серпентинита”. И далее „дегидратация серпентинитов с образованием по ним вторичных оливиновых пород — явление довольно широко распространенное” [Велинский, 1979, с. 90]. Примеры образования вторичного оливина по серпентину приводились также В. Н. Лодочниковым [1936, с. 236—237], А. Н. Заварицким [1955], Ю. А. Кузнецовым [1964] и М. И. Юдиным [1961, 1965]. Нами же было подмечено, что оливин регенерирует в метасоматическом процессе не только по серпентину, он активно развивается и за счет ромбических и моноклинных пироксенов в перидотитах и вебстеритах, а возможно и в троктолитах, вытесняя и замещая плагиоклаз. С последним оливин образует двойные реакционные каймы амфибола и хлорита (см. рис. 133, 166).

Структуры вторичных дунитов метаморфические, blastовые: кристалло- и порфиробластовая, гранобластовая, структура „разъедания” и пойкилитовидная (см. рис. 1, 16, 20, 266, 43, 50, 58, 74, 99, 100а, 111, 116, 121, 125, 131, 139, 162, 177, 180 и др.).

Кроме широко развитой серпентинизации и оливинизации, низкотемпературные изменения дунитов вызывают образование талька, хлорита и карбоната. При этом оливин первой генерации мутнеет, а второй — остается свежим (см. рис. 1, 62, 65, 70, 99, 132, 140 и др.). Тальк и идиоморфные зерна магнезита и доломита(?) изменяют первичные аллотриоморфную и панидиоморфную структуры пород в лепидогранобластовые, порфиробластовые, листоватые и радиально-лучистые агрегаты (см. рис. 5, 15, 32, 34, 59, 108, 114, 172 и др.).

Образования идингсита и флогопита в альпинотипных гипербазитах Сибири и Дальнего Востока встречаются очень редко и в отдельных регионах практически отсутствуют. Последний интенсивно развивается в ультраосновных массивах платформ на Алданском и Анабарском щитах (см. рис. 195).

**Оливиниты** — мономинеральные породы ультраосновного состава, представленные в Атласе десятком зарисовок характерных структур, обнаруженных в некоторых массивах Кузнецкого Алатау (см. рис. 17, 18, 19), Тувы (см. рис. 45, 57, 62, 65), Приморья (см. рис. 147), Чукотки (см. рис. 164, 165), Алдана и Анабара (см. рис. 195, 196, 198, 203, 211—215). Слабо измененные оливиниты показывают стандартные неравномерно-зернистые аллотриоморфные и панидиоморфные структуры, которые усложняются, видоизменяются, как и для дунитов, в результате наложенных низкотемпературных гидротермальных изменений. В одних случаях проходит интенсивная серпентинизация с образованием всевозможных лепидобластовых структур серпентинитов или гранобластовых, порфиробластовых и паковых агрегатов вторичных оливинитов.

В складчатых областях Сибири и Дальнего Востока оливиниты, по-видимому, не могут представлять собой отдельную группу, оторванную от дунитов. Фактологический материал в Атласе получен в известной степени на случайных срезах пластинок пород, взятых для изготовления шлифов, в которые хромшпинелиды, отвечающие дунитовому составу, просто не попали. Поэтому сказать о их конкретном распределении и взаимоотношении с другими породами массивов альпинотипных гипербазитов, где оливиниты были зафиксированы, не представляется возможным.

Оливиниты платформ, как известно, участвуют в сложении центральных интрузий ультраосновных-щелочных пород и их размещение подчинено концентрически-зональному строению этих массивов; кроме оливинитов и дунитов здесь известны такие экзотические породы, как оливиновый клиногумит и мелилит [Васильев, 1972; Шнай, 1980; Андреев, 1987; Октябрьский и др., 1990; и др.]

Структуры свежих платформенных оливинитов чаще всего идеальные панидиоморфные, мостовые (см. рис. 196, 200, 202) либо пойкилитовые и призматически-зернистые (см. рис. 211, 212), которые усложняются в измененных породах. Так, серпентинизация и флогопитизация приводит к образованию петельчатых и поперечно-прожилковых структур (см. рис. 195, 198, 199), параллельно-волоконистых, бластпорфировых (см. рис. 204, 210, 214) и пятнистых текстур.

В породах со слабо проявленной серпентинизацией, выраженной образованием пленки серпентина на поверхности зерен оливина, создает для них как бы обволакивающую рубашку. Часть оливиновых зерен имеют четкое простое или полисинтетическое двойникование. Встречаются зерна с совершенной спайностью и редкой трещиноватостью.

Рудные минералы — магнетит, реже хромит распределены неравномерно. Встречаются породы, лишенные рудной минерализации либо

содержащие ее в незначительной степени. В одних интрузиях преобладает хромит (Кондерский, Инаглинский), в других — магнетит (Гулинский, Бор-Урях), хотя можно привести примеры их совмещенной минерализации [Варлаков, 1966; Богомолов, 1968; Глаголев и др., 1974].

**Перидотиты.** Согласно принятой классификации в группу перидотитов объединены оливиновые породы, содержащие моноклинные и ромбические пироксены, и в зависимости от их присутствия и сочетания выделяют верлиты, гарцбургиты и лерцолиты [Пинус и др., 1958].

**Верлиты** — оливин-клинопироксеновые породы развиты неравномерно. Представленная в Атласе выборка зарисовок показывает структуру верлитов (см. рис. 43, 49, 95, 100, 148, 153, 167, 197), участвующих в сложении ультраосновных массивов Горного Алтая (р. Чуя), Тувы (Хоптинский массив), Западного Саяна (Куртушибинский хребет), Енисейского кряжа (Амбетовский массив), Сихотэ-Алиня (Аньюйский, Бикинский массивы), Чукотки (Пекульнейский массив) и Алдана (массив Инаглинский).

Структуры верлитов отвечают структурам полнокристаллических пород, среди которых распространены гипидиоморфные (см. рис. 95), порфириовидные (см. рис. 153), панидиоморфные (см. рис. 197) и пойкилитовые. Последние наиболее распространены и известны в массивах Тувы, Сихотэ-Алиня и Алдана. Все они однотипны и показывают включения зерен оливина в более крупных кристаллах диопсида.

Верлиты, как и дуниты, в различной степени изменены наложенными низкотемпературными процессами — серпентинизацией и вторичной оливинизацией. Вновь образованный оливин встречен в массивах по р. Чуя на юге Горного Алтая (см. рис. 43), в Амбетовском массиве Енисейского кряжа (см. рис. 100) и в этом случае строение породы характеризуется наличием гранобластовой структуры и структуры „разъедания”. Согласно геологического положения и особенностям состава верлитов в ряде районов последние рассматриваются как метасоматические образования, „возникшие в результате пироксенизации дунитов” [Велинский, 1979, с. 94], а новые изменения этих пород приводят к кристаллизации оливинов второй и третьей генерации, вплоть до формирования вторичных дунитов.

**Гарцбургиты** — это оливин-ортопироксеновые породы, как и верлиты, развиты неравномерно. Они были зафиксированы в рисунках структур (см. рис. 12, 14, 27, 28, 74, 83, 84, 100б, 106, 110, 113, 116, 123, 128, 154, 157, 158, 162, 175, 182, 184, 205), характеризующих строение пород массивов Салаира (Мартыново-Шалап), Кузнецкого Алатау (горы Бархатной, Викторьевский), Тувы (Билинский), Западного Саяна (Борусский), Енисейского кряжа (Амбетовский), Восточного Саяна (Идарский комплекс, Харанурский, Ильчирский, Оспинский), Джидинского района (Харгантинский, Цаганморинский), Забайкалья (Кабаний), Сихотэ-Алиня (Бикинский), Сахалина, Чукотки и Корякии (Чирынайский, Малонаучирынайский, Четкинваамский), о-ва Карагинский и Алдана (Чадский).

Структуры гарцбургитов, большинство которых интенсивно серпентинизированы, носят комбинированный характер и отражают рисунок полнокристаллических пород, усложненный фигурами бластеза. Это те же панидиоморфные, аллотриоморфные и пойкилитовые структуры, включающие элементы порфиробластового и лепидобластового строения (см. рис. 182) и несколько вариантов квадратно-гнездовой (см. рис. 157), зонально-кольцевой и поперечно-волокнутой (см. рис. 175), а при оливинизации — гранобластовой и структуры „разъедания” (см. рис. 162); допускается даже сонахождение в одном шлифе бластпорфирированных и порфиробластовых структур.

Среди гарцбургитов также выделяются первичные и вторичные образования с обратными взаимоотношениями породообразующих минералов — пироксена и оливина; в одних случаях более поздним является пироксен, в других — оливин (см. рис. 110, 113, 116). Последний вариант сложения гарцбургитов в гипербазитовых массивах преобладает. На метасоматический генезис гарцбургитов указывает присутствие повышенного количества зерен магнетита, который в первичных разновидностях представлен только как вторичный минерал, замещающий с краев хромшпинель (см. рис. 28, 84). Пироксенизация и оливинизация первичных пород обычно следует по параллельной системе трещин отдельности [Луцкина, 1968], „что создает полосчатость в строении массивов и может служить дополнительным критерием для установления природы гарцбургитов” [Велинский, 1979].

*Лерцолиты* — оливин двупироксеновые породы. Согласно выборке структур, представленных в Атласе, лерцолиты распространены незначительно. Они представлены соответствующими породами в Идарском комплексе Восточного Саяна (см. рис. 105), по р. Ситуха в Сихотэ-Алине (см. рис. 155), в Тамватнейском массиве Корякского нагорья (см. рис. 173) и в Чадском массиве на Алданском щите (см. рис. 206). В. В. Велинский отмечает, что лерцолиты вообще находятся в подчиненном значении и в ряде массивов Корякии и Чукотки совершенно неизвестны. Та же тенденция наблюдается и по многочисленным массивам Алтае-Саянской горной области.

Под микроскопом структуры лерцолитов разнообразны. Обычно это полнокристаллические породы с гипидиоморфным строением либо порфирированной структурой, в которой часть зерен ромбического и моноклинного пироксена по размерам заметно превосходит оливин, выполняющий роль основной массы. Моноклинная модификация чаще преобладает над ромбической.

Встречаются и экзотические структуры, обладающие друзитовым строением зерен. В Тамватнейском гипербазитовом массиве пироксены лерцолитов показывают структуру обрастания одного минерала другим. Моноклинный пироксен — диаллаг занимает место внутри зерна, а ромбический — по периферии (см. рис. 173); последний заметно хлоритизирован, моноклинный более или менее свежий.

За счет оливина образуется поперечно-волокнустый серпентин, в котором в виде остаточных островков расположен незамещенный мине-

рал. Хромшпинель и мелкая сыпь магнетита — неперменный член в составе этих пород. Форма зерен неправильная ксеноморфная, как бы выполняющая межзерновое пространство главных породообразующих минералов.

**Шрисгеймиты** — это оливин-роговообманковые перидотиты, породы, встречающиеся иногда среди альпинотипных гипербазитов Сибири и Дальнего Востока. Они были зафиксированы, например, на востоке Тувы в Билинском массиве, в Восточном Саяне на горе Хара-Нурой и, наконец, в Приморье в Катэнском массиве в хр. Сихотэ-Алинь.

