



Н.Л. ДОБРЕЦОВ
А.В. ТАТАРИНОВ

ЖАДЕИТ
И
НЕФРИТ
В ОФИОЛИТАХ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

БУРЯТСКИЙ ФИЛИАЛ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ



USSR ACADEMY OF SCIENCES
SIBERIAN DIVISION

BURYAT BRANCH
INSTITUTE OF GEOLOGY

N. L. DOBRETSOV, A. V. TATARINOV

**JADEITE AND NEPHRITE
IN OPHIOLITES**
(on the example of West Sayan)

Editor-in-chief N. V. SOBOLEV,
Corr. Mem. of the USSR Academy of Sciences



PUBLISHING HOUSE «NAUKA»
SIBERIAN DIVISION
Novosibirsk • 1983

Н. Л. ДОБРЕЦОВ, А. В. ТАТАРИНОВ

ЖАДЕИТ И НЕФРИТ В ОФИОЛИТАХ (на примере Западного Саяна)

Ответственный редактор
чл.-кор. АН СССР Н. В. СОБОЛЕВ

4172



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1983



Добрецов Н. Л., Татаринов А. В. Жадеит и нефрит в офиолитах (на примере Западного Саяна). — Новосибирск: Наука, 1983.

В монографии характеризуется геологическое положение и строение тел жадеитов, эклогитов, нефритовых и других ассоциирующих пород, включенных в серпентиниты зон меланжа. Впервые детально рассмотрена минералогия этих пород и возможность их практического применения в качестве камнесамоцветного сырья. Показаны различия зон меланжа с жадеитом и нефритом и перспективы различных офиолитовых поясов Западного Саяна на эти виды полезных ископаемых. Происхождение тел жадеитов и эклогитов в зонах меланжа обсуждается в рамках модели глубинного, многостадийного надвига. Для геологов, минералогов, петрологов, специалистов по камнесамоцветному сырью. Ил. 38. Табл. 40. Библиогр. 146.

The monograph presents new data on geology, mineral associations, conditions of the formation of jadeite rocks and jewelry varieties. Used are original materials on nephrites which clearly discriminate the processes of mineral formation under low and relatively high pressures and temperatures, under different geodynamic conditions.

The geological position, form, construction of the bodies of eclogites, jadeites, nephrite and other rocks imbedded in serpentines of zones of melange are characterized by the case of ophiolite belts of the West Sayan. Mineral paragenesis and the chemical composition of minerals of various bodies with jadeite pyroxene and nephrite have been studied in detail. It is for the first place where direct transitions from eclogites to jadeite rocks were determined; in the association with jadeite pyroxenes zinc — chrome — spinellids, millerite, pentlandite, galenite, greenockite, molybdenite were identified and analyzed, and in nephrite rocks, garnet and some other minerals diagnosed.

Discussed are the issues of a complex utilization of jadeite rocks and of search for different ore and non — ore mineral resources in the melange zones of ophiolites. Some criteria for the prediction and exploration of jadeite and nephrite mineralization as well as procedures for search for, and prospecting of deposits of precious jadeite are proposed.

Проблеме офиолитов посвящено множество работ, затрагивающих различные ее аспекты. Основное внимание геологов, петрологов, геохимиков сосредоточивалось на изучении составных частей разреза офиолитовых комплексов — ультрабазитов, габброидов, вулканогенно-осадочных пород. Гораздо в меньшей степени исследованиями охвачена характерная, но немногочисленная в офиолитах группа метаморфических пород и метасоматитов, включающая эклогиты, жадеититы, амфиболиты, нефриты, альбититы, везувианиты.

Однако эти своеобразные породы, как мы попытаемся показать на примере Борусского пояса Западного Саяна, нередко играют ключевую роль в решении отдельных вопросов, касающихся условий формирования и проблемы типизации офиолитов.

Особое место среди упомянутых образований нами отводится породам, содержащим жадеитовые пироксены в качестве главных породообразующих или второстепенных минералов. Это объясняется тем, что жадеит принадлежит к числу общепризнанных типоморфных барофильных минералов. Исследование природных условий его нахождения, парагенезисов, особенностей состава, изоморфизма имеет важное значение для петрологии, а наличие среди жадеитовых пород высококачественных ювелирно-поделочных камней определяет их практическое значение.

Анализ обширной литературы по пироксенам жадеитового ряда показывает, что большое число публикаций рассматривает их в рамках экспериментальной и теоретической минералогии и петрологии. Предлагаемая работа посвящена характеристике природных ассоциаций жадеитовых пироксенов, условий их образования в связи с особенностями формирования офиолитов. Кроме решения некоторых вопросов петрологии офиолитов, она преследует одновременно практические цели прогноза, поисков, оценки месторождений благородного жадеита, а также нефрита.