Во всех известных случаях структура пород пойкилитовая, а участками в комбинации с аллотриоморфной. В Приморье породы сложены неправильными зернами роговой обманки — купфферитом, составляющим 35—40 % объема, и оливином изометричной формы, включенным в более крупные индивиды обманки. Последний переполнен просечками и окантован полосками бесцветного хлорита, а иногда — мелкими зернами магнетита. В шрисгеймитах Тувы присутствуют не крупные кристаллы моноклинного пироксена и пластиночки флогопита (см. рис. 75, 109, 150).

Геологическое положение этих пород остается слабо изученным и только в некоторых случаях, как отмечает А. Н. Заварицкий [1955], „можно ясно наблюдать, что роговая обманка произошла путем замещения пироксена“. Такое замечание не бесспорно и не всегда четко доказывается. Возможно даже, что шрисгеймиты представляют собой дайки, родственные дайкам пироксенитов или интрузивным массивам габбро, пересекающим и соседствующим с телами альпинотипных гипербазитов во многих районах Сибири и Дальнего Востока.

**Пироксениты** распространены среди альпинотипных гипербазитов почти повсеместно. Они образуют четко обозначенные жилы, полосы и оторочки различной мощности и протяженности. Состав пироксенитов различен: встречаются орто- и клинопироксены и смешанные образования — вебстериты; учитывая минеральный состав, к ним применяют также названия сообразно модификации пироксена: энстатиты и диаллогиты. Характеристика структур этих пород приведена на нескольких зарисовках из разных массивов Горного Алтая, Тувы, Забайкалья, Приморья и Чукотки (см. рис. 38, 50, 140, 152, 169).

Структуры неизменных пироксенитов обычны и не обнаруживают большого разнообразия — это панидиоморфные, гипидиоморфные, равномерно- и разнотипные породы с некоторым количеством зерен магнетита. Например, энстатиты Шаманского массива в Забайкалье (см. рис. 140а) интенсивно серпентинизированы, магнетит окружен игольчатым хлоритом (киммереритом?), образующим метельчатолучистое расположение. Нацело измененные дайки превращаются в оливин-серпентиновые породы с лепидо- и гранобластовыми структурами и оливином последней генерации (см. рис. 140б).

**Вебстериты** обнаружены в Хоптинском массиве (Тува), в Тютинском (Горный Алтай) и Катэнском (предгорья Сихотэ-Алиня). Пироксениты Хоптинского массива в различной степени оливинизированы и

несут структуры „разъедания”. Диалогиты мало чем отличаются от других разновидностей пироксенитов. В. В. Велинский отмечает, что это самая распространенная группа среди массивов Корякского нагорья.

**Серпентиниты** — наиболее обширная группа пород, которая встречается повсеместно. Серпентинизация ультраосновных пород в различной степени поражает почти все массивы и выражается в многообразном структурном сочетании. Выше уже отмечалось, что серпентинизация гипербазитовых массивов, особенно крупных по размерам, совершается не равномерно, а по зонам или полосам. Центральные части массивов обычно менее серпентинизированы, а краевые — в значительной степени. Мелкие же тела повсеместно представлены сплошными серпентинитами [Боголепов, 1969].

По составу или модификации серпентина породы подразделяются на антигоритовые, антигорит-хризотилитовые, лизардитовые, лизардит-баститовые и смешанные. Многообразны жилки брусита, серпофита и хризотил-асбеста. Пород, сложенных только баститом, не обнаружено. Размещение разновидностей серпентина в массивах по зонам освещено в публикациях [Пинус и др., 1958; Колбанцев, 1971; Пинус и др., 1973; Велинский, 1979; Юркова и др., 1984] и не требует в настоящей работе дополнительной информации.

Структуры серпентинитов многообразны и все относятся к классу метаморфических бластовых. По конфигурации того или иного серпентина, по его расположению и сочетанию с другими разновидностями применяются, вошедшие в употребление, специальные названия, опускающие приставку бласт. К таким относятся волокнистая, квадратно-гнездовая, конвертообразная, ленточная, листоватая, петельчатая и многие другие (см. главу Перечень структур...). Преобладают спутанно-волокнистые, поперечно-волокнистые, петельчатые и лепидогранобластовые. Много бластпорфировых структур, квадратно-гнездовых, метельчато-лучистых, мозаичных и др. Сравнительно реже встречаются пламенеvidная, „конского хвоста”, свилеватая, ленточная.

Анализ серпентинизации по отдельным регионам показал преобладание лизардитовых серпентинитов в Чаганузунском массиве Горного Алтая (см. рис. 41, 44), в Ужепском и Билинском массивах Тувы (см. рис. 52, 76), по ключу Пихтовый в Становом хребте (см. рис. 146а) и в Чарынайском массиве Чукотки (см. рис. 176). Особых закономерностей в распределении лизардитовых серпентинитов по отдельным массивам не замечено, детально этот вопрос разрабатывается в настоящее время.

Антигоритовые серпентиниты также широко распространены и особенно в Алтае-Саянской области. Встречаются они и в других районах Сибири и Дальнего Востока. Так, чисто антигоритовые серпентиниты или серпентиниты, в которых антигорит занимает господствующее положение, встречены в Тогулсунгайском массиве Салаира (см. рис. 4, 5), в Куртушибинском хребте Западного Саяна (см. рис. 96), в Верхнесурнинской линзе Енисейского кряжа (см. рис. 101), в нескольких массивах Джидинского района (см. рис. 118а, 124, 127), в Яршин-

ском массиве Забайкалья (см. рис. 130), на сопках предгорья Сихотэ-Алиня (см. рис. 156), в Куюльском и Пекульнейском массивах Чукотки (см. рис. 161, 170), на о-ве Карагинский Камчатки (см. рис. 186) и др.

Характерной особенностью этих пород является неповторимое разнообразие микроструктур бластового характера — игольчатые, чешуйчатые, пластинчатые и комбинированные. Усложнение структуры повышается при наличии антигорита второй и третьей генерации. В Атласе, кроме того, приведены рисунки редких экзотических структур „конского хвоста” (см. рис. 186) и зонально-кольцевого расположения серпентина (см. рис. 194).

Серпентиниты, в которых заметную роль играют пластинки бастита, распространены довольно широко. Как известно, последний является собой полную псевдоморфозу серпентина по ромбическому пироксену и потому встречается почти во всех серпентинизированных гарцбургитах, лерцолитах и пироксенитах; однако он все же характерен для пород, прошедших стопроцентную серпентинизацию [Соболев, 1946].

Согласно выборке зарисовок структур пород в Атласе, бастит участвует в сложении серпентинитов Тогул-Сунгайского массива Салаира (см. рис. 10), Сеглебирского в Горной Шории (см. рис. 28), линзовидной залежи горы Муха в Горном Алтае (см. рис. 31), пород Ак-Довуракского массива Западного Саяна (см. рис. 86, 88), тел Идарского комплекса Восточного Саяна (см. рис. 106), Оронгодойского массива Джидинского района (см. рис. 126), контактовых пород массива Кабаний в Забайкалье (см. рис. 134). Он известен в породах по ключу Пихтовый и р. Унахта Становика (см. рис. 143, 146б) и, наконец, в Четкинваамском массиве Чукотского нагорья (см. рис. 180).

**Троктолиты** — породы, относимые к габбровой группе и слагаемые плагиоклазом и оливином, помещены в Атласе потому, что тесно ассоциируют с альпинотипными гипербазитами и показывают характерную структуру „разъедания”, образующуюся при оливинизации различных пород, в том числе и полевошпатовых. На прошедшую оливинизацию показывает наличие двойной реакционной каймы между зернами плагиоклаза и оливина [Леснов, 1972; Грудинин, Меньшагин, 1987].

Келифитовые структуры как реакционные каймы в троктолитах были обнаружены в породах Тонкого мыса в Забайкалье и в Устьбельском массиве на Чукотке (см. рис. 133, 166). Как уже отмечалось, оливинизация различных пород была проявлена очень широко и в среднем по Сибири и Дальнему Востоку составляет почти 1/5 часть. Известна она на Уральских массивах [Варлаков, 1966] и в других регионах России.

К породам ультраосновного состава, участвующим в сложении гипербазитовых массивов, относятся полиминеральные образования, которые можно подразделить на три большие группы: существенно серпентиновые породы, существенно оливиновые или амфиболовые. Все они так или иначе соседствуют, контактируют с дунитами, перидо-

титами, составляя взаимопереходные с ними разности и ассоциации. Их состав можно сгруппировать:

1. Карбонат-серпентиновые	1. Серпентин-талк-оливиновые	1. Серпентин-амфиболовые
2. Талк-хлорит-серпентиновые	2. Серпентин-оливиновые	2. Талк-амфиболовые
3. Карбонат-талк-серпентиновые	3. Талк-амфибол-оливиновые	3. Серпентин-хлорит-амфиболовые
4. Оливин-амфибол-серпентиновые		

Наиболее обширной и разнообразной по составу является первая группа, в основе которой находится серпентин антигоритовой модификации. Представители этой группы пород были зафиксированы в ультраосновных массивах Горного Алтая (см. рис. 32, 35), Тувы (см. рис. 67, 72), Западного Саяна (см. рис. 92), Восточного Саяна (см. рис. 108), Джиды (см. рис. 118), Чукотки (см. рис. 164) и даже на Анабарском щите в Гулинской интрузии (см. рис. 210).

Породы второй группы, несущие следы наложенной оливинизации, представлены в Атласе рисунками шлифов из Тарлашкинского массива Тувы (см. рис. 61), Шаманского массива (см. рис. 139) и массива Гольцы (см. рис. 141) Забайкалья. Третья группа амфиболитов к ультраосновным породам относится условно, тем не менее, они принимают участие в сложении известных гипербазитовых массивов Горного Алтая (см. рис. 37), Забайкалья и др., геологическая позиция которых выясняется.

Структуры всех этих пород комбинированные метаморфические, бластовые и включают набор элементов лепидобластовой, порфиробластовой, радиально-лучистой, плоскопараллельной и других одновременно (см. рис. 32). Распространены гломеробластовые структуры (см. рис. 61, 164), спутанно-волоконистые (см. рис. 35), игольчатые (см. рис. 118) и многие, многие другие.

Согласно известным данным и приведенным материалам, все без исключения полиминеральные ассоциации относятся к парамагматическим породам, несущим отчетливые следы гибридизма, перекристаллизации и новообразования. Эти процессы изменений были вызваны воздействием магмы основного состава на ультраосновной материал первичной матрицы, ее частичной или полнейшей переработки [Велинский, 1979; Леснов и др., 1973].

# **ХИМИЧЕСКИЕ АНАЛИЗЫ ПОРОД АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ**

Номер		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	ППП	Сумма
п/п	рис.														
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16

## АЛТАЕ-САЯНСКАЯ ОБЛАСТЬ

## Салаир

1	1	36,10	—	0,30	4,59	2,44	0,26	43,52	0,08	0,01	—	—	—	12,43	99,73
2	2	33,38	0,03	2,09	7,98	2,42	0,18	40,00	0,45	—	—	0,52	0,06	12,08	99,19
3	3	35,80	0,05	1,30	7,04	2,48	0,07	37,33	0,81	0,03	—	—	0,01	14,91	99,83
4	4	40,74	—	2,18	4,19	2,41	0,04	38,00	—	—	—	0,16	—	11,60	99,32
5	6а	39,00	—	0,47	7,02	0,91	0,03	38,90	0,76	0,03	—	0,50	—	12,30	99,92
6	6б	39,89	—	1,24	6,69	2,54	0,07	38,90	—	—	—	0,48	0,01	9,83	99,65
7	7	40,28	—	0,59	5,53	1,40	0,02	38,25	—	0,10	—	0,58	—	12,73	99,54
8	9	40,39	0,01	0,67	5,19	2,44	—	39,16	0,04	—	0,01	0,33	0,11	11,77	100,12
9	10	40,14	—	0,94	5,72	1,51	—	38,34	0,06	—	0,01	0,34	0,10	13,07	100,23
10	11	48,78	0,13	2,53	1,70	3,77	0,11	22,14	16,43	—	—	0,21	0,03	4,83	100,66

## Кузнецкий Алатау

11	13	39,52	0,01	—	4,37	3,48	—	43,57	0,50	—	—	0,33	0,02	7,46	99,26
12	14	41,18	0,01	—	2,76	3,92	—	42,20	0,79	—	—	0,53	0,02	8,19	99,60
13	15	41,36	0,01	—	4,32	2,22	—	38,97	0,50	—	—	0,60	0,02	11,48	99,48
14	16	37,36	0,03	—	4,96	2,17	—	44,25	1,80	—	—	0,44	0,01	8,24	99,26
15	20	39,52	0,09	1,21	3,40	4,25	0,04	39,62	1,28	0,41	—	0,16	0,17	9,51	99,66
16	22	37,40	0,91	2,16	4,43	3,37	—	45,13	0,32	0,10	—	0,10	0,12	5,32	99,36
17	24а	41,10	0,21	2,95	3,21	2,78	0,17	39,10	1,12	0,63	—	0,27	0,12	8,02	99,68
18	24б	40,21	0,19	3,11	3,16	2,18	0,15	40,00	0,20	0,15	—	0,30	0,10	10,05	99,80
19	28	39,96	0,15	1,74	7,20	2,71	0,10	34,50	0,50	2,43	—	0,19	—	10,96	100,47

Горный Алтай

20	29	37,40	0,10	2,14	3,80	4,21	0,09	38,75	0,12	0,10	0,10	0,90	—	12,20	99,50
21	34	36,72	0,05	1,40	4,18	3,31	—	42,17	0,33	0,52	—	0,31	—	10,48	99,47
22	36	40,21	0,05	1,27	4,34	3,48	0,15	39,42	4,90	0,14	0,09	1,40	0,08	4,27	99,80
23	38a	38,55	0,08	1,48	4,15	2,74	0,10	39,40	5,12	1,00	—	1,20	—	6,00	99,83
24	41	34,42	0,04	1,87	5,13	6,06	0,05	38,15	2,14	0,11	—	0,75	0,07	11,00	99,86
25	42a	38,18	—	0,08	8,08	2,40	—	36,10	0,20	—	—	—	0,60	12,90	99,54
26	42б	39,74	—	1,16	4,71	3,59	0,15	40,13	—	—	—	0,79	0,50	8,34	99,11
27	43	39,90	—	1,20	4,00	1,40	0,08	37,89	—	0,02	—	1,10	—	13,78	99,37

Тува

28	45	38,42	0,10	2,16	4,20	3,37	0,11	35,92	0,80	0,77	1,01	0,52	0,16	12,13	99,67
29	48б	36,42	—	0,79	6,04	1,58	0,20	41,00	—	0,10	—	0,42	—	12,92	99,57
30	49	38,00	0,15	3,96	5,70	7,54	0,18	35,00	2,75	0,21	0,12	—	0,02	6,15	99,78
31	50	45,00	0,02	0,21	6,41	3,23	0,16	32,10	10,05	0,05	0,05	0,75	0,02	1,50	99,55
32	51	38,00	0,02	0,51	2,66	4,24	0,09	38,35	0,09	—	0,07	—	—	15,00	99,53
33	52	39,20	0,01	1,20	7,39	1,76	0,08	37,50	0,63	0,05	0,05	—	0,01	12,08	99,96
34	53	39,20	0,17	2,68	6,15	4,70	0,10	40,55	1,03	0,51	0,22	0,30	0,15	4,00	99,76
35	57	38,25	0,12	2,78	8,84	4,14	0,13	38,32	0,85	0,16	0,33	1,62	0,18	4,04	99,76
36	60	39,21	0,12	2,05	6,47	3,15	0,07	39,72	1,62	0,72	0,15	1,20	0,22	5,05	99,75
37	62a	40,35	0,08	2,75	3,07	4,22	0,06	38,53	0,92	0,67	—	0,48	0,15	8,21	99,48
38	65	40,50	0,06	1,76	6,90	2,03	0,11	38,19	2,98	0,29	0,10	0,25	0,36	6,53	100,06
39	66	43,00	0,16	3,44	3,25	4,16	0,11	33,58	1,83	0,10	0,63	0,20	0,07	8,58	99,13
40	67	38,00	0,02	2,23	1,82	4,60	0,06	37,85	—	0,06	0,08	0,12	—	14,85	99,69
41	69	36,28	0,10	2,30	4,52	3,40	—	41,16	1,67	0,17	—	0,75	0,15	9,21	99,71
42	72	40,12	0,15	3,16	5,20	3,71	0,05	36,08	1,70	0,28	—	0,60	0,12	9,30	100,47
43	73	38,28	0,04	1,43	6,21	3,04	0,12	43,90	0,28	0,05	0,05	—	0,02	6,25	99,67
44	75	44,41	0,39	7,26	1,41	7,52	0,17	24,32	9,43	0,86	0,33	—	0,08	2,88	99,06

Продолжение табл.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
<b>Западный Саян</b>															
45	78	39,20	0,81	1,42	1,45	3,24	0,03	42,10	0,38	0,12	—	0,45	0,22	10,10	99,52
46	81	39,48	—	2,25	6,81	3,00	—	42,16	1,12	0,33	—	0,21	—	4,10	99,46
47	82	41,05	0,16	1,12	3,32	5,40	—	43,83	1,05	0,15	0,07	0,14	—	3,31	99,60
48	83	43,15	—	0,80	—	8,60	0,12	44,04	0,71	0,07	0,10	0,24	—	2,63	100,45
49	84	39,80	—	2,40	3,72	5,38	0,10	34,22	0,01	0,05	0,15	0,60	—	12,26	98,69
50	85	38,80	—	0,70	7,20	3,10	0,08	40,30	1,10	—	—	0,70	—	7,68	99,66
51	86б	38,90	—	0,50	5,30	0,90	0,06	39,40	—	0,03	—	1,02	—	13,76	99,87
52	87	40,02	0,25	1,11	2,13	6,75	0,05	40,10	0,52	0,14	0,11	0,27	0,13	8,02	99,60
53	88	38,86	—	1,89	6,70	0,40	0,08	36,86	1,77	0,20	—	0,73	—	13,45	100,34
54	89	35,40	—	0,60	5,90	1,30	0,14	38,19	0,70	0,02	—	0,86	—	16,26	99,37
55	90	38,12	0,11	1,23	2,78	7,15	0,03	38,17	1,48	0,18	0,08	0,37	0,15	9,48	99,33
56	91	36,40	—	0,60	6,10	1,50	0,11	38,70	0,30	0,03	—	0,66	—	15,54	99,94
57	93	38,16	0,01	1,25	6,51	1,58	0,09	38,40	—	—	—	0,35	0,15	12,52	99,20
58	94	41,60	0,04	1,52	1,53	7,61	0,16	34,50	0,97	0,07	—	0,13	—	11,08	99,21
59	95	41,30	0,03	1,02	1,78	3,65	0,10	38,34	7,12	0,15	0,15	0,38	—	7,41	99,43
60	96	40,40	0,13	1,98	2,03	3,00	0,10	40,17	1,04	0,10	0,16	0,45	—	10,08	99,64
<b>Енисейский кряж</b>															
61	99	38,70	0,03	0,85	5,78	2,80	0,11	42,58	0,54	0,75	0,21	0,44	0,14	7,00	99,93
62	101	38,15	0,10	3,21	3,85	3,74	—	43,02	0,55	0,29	—	0,32	0,16	6,21	99,60
63	104	38,35	0,06	1,07	4,12	4,88	0,10	39,16	1,24	0,66	0,10	—	—	10,03	99,77
<b>Восточный Саян</b>															
64	105	41,10	0,03	5,30	4,20	3,70	0,10	33,50	3,75	0,27	0,05	0,60	—	8,00	100,60
65	106а	37,20	0,03	1,10	5,90	1,90	0,09	37,60	0,30	0,02	—	1,44	—	14,20	99,78

66	107	41,07	—	0,66	3,38	2,75	—	39,09	1,07	0,63	0,10	0,30	0,17	10,24	99,46
67	109	40,50	0,03	3,20	3,60	5,10	0,12	35,00	1,40	0,14	0,10	0,54	—	10,72	100,45
68	110a	41,20	—	0,70	1,00	7,20	0,11	44,60	0,55	0,05	—	0,04	—	3,84	99,29
69	110б	41,10	—	0,60	1,40	6,80	0,10	44,00	0,45	0,04	—	0,10	—	5,90	100,49
70	111	37,84	0,10	1,20	3,16	4,53	—	40,62	1,74	0,71	0,24	—	—	9,34	99,48
71	113	40,14	0,08	0,93	5,16	4,07	0,05	40,15	1,12	0,15	—	0,41	—	8,21	100,48
72	114	41,20	—	1,86	0,58	6,46	0,12	41,06	1,84	0,24	0,07	—	0,06	5,50	98,99
73	115	39,02	—	0,68	2,57	6,03	0,13	46,86	1,62	0,01	0,01	1,23	0,06	2,34	100,56
74	116	41,10	0,04	2,14	1,12	7,38	0,48	46,96	1,47	0,01	0,02	—	—	0,18	100,90

#### Джидинский район

75	117	37,91	0,05	0,48	5,20	2,64	—	40,31	0,23	0,10	—	—	0,14	12,40	99,44
76	119	40,03	0,11	0,67	6,33	4,00	0,08	40,16	0,28	0,15	—	0,52	—	7,21	99,54
77	120	38,12	0,15	0,80	4,44	3,17	0,05	40,20	0,10	0,12	—	0,21	0,52	11,82	99,70
78	123	38,90	0,21	1,27	7,16	3,15	—	37,08	0,33	0,08	0,01	0,24	0,16	11,20	99,79
79	126	39,42	—	1,65	4,28	2,52	0,32	38,12	0,11	0,21	—	0,40	—	12,16	99,18
80	127	39,20	—	0,72	4,58	4,00	—	40,45	1,07	0,62	—	0,16	—	9,05	99,85
81	128	40,40	0,25	0,89	4,55	3,02	—	35,17	1,42	0,31	—	0,51	0,22	13,03	99,77

#### БАЙКАЛО-ВИТИМСКАЯ ОБЛАСТЬ

82	129	39,10	0,42	2,60	8,84	5,55	0,15	27,08	7,31	0,19	—	—	0,02	8,01	99,27
83	130	39,40	0,03	0,80	5,89	2,82	0,03	35,87	0,25	0,05	—	—	0,02	14,21	99,37
84	131	45,60	0,06	1,50	3,07	3,82	0,08	34,37	0,15	0,01	—	—	0,03	10,22	99,51
85	132	37,60	0,07	1,30	7,74	3,36	0,12	36,87	0,13	0,01	—	—	0,02	11,97	99,19
86	133	44,50	0,26	10,64	1,88	12,80	0,23	19,92	6,02	1,72	0,07	—	0,10	1,16	99,30
87	134	39,21	—	0,72	2,48	5,34	0,10	46,00	0,44	0,10	0,05	0,14	—	5,20	99,78
88	135	39,38	0,02	0,51	3,29	5,45	0,18	47,88	0,11	—	—	0,10	0,04	3,16	100,12
89	136	37,34	0,04	—	6,15	1,92	0,02	41,12	0,34	0,10	—	0,03	0,19	12,36	99,61

Продолжение табл.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
90	137	38,24	0,02	1,52	7,17	2,73	0,17	44,77	0,68	0,05	0,05	0,10	—	3,63	99,03
91	138	39,74	0,02	0,35	6,14	2,76	0,11	45,65	0,50	0,11	0,05	0,26	—	3,53	99,22
92	139	41,39	0,02	1,06	6,14	1,64	0,12	41,91	0,05	0,05	0,05	0,79	—	5,69	99,56
93	140а	40,56	0,02	1,38	6,05	1,46	0,12	40,34	0,54	0,08	0,05	0,40	—	8,28	99,28
94	140б	40,36	0,02	0,49	5,34	2,58	0,13	44,37	0,50	0,05	0,05	0,10	—	5,76	99,75
95	141	38,42	0,10	1,12	4,15	4,48	—	39,92	0,45	0,12	—	0,32	—	10,53	99,60
96	142	40,31	—	0,84	2,35	4,87	0,10	45,54	0,51	0,11	0,11	0,20	—	5,00	99,94

**ОБЛАСТЬ СТАНОВОГО ХРЕБТА**

97	143	40,81	—	1,12	4,83	5,70	—	33,42	5,16	0,38	0,05	0,54	—	8,04	99,85
----	-----	-------	---	------	------	------	---	-------	------	------	------	------	---	------	-------

**ОБЛАСТЬ ХРЕБТА СИХОТЭ-АЛИНЬ**

98	147	41,80	0,47	1,38	5,44	8,39	0,33	38,33	0,34	0,22	0,08	0,33	—	2,41	99,52
99	149	36,94	0,05	1,60	12,97	8,80	0,25	29,23	4,32	0,34	0,04	—	—	5,47	100,01
100	150	35,53	0,17	4,31	5,55	3,48	0,13	33,40	8,89	0,90	0,11	0,28	0,17	7,00	99,92
101	152	39,08	0,11	6,81	3,78	3,17	0,12	28,15	11,05	1,31	0,35	0,75	0,21	5,21	100,10
102	156	34,20	0,19	3,10	11,36	4,57	0,27	33,23	0,67	0,08	0,05	—	—	12,33	99,94

**САХАЛИНСКАЯ ОБЛАСТЬ**

103	157	35,15	0,12	3,07	4,00	3,17	0,11	40,20	1,21	0,11	0,03	1,13	0,04	11,23	99,57
104	158	37,55	0,03	1,17	6,85	3,12	0,10	39,63	0,72	0,10	0,10	0,27	—	10,13	99,77

**КОРЯКСКО-КАМЧАТСКАЯ ОБЛАСТЬ**

Западно-Чукотский пояс

105	162а	39,30	0,05	1,42	5,11	2,58	0,12	37,75	0,60	0,14	—	0,76	0,03	11,44	99,30
106	164б	40,87	—	0,93	—	7,33	0,12	43,70	1,21	0,07	—	—	0,03	5,59	99,86

107	165	36,05	—	2,19	2,59	6,18	0,09	44,03	—	0,10	0,05	0,78	—	7,80	99,86
108	168	35,82	—	1,06	2,44	5,58	0,13	43,89	0,24	—	—	0,92	0,06	9,54	99,68

#### Корякский пояс

109	171	37,62	0,07	0,77	3,62	3,63	0,11	41,36	—	—	—	0,70	0,07	11,16	99,21
110	173	37,46	0,01	2,05	2,99	4,29	0,06	36,90	3,73	—	—	0,89	0,05	11,52	99,95
111	175	40,90	0,09	1,17	2,75	5,11	0,11	43,41	0,14	0,12	0,07	0,20	0,05	5,60	99,72

#### Хатырский пояс

112	182	38,32	—	1,48	3,40	5,11	0,05	40,02	0,41	0,12	—	—	0,05	10,68	99,64
-----	-----	-------	---	------	------	------	------	-------	------	------	---	---	------	-------	-------

#### КАМЧАТСКАЯ ОБЛАСТЬ

##### Валагинско-Пылгинская ветвь

113	1846	38,53	0,19	0,85	5,93	2,39	0,09	39,85	1,47	0,04	0,03	1,04	—	9,27	99,14
114	190	38,75	0,04	0,38	0,86	8,54	0,16	46,08	0,47	—	0,01	—	0,04	4,17	99,50
115	191	39,46	0,03	0,92	5,48	3,20	—	41,04	0,41	0,15	0,07	0,16	0,18	8,71	99,80

##### Олюторско-Камчатская ветвь

116	193	38,74	—	1,03	5,17	1,65	—	40,41	2,48	0,15	—	0,30	0,12	9,50	99,55
117	194	37,62	0,17	0,94	5,12	2,93	0,10	41,64	0,21	0,45	0,05	0,14	0,22	10,10	99,69

#### АЛДАНСКАЯ ОБЛАСТЬ

118	195	37,17	0,20	2,45	8,31	2,48	0,09	39,00	0,16	1,20	0,31	0,90	0,51	7,02	99,80
119	196	37,28	0,21	3,48	6,35	2,07	0,11	40,40	1,02	0,89	0,21	1,30	0,47	6,10	99,79
120	2006	40,15	0,23	1,84	10,90	1,75	0,20	42,11	0,75	0,40	0,15	0,31	0,05	1,74	100,58
121	203	38,83	0,40	3,03	4,57	4,20	0,10	42,27	0,80	0,17	0,15	0,27	0,11	4,38	99,28
122	206	40,27	—	0,95	4,80	2,16	—	40,28	4,18	0,75	—	0,21	—	6,16	99,76

Окончание табл.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
<b>АНАБАРСКАЯ ОБЛАСТЬ</b>															
123	207	37,48	0,51	1,35	7,27	4,16	—	37,92	1,21	0,75	—	0,20	0,62	8,81	100,28
124	209	38,50	0,17	0,97	5,12	4,48	0,10	38,81	1,72	0,55	0,10	0,60	0,11	6,44	99,67
125	211a	37,33	0,92	1,48	4,04	8,27	0,34	38,44	1,12	0,16	0,06	1,20	0,08	7,23	100,67
126	211б	38,00	0,08	1,04	5,20	4,41	0,10	40,74	1,66	0,57	0,17	0,77	0,15	7,07	100,06
127	213	39,15	0,15	1,20	6,72	4,65	0,11	39,00	2,43	0,61	0,11	0,55	0,13	5,42	99,68
128	216	35,64	1,12	1,74	5,04	5,14	0,16	40,57	1,12	0,66	0,21	0,42	0,33	7,22	99,38

Примечание. Хим. анализы, публикуемые впервые. Рисунки шлифов: 1, 2, 3, 4, 6а, 6б, 7, 9, 10, 11 — И. Ю. Лоскутова, химлаборатория ИГиГ СО АН СССР; 13, 16, 22, 29 — М. П. Гора, 14, 15, 38а, 41, 43 — Б. Н. Лапина, 20, 62а, 191 — О. Л. Банникова, 24а, 24б — С. В. Ковязина, 34, 85, 86б, 87, 88, 89, 90, 91 — Е. А. Подцибастенковой, химлаборатория ИГиГ СО АН СССР; 36 — Н. И. Гусева, химлаборатория ПГО „Запсибгеология“; 45 — А. А. Анцырева, химлаборатория Березовской экспедиции; 49, 50, 65, 66, 67 — К. С. Кожугета, 51, 52 — Ч. К. Ойдуп, химлаборатория Тувинского отдела СО АН СССР; 53 — Н. С. Вартановой, 57, 60 — С. И. Ступакова, химлаборатория ИГиГ СО АН СССР; 69, 72, 132 — А. А. Меляховецкого, химлаборатория Тувинской комплексной экспедиции Красноярского управления; 73, 75 — М. И. Семенова, Г. Г. Семенова, химлаборатория ПГО „Красноярскгеология“; 78, 81, 82, 83, 84, 182 — В. В. Велинского, 95, 96 — П. П. Кузнецова, 99, 101, 107, 128 — Г. В. Пинуса, 104, 105, 106а, 111 — В. М. Даченко, 109, 110а, 110б — А. С. Гибшера, 113 — А. Н. Сутурина, химлаборатория ИГиГ СО АН СССР; 115, 116 — О. М. Глазунова, химлаборатория ИЗК СО АН СССР; 117, 119, 123 — А. И. Гончаренко, химлаборатория Томского университета; 120, 126, 127 — Ю. Н. Колесника, химлаборатория ИГиГ СО АН СССР; 129, 130, 131, 133 — А. А. Цыганкова, 134 — А. Н. Постникова, химлаборатория БГИ СО АН СССР; г. Улан-Удэ; 137, 138, 139, 140а, 140б — Е. Е. Пугачевой, химлаборатория Томского университета; 141, 142 — М. И. Грудинина, 143 — Н. В. Луцкиной, химлаборатория ИГиГ СО АН СССР; 149, 150, 152 — С. С. Зимина, химлаборатория ИГ ДВНЦ АН СССР; 157, 193, 194 — М. И. Стрельцова, 158 — Т. М. Стрельцова, химлаборатория СВКНИИ; 195, 196 — А. П. Кривенко, 200б, 203, 209, 211а, 211б, 213, 216 — Ю. Р. Васильева, 206 — В. П. Пругова, 207 — О. Н. Лагута, химлаборатория ИГиГ СО АН СССР.

Хим. анализы заимствованы из работ для следующих рисунков шлифов: 28 — Г. М. Фремд. Петрохимические особенности некоторых ультраосновных и основных пород Кузнецкого Алатау // Тр. Томск. ун-та, 1953. Т. 124. С. 245—252; 42а, 42б — В. А. Кузнецов, Г. В. Пинус и др. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 295 с. 48б — В. М. Иванов, Г. В. Пинус и др. Гипербазиты Тувы. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 134 с.; 93, 94 — В. П. Еремеев, А. К. Сибилев. Серпентинизация в Иджимском гипербазитовом плутоне и место самородного железа, орегонита и маухерита в этом процессе // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 6.

С. 91—100; 114 — А. Н. Сутурин. Геохимия гипербазитов Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1978. 140 с.; 135, 136 — С. А. Гурулев, К. Ш. Шагжиев. Геология и условия образования Парамского месторождения нефрита в Восточной Сибири // Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов. М.: Наука, 1973. С. 234—244; 147, 156 — С. С. Зимин. Гипербазиты и зональность верхней мантии (на примере Сихотэ-Алиня) // Проблемы петрологии и генетической минералогии. М.: Наука, 1968. С. 183—199; 162а, 164б, 165, 168, 171, 173, 175, 184б — В. В. Велинский. Альпинотипные гипербазиты переходных зон океан—континент. Новосибирск: Наука, 1979. 264 с.; 190 — В. Г. Батанова и др. Дуниты Гальмознанского гипербазитового массива. Корякское нагорье // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 1. С. 24—35.

## ЛИТЕРАТУРА

- Авдонцев С. Н., Малич К. Н.* Геодинамическая модель образования Кондерского массива // Сов. геология. 1989. № 8. С. 73—77.
- Агафонов Л. В., Кужугет К. С.* Брусит в серпентинитах Ак-Довуракского массива // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып. 3. Петрография, петрохимия, минералогия. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1986. С. 107—117.
- Агафонов Л. В., Чепуров А. И., Лаврентьев Ю. Г., Покачлова О. С.* Закономерно ориентированные включения в оливинах гипербазитов Корякии // Геология и геофизика. 1974. № 6. С. 40—49.
- Агеенко Н. Ф.* Белинское месторождение силикатных и окисленных руд никеля на Юго-Западном Салаире // Проблемы геологии и полезных ископаемых Кузбасса и Алтая. Новосибирск, 1970. С. 138—153.
- Александров А. А.* Серпентинитовый меланж верхнего течения р. Чирынай (Корякское нагорье) // Геотектоника. 1973. № 4. С. 84—93.
- Андреев Г. В.* Кондерский массив ультраосновных и щелочных пород. Новосибирск: Наука, 1987. 75 с.
- Аникеева Л. И.* Базит-гипербазитовый интрузивный комплекс южной части Корякского нагорья: Автореф. дис... канд. геол.-мин. наук. Л.: ВСЕГЕИ, 1968. 24 с.
- Артемов В. Р.* Еще о лизардите в дунитах, перидотитах и серпентинитах // Зап. ВМО. 1973. Ч. 102, вып. 1. С. 115—121.
- Банников О. Л.* Серпентиниты из гипербазитов Анадырско-Корякской складчатой системы // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. 8. Новосибирск: Наука, 1975. С. 74—88.
- Банников О. Л., Гора М. П., Лоскутов И. Ю.* Минералого-петрографические особенности горы Бархатной (Кузнецкий Алатау) // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып. 5. Петрохимия, минералогия, геохимия. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1989. С. 23—40.
- Балыкин П. А., Поляков Г. В., Богнибов В. И., Петрова Т. Е.* Протерозойские ультрабазит-базитовые формации Байкало-Становой области. Новосибирск: Наука, 1986. 206 с.

- Батанова В. Г., Астраханцев О. В., Сидоров Е. Г.* Дуниты Гальмознанского гипербазитового массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 1. С. 24-35.
- Башта К. Г.* Геология и асбестоносность альпинотипных гипербазитов в районе Молодежного месторождения хризотил-асбеста // Асбесты СССР. Вып. 1. М., 1974. С. 122—134.
- Бейли Б.* Введение в петрологию. М.: Мир, 1972. 280 с.
- Белов В. П.* Ультраосновные и основные породы северо-западной части Енисейского кряжа // Вестн. МГУ. Геол. 1964. № 1. С. 24—32.
- Белов И. В., Богидаева М. В.* Формация ультраосновных пород восточной части Восточного Саяна и Прибайкалья // Петрография Восточной Сибири. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 103—156.
- Белый В. Ф.* Гипербазитовый комплекс горы Длинной как вулканоструктура (Северо-Западная Камчатка) // Вулканические структуры и механизм их образования. Глобальные палеовулканологические реконструкции и тектоника. Хабаровск, 1979. С. 40—41.
- Белый В. Ф., Гельман М. Л.* Ультраосновные изверженные породы в юго-западной части Корякского нагорья // Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. Новосибирск: Наука, 1983. С. 138—150.
- Богидаева М. В.* Оспинско-Китойский массив гипербазитов // Тр. Вост.-Сиб. фил. АН СССР. Сер. геол. 1961. Вып. 16. С. 28—36.
- Богидаева М. В.* Гипербазиты Дархинтуйского массива // Зап. ВМО. 1962. Вып. 3. С. 17—25.
- Богидаева М. В., Матвеевко Т. В.* Основные и ультраосновные интрузии Корякско-Анадырского района (Северо-Восток СССР) // Тр. ВНИИ-1. Магадан, 1960. Т. XVII, вып. 59. С. 101—172.
- Боголепов В. Г.* К проблеме серпентинизации ультраосновных пород // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 4. С. 35—50.
- Боголепов К. В., Яншин А. Л.* О современных гипотезах образования гипербазитов в структуре Чаган-Узунского массива в Горном Алтае // Геология и геофизика. 1973. № 8. С. 12—24.
- Богомолов М. А.* Чадский массив — новый ультраосновной щелочной интрузив на Алданском щите // Докл. АН СССР. 1963. Т. 149, № 5. С. 1150—1153.
- Богомолов М. А.* Некоторые особенности петрологии массивов центрального типа на Алданском щите // Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М.: Наука, 1968. С. 312-364.
- Богомолов М. А., Кишул В. И.* Чадский ультраосновной щелочной массив на восточной окраине Алданского щита // Петрография метаморфических и изверженных пород Алданского щита. М.: Наука, 1964. С. 156—165.
- Бродская Р. Л., Шнай Г. К.* Реконструкция природы оливинитов в ультраосновных-щелочных массивах // Петрология литосферы и рудоносность. Л.: Изд-во АН СССР, 1981. С. 179—180.

- Бутакова Е. Л., Егоров Л. С. Маймеча-Котуйский комплекс щелочных и ультраосновных пород // Петрография Восточной Сибири. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 417—590.
- Быков А. С. Комсомольское месторождение хризотил-асбеста в Юго-Западном Салаире // Проблемы геологии и полезных ископаемых Кузбасса и Алтая. Новокузнецк, 1970. С. 153—166.
- Варлаков А. С. Роль оливинизации в формировании дунитов Урала // Материалы 2-й конференции по околорудному метасоматизму. Л.: Наука, 1966. С. 24—26.
- Васильев Ю. Р. Петрология ультрабазитов Гулинского плутона // Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М.: Наука, 1972. С. 7—25.
- Васильев Ю. Р., Золотухин В. В. Петрология ультрабазитов севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса. Новосибирск: Наука, 1975. 271 с.
- Велинский В. В. Серпентинизация гипербазитов // Геология и геофизика. 1978. № 3. С. 52—56.
- Велинский В. В. Альпинотипные гипербазиты переходных зон океан-континент. Новосибирск: Наука, 1979. 264 с.
- Велинский В. В. О возможной природе альпинотипных гипербазитов литосферы // Геология и геофизика. 1987. № 12. С. 3—13.
- Велинский В. В. Вулканизм и альпинотипные гипербазиты // Палеовулканизм Алтае-Саянской складчатой области и Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1991. С. 53—57.
- Велинский В. В. Концепция гидротермально-метасоматического происхождения альпинотипных гипербазитов. Новосибирск: Наука, 1992. 68 с.
- Велинский В. В., Банников О. Л. О гетерогенной природе пород альпинотипных гипербазитов // Вопросы генетической петрологии. Новосибирск: Наука, 1981. С. 40—61.
- Велинский В. В., Банников О. Л. О специфическом составе пород Чаган-Узунского гипербазитового массива (Горный Алтай) // Минералогия и петрохимия интрузивных комплексов Сибири. Новосибирск: Наука, 1982. С. 40—55.
- Велинский В. В., Банников О. Л., Гора М. П. Особенности состава оливинов из гипербазитов горы Зеленой // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып. 2. Минералогия, метаморфизм. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1983. С. 19—31.
- Велинский В. В., Гора М. П. Основные черты состава пород Среднетерсинского гипербазитового массива (Кузнецкий Алатау) в связи с его асбестоносностью // Там же. С. 49—66.
- Велинский В. В., Гора М. П. Основные черты химизма альпинотипных гипербазитов Алтае-Саянской складчатой области // Петрохимия, генезис и рудоносность магматических формаций Сибири. Новосибирск: Наука, 1985. С. 13—21.
- Велинский В. В., Пинус Г. В. Оливины с совершенной спайностью в гипербазитах Чукотки // Геология и геофизика. 1969. № 5. С. 73—82.

- Вергунов Г. П.* Новые данные об ультраосновных породах Сахалина и Курильских островов // Докл. АН СССР. 1964. Т. 158, № 3. С. 629—632.
- Вильямс Х., Тернер Ф., Гильберт Ч.* Петрография. Т. 1. Введение в изучение горных пород в шлифах. М.: Мир, 1985. 300 с.
- Винкман М. К., Гинцингер А. Б.* К вопросу о возрасте гипербазитов Алтая // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1954. № 2. С. 144—146.
- Виноградская Г. М.* О генезисе некоторых оливиновых пород // Докл. АН СССР. 1952. Т. 87, № 5. С. 841—843.
- Волохов И. М.* Гипербазитовые брекчии Центральной Тувы // Тр. Горно-геол. ин-та ЗСФАН СССР. Вып. 17. Новосибирск, 1956. С. 99—116.
- Волохов И. М.* Опыт количественно-минералогической классификации базитов известково-щелочных габброидных ассоциаций // Докл. АН СССР. 1969. Т. 184, № 3. С. 688—689.
- Глаголев А. А., Корчагин А. М., Харченко А. Г.* Щелочно-ультраосновные массивы Арбарастах и Инагли. М.: Наука, 1974. 175 с.
- Глазунов О. М.* Геохимия и рудоносность габброидов и гипербазитов. Новосибирск: Наука, 1981. 192 с.
- Глазунов О. М., Горнова М. А.* Типизация гипербазитов // Магматические и метаморфические формации в истории Земли. Новосибирск: Наука, 1986. С. 184—187.
- Глазунова А. Д.* Химический состав оливинов Оспинского массива // Материалы геологической конференции, посвященной 50-летию Советского государства и 10-летию БГУ. Улан-Удэ, 1967. С. 314—315.
- Гончаренко А. И.* Гипербазиты Бархатного массива. Кузнецкий Ала-тау // Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири и Красноярского края. Томск: Изд-во ТГУ, 1967. С. 92—102.
- Гончаренко А. И., Баранов М. А., Сибилев А. К.* Пластические деформации и петроструктура офиолитов Иджимского массива. Западный Саян // Геология, петрология и полезные ископаемые Сибири. Томск: Изд-во ТГУ, 1979. С. 184—208.
- Гончаренко А. И., Чернышов А. И.* Деформационная структура и петрология нефритоносных гипербазитов. Томск: Изд-во ТГУ, 1990. 200 с.
- Гоньшакова В. И., Егоров Л. С.* Петрохимические особенности ультраосновных пород Маймеча-Котуйской провинции. М.: Наука, 1968. 99 с.
- Грановский А. Г., Гуляева Т. Я.* Хромшпинелиды Ветвейской группы гипербазитовых массивов. Корякское нагорье // Геология и геофизика. 1981. № 6. С. 56—67.
- Гринев О. М., Гончаров М. М., Лопатин Г. Г.* К вопросу о коренных особенностях формирования и методике поисков благородных россыпей Гулинского вулканоплутона // Проблемы геологии Сибири. Томск: Изд-во ТГУ, 1994. Т. 2. С. 18—19.

- Грудинин М. И.* Базит-гипербазитовый магматизм Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, 1979. 156 с.
- Грудинин М. И., Меньшагин Ю. В.* Ультрабазит-базитовые ассоциации раннего докембрия. Новосибирск: Наука, 1987. 156 с.
- Грудинин М. И., Прудовский Э. Л., Елизарьева Т. И.* Формации основных и ультраосновных пород Байкальской горной области // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 10. С. 40—48.
- Гурулев С. А., Шагжиев К. Ш.* Геология и условия образования Парамского месторождения нефрита в Восточной Сибири // Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов. М.: Наука, 1973. С. 234.
- Гурьянова В. Н.* Некоторые особенности строения и состава ультраосновных массивов Кузнецкого Алатау и Горной Шории // Информ. сб. ВСЕГЕИ. Л., 1959. № 8. С. 39—45.
- Добрецов Н. Л.* К проблеме генезиса гипербазитов // Геология и геофизика. 1964а. № 3. С. 3—20.
- Добрецов Н. Л.* Минералогия, петрография и генезис гипербазитов, жадеитов и альбитов хр. Борус // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. 1. Новосибирск: Наука, 1964б. С. 242—316.
- Долматов Б. К., Мельникова С. А., Стефанов Ю. М.* Мезозой острова Карагинского. Восточная Камчатка // Докл. АН СССР. 1969. Т. 187, № 5. С. 1117—1119.
- Егоров А. Е.* Гипербазитовые комплексы Сахалина // Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов. Владивосток, 1968. С. 22—23.
- Егоров Л. С.* Глубинные разломы и закономерности размещения интрузивных тел в Маймеча-Котуйской провинции щелочных ультраосновных пород // Глубинные разломы. М.: Недра, 1964. С. 166—178.
- Егоров Л. С., Гольдбурт Т. Л., Шихорина К. М.* Геология и петрография магматических пород Гулинской интрузии // Тр. Ин-та геол. Арктики. Л., 1961. Т. 122. С. 48—56.
- Егоян В. Л., Хаин В. Е.* Роль и место ультраосновных интрузий в развитии Земной коры // Докл. АН СССР. 1953. Т. 91, № 4. С. 918—922.
- Ельянов А. А., Моралев В. М.* Новые данные о возрасте ультраосновных и щелочных пород Алданского щита // Докл. АН СССР. 1962. Т. 120, № 3. С. 687—689.
- Емельяненко П. Ф., Яковлева Е. Б.* Петрография магматических и метаморфических пород. М.: Изд-во МГУ, 1985. 248 с.
- Еремеев В. П.* Петрография и генезис Актотракского месторождения хризотил-асбеста // Тр. ИГЕМ АН СССР. М., 1959. Вып. 31. С. 68—111.
- Еремеев В. П., Сибилев А. К.* Иджимский гипербазитовый плутон (Западный Саян) в связи с его асбестоносностью // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 8. С. 14—24.
- Еремеев В. П., Сибилев А. К.* Серпентинизация в Иджимском гипербазитовом плутоне и место самородного железа, орегонита и мау-

- хорита в этом процессе // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 6. С. 91—100.
- Ескин А. С.* Геологическое строение Приольхонья // Геология гранулитов. Иркутск, 1981. С. 60—69.
- Ефимов А. А.* Проблема мирового дунита // Кора и верхняя мантия. М.: Наука, 1968. С. 169—178.
- Ефимов А. А.* О роли метасоматоза в формировании дунит-пироксенит-габбровой ассоциации // Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1973. С. 14—30.
- Ефремов Н. Е.* О материнской магне серпентинитов горы Тхач на Северном Кавказе // Тр. Петрогр. ин-та АН СССР. М., 1936. Вып. 7—8. С. 129—134.
- Жабин А. Г.* О строении и последовательности формирования Гулинского комплекса дунитов, ультраосновных и ультраосновных—щелочных лав, щелочных пород и карбонатитов // Петрология и геохимические особенности комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. М.: Наука, 1965. С. 15—23.
- Жданов В. В.* Некоторые вопросы формирования гипербазитовых поясов // Сов. геология. 1963. № 8. С. 15—23.
- Заварицкий А. Н.* Изверженные горные породы. М.: Изд. АН СССР, 1955. 479 с.
- Заварицкий А. Н., Васнецова О. П.* О рисовании шлифов горных пород // Зап. Ленингр. горн. ин-та. 1939. Вып. 2(12). С. 23—31.
- Загружина И. А.* О возрасте Тамватнейского и Малонаучирынайского массивов // Колыма. 1971. № 10. С. 41—42.
- Закржевский Г. А.* Тамватнейский гипербазитовый массив // Геология Корякского нагорья. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 180—199.
- Зимин С. С.* Дунит-верлитовая формация Тихоокеанского складчатого пояса и вопросы генезиса гипербазитов. Сихотэ-Алинь // Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1965. С. 232—246.
- Зимин С. С.* Гипербазиты и зональность верхней мантии на примере Сихотэ-Алиня // Проблемы петрологии и генетической минералогии. М.: Наука, 1969. С. 183—199.
- Зимин С. С.* Парагенезисы офиолитов и верхняя мантия. М.: Наука, 1973. 251 с.
- Золотарев Б. П.* Акцессорные минералы комплексных массивов ультраосновных и щелочных пород. М.: Наука, 1971. 167 с.
- Иванов В. М., Волохов И. М.* Шаманский габбро-пироксенит-дунитовый массив лысогорского комплекса Западного Саяна // Рудные формации и генезис эндогенных месторождений Алтае-Саянской области. М.: Наука, 1968. С. 259—280.
- Иванов В. М., Волохов И. М., Полякова З. Г., Оболенская Р. В.* Основные черты химизма пород габбро-пироксенит-дунитовой формации Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1972. 80 с.

- Иванов О. Н., Боратов М. Х. Серпентиновой меланж бассейна р. Хатырки. Корякское нагорье // Докл. АН СССР. 1974. Т. 214, № 2. С. 404—409.
- Изох А. Э., Владимиров А. Г., Ступаков С. И. Магматизм Агардагской шовной зоны (Юго-Восточная Тува) // Геолого-петрологические исследования Юго-Восточной Тувы. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1988. С. 19—75.
- Изох Э. П. Гипербазит-габбро-гранитные прерывистые серии интрузий и их значение для теории петрогенезиса // Магматические формации. М.: Наука, 1964. С. 57—74.
- Ильин А. В., Кудрявцев Г. А. Возраст, характер размещения и вероятная тектоническая интерпретация гипербазитов юга Сибири и севера Монголии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1973. Т. 48(5). С. 83—96.
- Казаков П. Е. Петрографические особенности пород и руд Северо-Алтайско-Салаирского гипербазитового пояса // Изв. Алтайского отд. геогр. о-ва СССР. 1970. Вып. 14, ч. 2. С. 28—30.
- Казаков П. Е. Ультраосновные и основные формации Салаира и северной части Горного Алтая // Магматизм и металлогения Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1971. С. 33—36.
- Кайгородцев Г. Г. О взаимоотношении габбро с гипербазитами в Усть-Бельском массиве // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 13. Магадан, 1958. С. 67—71.
- Кайгородцев Г. Г. Офиолитовые формации хребта Пекульней // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 15. Магадан, 1961. С. 93—104.
- Кен А. Н. Гипербазитовые пояса Тувы // Информ. сб. ВСЕГЕИ. Л., 1960. № 28. С. 37—53.
- Кен А. Н., Шапошников Г. Н. О послесилурийских ультраосновных интрузиях Тувы // Информ. сб. ВСЕГЕИ. Л., 1959. № 8. С. 29—38.
- Кеpezинская В. В., Добрецов Н. Л. Три типа ультраосновных магм, как источник информации о составе древней мантии Земли // Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. Новосибирск: Наука, 1983. С. 107—113.
- Классификация и номенклатура магматических горных пород / Отв. ред. Богатилов и др. М.: Недра, 1981. 159 с.
- Колбанцев Р. В. Лизардит в ультраосновных породах Алтае-Саянской складчатой области // Докл. АН СССР. 1971. Т. 200, № 5. С. 1188—1191.
- Колбанцев Р. В. Внутренняя структура Иджимского массива ультраосновных пород // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 6. С. 48—59.
- Колесник Ю. Н. Метасоматическая зональность в одном из нефритовых месторождений Восточного Саяна // Докл. АН СССР. 1962. Т. 147, № 5. С. 1175—1178.
- Колесник Ю. Н. Некоторые вопросы петрологии ультраосновных массивов по р. Сутам. Южный Алдан // Материалы по генетической и

- экспериментальной минералогии. Т. 8. Новосибирск: Наука, 1975. С. 280—286.
- Конников Э. Г.* Формация докембрийских гипербазит-базитовых интрузий Северо-Байкальского пояса // Геология и геофизика. 1976. № 2. С. 23—31.
- Коновалова О. Г.* Особенности формирования и метасоматического преобразования гипербазитов и хромитов Кузнецкого Алатау // Проблемы метасоматизма. М.: Недра, 1970. С. 305—309.
- Коновалова О. Г., Прусевич Н. А.* Дунит-гарцбургитовые массивы Кузнецкого Алатау и Салаира. Новосибирск: Наука, 1977. 166 с.
- Коржинский Д. С.* Проблемы формирования и оруденения гипербазитовых массивов // Геология рудн. месторождений. 1966. № 2. С. 5—12.
- Корнаков Ю. Н., Глазунов О. М., Фролова Л. П.* Основные черты геохимии ультрабазитов Идарского комплекса. Восточный Саян // Геохимия редких элементов в ультраосновных и основных комплексах Восточной Сибири. М.: Наука, 1973. С. 33—35.
- Корнев Т. Я.* Магматические формации южной части Енисейского кряжа // Докл. АН СССР. 1962. Т. 144, № 1. С. 204—206.
- Корнев Т. Я.* О геолого-структурном положении габбро-пироксенит-дунитовой и гипербазитовой формаций Енисейского кряжа и их рудоносности // Магматизм и металлогения Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Изд. СНИИГГиМСа, 1971. С. 85—87.
- Корчагин А. М.* Вермикулит-флогопитовое месторождение Инагли // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1966. № 8. С. 86—97.
- Корчагин А. М., Андреева Е. М., Константинова Л. Н. и др.* Верхнепротерозойские терригенные отложения Инаглинского массива ультраосновных и щелочных пород на Алданском щите // Докл. АН СССР. 1967. Т. 174, № 2. С. 425—428.
- Круцко Н. С.* Ильчирское месторождение // Месторождения хризотил-асбеста СССР. М.: Недра, 1967. С. 21—32.
- Круцко Н. С., Замашников М. Е., Башта К. Г.* Молодежное месторождение // Там же. С. 247—263.
- Кужугет К. С.* Тарынский гипербазитовый массив в Юго-Восточной Туве // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып. 3. Петрография, петрохимия, минералогия. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1986. С. 117—131.
- Кузнецов В. А.* Гипербазитовые пояса Алтае-Саянской горной системы // Докл. АН СССР. 1948. Т. 260, № 2. С. 269—271.
- Кузнецов В. А.* Стратиграфическое положение гипербазитов Тувы и Западного Саяна // Изв. Томского политехн. ин-та. 1953. Т. 74, вып. 1. С. 17—23.
- Кузнецов В. А.* О возрасте гипербазитовых интрузий Горного Алтая // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1958. № 4. С. 76—87.
- Кузнецов П. П.* Структурные особенности гипербазитовых поясов Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1980. 96 с.

- Кузнецов П. П., Симонов В. А. Историко-геологический очерк развития Агардагской зоны // Структурно-вещественные комплексы Юго-Восточной Тувы. Новосибирск: Изд. СО АН СССР, 1989. С. 130—147.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 387 с.
- Кузнецов Ю. А. Петрология докембрия Южно-Енисейского края. Новосибирск: Наука, 1988. 220 с.
- Курганьков В. П. К вопросу никеленосности расслоенных интрузий основного-ультраосновного состава в Восточном Саяне // Магматизм и металлогения Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Изд. СНИИГГиМСа, 1971. С. 172—174.
- Кутюлин В. А., Волохов И. М., Каратаева Г. Н. К оценке возможности определения формационной принадлежности гипербазитов по петрохимическим данным // Геология и геофизика. 1966. № 5. С. 87—93.
- Лаврова Л. Д. Минералогические критерии условий образования альпипино-типных гипербазитов Майницкой тектонической зоны Корякского нагорья // Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. Новосибирск: Наука, 1983. С. 176—180.
- Лазыко Е. Е. Петрология, формационная принадлежность и критерии рудоносности ультрамафитов офиолитов // Роль магматизма в эволюции литосферы. М.: Наука, 1984. С. 3—80.
- Ланда Э. А. О генезисе ультрабазитов в интрузивных щелочно-ультраосновных массивах Маймеча-Котуйской провинции // Зап. ВМО. 1967. Ч. 96, № 4. С. 377—388.
- Лапин А. В. Нефелинизация пироксенитов и жильные ийолиты в Ковдорском массиве ультраосновных щелочных пород // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1963. № 5. С. 9—23.
- Лапин Б. Н. Атлас структур девонских вулканогенных пород Горного Алтая. М.: Наука, 1965. 125 с.
- Лапин Б. Н. Атлас структур кембрийских вулканогенных пород Тувы. Новосибирск: Наука, 1972. 137 с.
- Лапин Б. Н. Особенности петрохимического состава и характер дифференциации венд-кембрийских базальтоидов Алтае-Саянской области // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып. 4. Минералогия, геохимия. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1987. С. 29—47.
- Лапин Б. Н. Атлас структур кембрийских вулканогенных пород Салаира. Новосибирск: Наука, 1988. 153 с.
- Лапин Б. Н., Фролова Т. И. Атлас структур базальтов Мирового океана. Новосибирск: Наука, 1992. 240 с.
- Лебедев А. П. Глубинные источники Земли и проблемы петрографии базитов и ультрабазитов // Геохимия. 1965. № 8. С. 936—943.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Что такое дунит? // Докл. АН СССР. 1928. Т. 62, № 20—21. С. 403—406.

- Леснов Ф. П.* К петрографии и минералогии регенерированных оливинных пород // Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М.: Наука, 1971. С. 173—187.
- Леснов Ф. П.* Геология и петрология Чайского габбро-пироксенит-дунитового никеленосного плутона. Северное Прибайкалье. Новосибирск: Наука, 1972. 228 с.
- Леснов Ф. П., Пинус Г. В., Велинский В. В.* Взаимоотношение ультраосновных пород и ассоциирующих с ними габброидов в складчатых областях // Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1973. С. 44—56.
- Лодочников В. Н.* Серпентины и серпентиниты и связанные с ними петрологические вопросы // Проблемы сов. геол. 1933. № 5. С. 119—144.
- Лодочников В. Н.* Серпентины и серпентиниты Ильчерские и другие, и петрологические вопросы с ними связанные. М.; Л., 1936. 818 с.
- Лодочников В. Н.* Главнейшие пороодообразующие минералы. М.; Л.: Госгеолтехиздат, 1947. 244 с.
- Лоскутов И. Ю.* Особенности состава хромитов Тогул-Сунгайского гипербазитового массива. Салаир // Минералогические аспекты петро- и рудогенеза. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1990. С. 51—57.
- Луцкина Н. В.* Гипербазиты Восточной Камчатки и связанные с ними полезные ископаемые: Автореф. дис... канд. геол.-мин. наук. Л.: ВСЕГЕИ, 1968. 20 с.
- Луцкина Н. В., Кушнырь Г. И.* О выделении позднеархейских гипербазитов Становой складчатой области в самостоятельный комплекс // Магматогенные и метаморфогенные комплексы Восточной Сибири. Иркутск, 1974. С. 52—53.
- Луцкина Н. В., Кушнырь Г. И.* Асбестоносность гипербазитов Востока СССР // Минерогения гипербазитов дунит-гарцбургитовой формации. Л.: Изд-во АН СССР, 1976. С. 15—29.
- Луцицкий В. И.* Петрография. М.: Госгеоллиздат, 1947—1949. Т. 1. 332 с.; Т. 2. 438 с.
- Ляхович В. В.* Ультраосновные породы Средне-Витимской горной страны // Петрографические исследования в Средней Азии, Сибири и на Урале. М.: Изд. АН СССР, 1955. С. 51—68.
- Магматические горные породы. Ультраосновные породы.* Т. 5 / Под ред. Е. Е. Лазько. М.: Наука, 1988. 508 с.
- Малахов И. А.* О критериях серпентинизации ультраосновных пород // Геохимия. 1965. № 7. С. 880—887.
- Малышев А. А.* О минералогических и петрографических особенностях гипербазитов различных формационных типов Средне-Витимской горной страны и юга Витимского плоскогорья // Материалы по минералогии, геохимии и петрографии Забайкалья. Улан-Удэ: Бурятское кн. изд-во, 1971. С. 121—125.
- Манаева А. В.* Петрохимическая характеристика гипербазитов Белинского массива и особенности связанных с ними никеленосных кор

- выветривания // Новые данные по геологии и географии Кузбасса и Алтая. Новокузнецк, 1969. С. 182—184.
- Маракушев А. А. Серпентинизация гарцбургитов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 7. С. 5—20.
- Маренина Т. Ю., Долматов Б. К. Интрузивные породы Восточной Камчатки // Геология СССР. Т. 31, ч. 1. М.: Недра, 1964. С. 235—247.
- Маркина М. Г. О типах основных и ультраосновных интрузий Горной Шории // Тр. ВИМС. М.: Госгеолтехиздат, 1949. Вып. 2. С. 50—60.
- Марковский Б. А., Ланда Э. А. Ультраосновной вулканизм и некоторые проблемы генезиса гипербазитов // Сов. геология. 1976. № 1. С. 103—114.
- Меляховецкий А. А. Метаморфизм гипербазитов Тувы. Новосибирск: Наука, 1982. 134 с.
- Меляховецкий А. А., Леснов Ф. П. О гипербазитах Шишхидгольского массива // Геология и геофизика. 1976. № 11. С. 144—149.
- Меньшагин Ю. В., Секерин А. П. Гипербазиты дунит-гарцбургитовой формации зоны Главного Саянского разлома // Проблемы геологии Сибири. Томск: Изд-во ТГУ, 1994. Т. 2. С. 16—17.
- Меренков Б. Я. Реликтовые структуры ультраосновных пород и продуктов их изменения // Тр. ИГЕМ АН СССР. М., 1957. Вып. 17. С. 31—39.
- Михайлов А. Ф. Ультраосновные породы восточного побережья Пенжинской губы и связь с тектоническими структурами // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 9. Магадан, 1955. С. 28—40.
- Михайлов А. Ф. Геолого-петрографическая характеристика гипербазитов и гипербазитовых брекчий юго-западной части Пенжинского кряжа // Информ. сб. ВСЕГЕИ. Л., 1962. Т. 73, № 4. С. 111—132.
- Моралев В. М. Типы ультраосновных интрузий Восточной Тувы // Тр. ВАГТ. М., 1956. Вып. 2. С. 82—87.
- Москалева С. В. Роль метасоматоза в формировании гипербазитов складчатых областей // Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1973. С. 57—75.
- Москалева С. В. Гипербазиты и их рудоносность. М.: Недра, 1974. 279 с.
- Мошкин Н. В., Рассказов Ю. П. Становой комплекс // Геология СССР. Т. 19, ч. 2. М.: Недра, 1966. С. 58—63.
- Назимова Ю. В. Геохимия гидротермальной медно-никелевой минерализации в альпинотипных гипербазитах о-ва Карагинского. Восточная Камчатка // Геохимия рудных элементов в базитах и гипербазитах. Критерии прогноза. Иркутск: Кн. изд-во, 1990. С. 140—143.
- Налетов П. И. Ультраосновные породы Юго-Западного Забайкалья // Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Вып. 6. Улан-Удэ, 1961. С. 3—12.
- Немцович В. М. Условия формирования гипербазитовых интрузий юга Алтае-Саянской области в связи с проблемой серпентинизации //

- Магматизм и металлогения Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Изд. СНИИГГиМС, 1971. С. 124—126.
- Никитчин П. А.* Новые данные по геологии Ак-Довурацкого месторождения хризотил-асбеста // Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып. 1. Кызыл: Тувинское кн. изд-во, 1969. С. 81—83.
- Никитчин П. А., Рогов Н. В.* К вопросу о „разновозрастности” гипербазитовых интрузий Тувы // Проблемы петрологии основных и ультраосновных пород. М.: Наука, 1972. С. 80—84.
- Ойдуп Ч. К., Кужугет К. С.* О генезисе родингитов Агардагского гипербазитового массива в Туве // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып. 5. Петрохимия, минералогия, геохимия. Новосибирск. Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1989. С. 100—111.
- Октябрьский Р. А., Ленников А. М., Сапин В. И.* Геохимические аспекты генезиса Кондерского массива ультраосновных щелочных пород // Геохимия рудных элементов в базитах и гипербазитах. Критерии прогноза. Иркутск: Кн. изд-во, 1990. С. 75—79.
- Павленко Э. Ф.* Особенности структурного положения гипербазитов Приольхонья. Западное Забайкалье // Геология и геофизика. 1983. № 5. С. 8—14.
- Петрография.* Т. 1—2 / Под ред. А. А. Маракушева. М.: Изд-во МГУ, 1976. Т. 1. 238 с.; 1981, Т. 2. 328 с.
- Петрология гипербазитов и базитов Сибири, Дальнего Востока и Монголии /* Под ред. Г. В. Пинуса. Новосибирск: Наука, 1980. 192 с.
- Пинус Г. В.* Об особенностях состава ультраосновных пород, слагающих гипербазитовые пояса складчатых областей // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1957. № 3. С. 27—35.
- Пинус Г. В.* Кембрийская гипербазитовая формация юга Сибири // Магматические формации. М.: Наука, 1964. С. 125—133.
- Пинус Г. В.* О возрасте гипербазитов Восточного Саяна и некоторых вопросах с ними связанных // Геология и геофизика. 1965. № 4. С. 58—65.
- Пинус Г. В., Велинский В. В., Леснов Ф. П. и др.* Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы. Новосибирск: Наука, 1973. 320 с.
- Пинус Г. В., Колесник Ю. Н.* Джидинский гипербазитовый пояс // Магматические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1963. С. 44—62.
- Пинус Г. В., Колесник Ю. Н.* Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. М.: Наука, 1966. 21 с.
- Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М.* Гипербазиты Тувы. М.: Изд. АН СССР, 1955. 134 с.
- Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М.* Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М.: Изд. АН СССР, 1958. 294 с.
- Писаренко В. М., Афонин А. И., Харин Г. С.* Магнезит-брейнериты Айского месторождения // Новые данные по геологии и географии Кузбасса и Алтая. Новосибирск, 1969. С. 190—192.

- Подцибаستنкова Е. А.* Структурно-вещественный комплекс Алаш-Хемчикского междуречья. Западная Тува // Геология и геофизика. 1961. № 3. С. 129—135.
- Половинкина Ю.* Ир. и др. Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород. М.: Недра, 1966. Ч. 1. 240 с.; Ч. 2, т. 1. 424 с.; Ч. 2, т. 2. 272 с.
- Поляков Г. В., Кривенко А. П., Богнибов В. И., Балькин П. А.* Типы дифференцированных ультрабазит-базитовых массивов Саяно-Байкальской горной области // Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1983. С. 136—143.
- Приходько В. С., Степашко А. А., Землянухин В. Н.* Внутренняя структура ядра Кондерского массива, как основа локального прогноза коренной платины // Геология и генезис месторождений платиновых минералов. М.: Наука, 1992. С. 125—126.
- Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей /* Под ред. Г. В. Пинуса. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1973. 253 с.
- Протерозойские ультрабазит-базитовые формации Байкало-Становой области /* П. А. Балькин, Г. В. Поляков, В. И. Богнибов, Т. Е. Петрова. Новосибирск: Наука, 1986. 206 с.
- Прохор С. А.* Эволюция структуры и состава апосерпентинитовых нефритов на примере одного из объектов Оспинского месторождения. Восточный Саян // Геохимические типы и рудоносность базит-гипербазитов, гранулит-гнейсовых комплексов зеленокаменных поясов офитов. Иркутск: Кн. изд-во, 1990. С. 237—240.
- Прохорова С. М., Евзикова Н. З., Михайлова А. Ф.* Флогопитоносность Маймеча-Котуйской провинции ультраосновных и щелочных пород // Тр. НИИГА. Л.: Недра, 1966. Т. 140. С. 15—21.
- Пругов В. П.* Средне-Терсинский габбро-пироксенит-дунитовый плутон // Магматические формации Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1971. С. 44—60.
- Прудовский Э. Л., Грудинин М. И., Летягин В. С.* Метасоматиты массива альпинотипных гипербазитов Гольцы в Западном Забайкалье и их генезис // Изв. Забайкальского фил. Геогр. о-ва СССР. 1971. Т. 6, вып. 2. С. 19-28.
- Прусевич Н. А.* Ультраосновные брекчии в гипербазитовых массивах Кузнецкого Алатау // Исследования по геологии и геофизики Сибири. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1975. С. 69—72.
- Пугачева Е. Е.* Особенности химизма гипербазитов Шаманского массива // Рациональное использование природных ресурсов Сибири. Томск: Изд-во ТГУ, 1989. С. 98—99.
- Путеводитель экскурсии III Всесоюз. петрограф. совещ. /* Под ред. И. С. Рожкова. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1963. 31 с.
- Радугин К. В.* О гипербазитах Красноярского края // Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири и Красноярского края. Томск: Изд-во ТГУ, 1964. С. 191—209.

- Реввердатто В. В., Салько А. К.* О температуре магмы ультраосновного массива Бор-Урях // Геология и геофизика. 1966. № 12. С. 119—122.
- Резанов И. А.* Происхождение океанов. М.: Наука, 1979. 200 с.
- Розенбуш Г.* Описательная петрография. М.: ОНТИ, 1934. 702 с.
- Ротман В. К., Марковский Б. А., Хотина М. И.* Камчатская ультраосновная вулканическая провинция // Сов. геология. 1972. № 9. С. 36—48.
- Саранчина Г. М., Шинкарев Н. Ф.* Петрология магматических и метаморфических пород. Л.: Недра, 1973. 392 с.
- Святловский А. Е.* Очерк гипербазитов Камчатки и их положение в тектонических структурах полуострова // Сов. геология. 1960. № 3. С. 40—47.
- Сергеев В. П., Казаков П. Е., Пешков В. Г.* Гипербазиты Северо-Алтайско-Салаирского пояса и связь с ними магнезитов // Новые данные по геологии и географии Кузбасса и Алтая. Новокузнецк, 1969. С. 118—121.
- Сибилев А. К.* Химический состав серпентинитов, как и сточник информации при оценке их потенциальной хризотил-асбестонности. На примере гипербазитовых массивов Западного Саяна и Тувы // Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып. II. Кызыл, 1971. С. 155—161.
- Сибилев А. К., Еремеев В. П.* Саянское месторождение хризотил-асбеста // Геология руд. месторождений. 1968. № 3. С. 24—30.
- Симонов В. А., Куренков С. А., Перфильев А. С.* Офиолитовая ассоциация горы Кара-Шат. Южная Тува // Геолого-петрологические исследования Юго-Восточной Тувы. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1988. С. 90—96.
- Скляр И. Л.* Петрография и металлогения ультраосновных пород бассейна Анадырь. Л., 1935. С. 2—5.
- Смолин П. П.* Формационные типы гипербазитов и их минералогия // Докл. АН СССР. 1964. Т. 155, № 3. С. 586—588.
- Соболев В. С.* Генетическое значение понятия структуры и текстуры // Минералогический сб. Львовск. геол. о-ва. Львов, 1950. № 4. С. 291—293.
- Соболев Н. Д.* О серпентинизации // Вопросы минералогии, геохимии и петрографии. М.; Л.: Изд. АН СССР, 1946. С. 335—338.
- Соболев Н. Д.* О перекристаллизованных серпентинитах // Магнезиальные горные породы. М.: Госгеолтехиздат, 1951. С. 46—48.
- Соболев Н. Д.* Генетические типы ультраосновных интрузий и закономерности размещения на территории СССР связанных с ними полезных ископаемых // Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 6. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 32—47.
- Старицкий Ю. Г.* Определение понятий „структура” и „текстура” // Зап. ВМО. 1954. Ч. 83, вып. 3. С. 275—278.
- Ступаков С. И., Завьялова И. В.* О возрасте и условиях становления Агардагского гипербазитового массива. Юго-Западная Тува // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып. 3. Петро-

- графия, петрохимия, минералогия. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1986. С. 131—139.
- Сутурин А. Н.* Геохимия гипербазитов Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1978. 140 с.
- Сутурин А. Н., Глазунов О. М., Фролова Л. П.* Геохимия и история Улан-Сарьдагского дунитового массива // Геохимия редких элементов в ультраосновных и основных комплексах Восточной Сибири. М.: Наука, 1973. С. 7—32.
- Танатар И. И.* Генетическая классификация структур и текстур горных пород // Сов. геология. 1938. Т. 8, № 12. С. 89—95.
- Татаринов П. М., Еремеев В. П.* Ак-Довуракское месторождение // Месторождения хризотил-асбеста СССР. М.: Недра, 1967. С. 207—216.
- Угрюмов А. Н., Киселев Ю. В.* О возрасте ультраосновных пород массива Инагли // Геология и геофизика. 1969. № 8. С. 9—24.
- Усов М. А.* Гипербазитовая формация Западной Сибири // Сборник, посвященный 50-летию научной и педагогической деятельности академика В. А. Обручева. Т. 2. М.: Изд. АН СССР, 1939. С. 59—78.
- Фрайер Патриция.* Грязевые вулканы в районе Марианских островов // В мире науки. 1992. № 4. С. 14—21.
- Фремд Г. М.* Петрохимические особенности некоторых ультраосновных и основных пород Кузнецкого Алатау // Тр. Томск. ун-та. 1953. Т. 24. С. 245—252.
- Хесс Х. Х.* Серпентиниты, орогенез и эпейрогенез // Земная кора. М.: ИЛ, 1957. С. 403—422.
- Чернышов А. И.* Внутренняя структура Харанурского гипербазитового массива. Восточный Саян // Вопросы оруденения в ультрамафитах. М.: Наука, 1985. С. 142—152.
- Шагжиев К. Ш.* Геология и петрография Парамского и Шаманского гипербазитовых массивов: Автореф. дис.... канд. геол.-мин. наук. Томск, 1972. 19 с.
- Шейнман Ю. М.* Гипербазиты и верхняя мантия // Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1973. С. 148—162.
- Шестопалов М. Ф.* Ультраосновной массив Китайских альп в Восточном Саяне и связанные с ним месторождения // Сб. работ по камням-самоцветам. М.; Л., 1938. Вып. 4. С. 82—98.
- Шехоркина И. А.* К вопросу о возрасте гипербазитов Спасского района Приморья // Сб. тр. Владивосток, 1960. С. 9—13.
- Шнай Г. К.* Гетерогенность дунитов в ультраосновных щелочных массивах. На примере Инаглинского массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 4. С. 23—35.
- Штейнберг Д. С.* Структуры горных пород. Свердловск: Изд. Горного ин-та, 1957. 72 с.
- Штейнберг Д. С., Чащухин И. С.* Серпентинизация ультрабазитов. М.: Наука, 1977. 312 с.
- Юдин М. И.* Дуниты хр. Борус и их происхождение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1959. № 2. С. 59—77.

- Юдин М. И.* Оливиновые роговики на р. Кантегир. Западный Саян // Изв. Томского политехн. ин-та. 1961. Т. 120. С. 86—91.
- Юдин М. И.* Гипербазиты хр. Борус (Западный Саян) и особенности серпентинизации их // Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1965. С. 197—231.
- Юркова Р. М., Дриц В. А., Слонимская М. В. и др.* Типы серпентинитов и стадийность процессов серпентинизации ультрабазитов офиолитовых комплексов Сахалина и Корякского хребта // Минеральные преобразования пород океанической коры. М.: Наука, 1984. С. 102—118.

# ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ . . . . .	3
ВВЕДЕНИЕ . . . . .	4
ГИПЕРБАЗИТОВЫЕ МАССИВЫ СИБИРИ И ДАЛЬНОГО ВОСТОКА. . . . .	10
Алтае-Саянская складчатая область . . . . .	—
Байкало-Витимская складчатая область . . . . .	40
Становой хребет. . . . .	43
Дальний Восток (Приморье и о-в Сахалин) . . . . .	45
Корякско-Камчатская складчатая область . . . . .	47
Алданский район . . . . .	55
Анабарский район . . . . .	57
ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ ПОРОД ГИПЕРБАЗИТОВ ПО СКЛАДЧАТЫМ ОБЛАСТЯМ СИБИРИ И ДАЛЬНОГО ВОСТОКА. . . . .	60
ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ ПОРОД ГИПЕРБАЗИТОВ ПО РЕГИОНАМ И МАССИВАМ . . . . .	61
АВТОРСКИЙ КОЛЛЕКТИВ ФАКТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА ПОРОД АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ. . . . .	65
ПЕРЕЧЕНЬ СТРУКТУР ПОРОД АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ. . . . .	67
СПИСОК ИЛЛЮСТРАЦИЙ . . . . .	74
ИЛЛЮСТРАЦИИ . . . . .	82
Алтае-Саянская область . . . . .	—
Байкало-Витимская область . . . . .	210
Область Станового хребта . . . . .	224
Дальний Восток (Приморье и о-в Сахалин) . . . . .	228
Корякско-Камчатская складчатая область . . . . .	240
Камчатская область. . . . .	264
Алданский и Анабарский районы. . . . .	276
СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СТРУКТУР ПОРОД . . . . .	298
ХИМИЧЕСКИЕ АНАЛИЗЫ ПОРОД АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ. . . . .	307
ЛИТЕРАТУРА . . . . .	316

Научное издание

ЛАПИН БОРИС НИКОЛАЕВИЧ

АТЛАС СТРУКТУР ПОРОД  
АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ  
СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Утверждено к печати  
Институтом геологии СО РАН

Редакторы Р. Н. Ильина, З. В. Белоусова  
Технический редактор О. М. Вараксина  
Наборщик Л. В. Лысенко  
Оператор электронной верстки В. Д. Ахметова

---

Подписано к печати 21.12.95.

Формат 60 × 90/16. Бумага тип. № 2. Гарнитура таймс. Офсетная печать.  
Печ. л. 20,75. Уч.-изд. л. 16,8. Тираж 350. Заказ № 492.

---

Новосибирск, 90, Университетский просп., 3,  
НИЦ ОИГГМ СО РАН