Значительное внимание уделяется анализу структур типа меланжа, в пределах которых локализованы перспективные проявления различных нерудных и рудных полезных ископаемых. Металлогения и минерагения зон меланжа в офиолитах, как нам представляется, весьма актуальна и заслуживает большего внимания со стороны специалистов — поисковиков и геологов-съемщиков.

Жадеитовые породы в единичных пунктах в Борусском хребте обнаружены М. И. Юдиным и А. В. Лисянским в 1959 г. [Юдин, 1963], хотя ранее жадеитовые породы были описаны здесь как Na-пироксениты В. Д. Томашпольской [Пинус и др., 1958]. В 1960—1961 гг. Н. Л. Добрецов закартировал тела жадеитовых и альбит-жадеитовых пород в бассейне Кантегира — левого притока Енисея, изучил геологию, строение и состав открытых им многочисленных тел [Добрецов, 1963, 1964а].

После 15-летнего перерыва изучение жадеитовых пород и сопутствующей минерализации возобновилось в связи с поисками месторождений самоцветов, ревизией известных залежей жадеитовых пород и аллювиальных находок нефрита.

В 1976—1981 гг. геологами экспедиции «Байкалкварцсамоцветы» Всесоюзного промышленного объединения «Союзкварцсамоцветы» на территории Борусского пояса выявлено большое количество новых тел с жадеитовой минерализацией, проявлений и находок с ювелирно-поделочным жадеитом, а в самое последнее время — нефрит в коренном залегании [Кизияров и др., 1978; Татаринов и др., 1979, 1980а, б]. Заслуга в развитии поисковых работ на жадеит в Западном Саяне принадлежит А. П. Туринге и В. П. Дроздову (Союзкварцсамоцветы).

Параллельно Борусский пояс изучался научными коллективами Института геологии и геофизики СО АН СССР [Добрецов, Пономарева, 1976—1978; Кузнецов, 1980], Всесоюзного Аэрогеологического треста [Херасков, 1979; и др.]. Одновременно с площадными поисками масштаба 1 : 50 000 — 1 : 100 000 и региональными тематическими исследованиями центральная часть Борусского офиолитового пояса была покрыта геологической съемкой масштаба 1 : 50 000 под руководством Ю. А. Федорова и В. Ф. Зальцмана [1978, 1979 гг.].

Эти исследования последнего пятилетия позволили уточнить и детализировать геологическое строение района и сыграли большую роль в переоценке традиционных взглядов [Пинус и др., 1958] на офиолиты Борусского пояса.

Предлагаемая работа является результатом обобщения геологических материалов и научного содружества геологов Института геологии и геофизики СО АН СССР, Геологического института Бурятского филиала СО АН СССР, экспедиции «Байкалкварцсамоцветы», Всесоюзного промышленного объединения «Союзкварцсамоцветы».

Авторы благодарны своим помощникам в названных коллективах, а также сотрудникам «Союзкварцсамоцветы» А. П. Туринге, В. П. Дроздову, геологам Западно-Саянской партии Л. А. Ольшевскому, Н. П. Храмову, А. Г. и Н. Г. Реневым, В. П. Стешко за помощь в организации и проведении исследований, О. М. Глазунову и Н. В. Соболеву за полезные советы и консультации. Появлению этой работы во многом способствовало участие в полевых исследованиях и обработке материалов Л. Г. Пономаревой, Е. В. Склярова, Л. А. Артеменко, В. В. Вохминцева, Н. Ф. Грубош, Г. П. Кизиярова, Г. Г. Несмелова, В. А. Собачинского, В. Е. Паниной, С. Г. Прокудина, И. С. Яшкина, которым авторы особенно признательны.

ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ ОФИОЛИТОВ БОРУССКОГО ПОЯСА

Многие вопросы стратиграфии, тектоники, магматизма Западного Саяна еще не решены и являются предметом дискуссии. В ходе дальнейшего изложения материалов по Борусскому поясу они будут обсуждаться в той мере, которая необходима для аргументации основных положений и выводов авторов данной работы. Мы не будем также анализировать историю исследований офиолитов района, так как она уже подробно рассмотрена [Добрецов, 1963; Велинский, 1968; Добрецов, Пономарева, 1977; Херасков, 1979; Кузнецов, 1980].

С некоторой долей условности можно наметить три направления в изучении офиолитов Борусского пояса.

Первое — традиционное — направление базируется на признании интрузивной природы ультрабазитового члена офиолитовой ассоциации. Эту точку зрения уже давно развивают Г. В. Пинус и др. [1958]. Она все еще популярна среди геологов-съемщиков, что отразилось в выделении магматического актоврацкого комплекса ультраосновных пород на геологических картах и схемах.

Второе направление сформулировано Н. Л. Добрецовым [Добрецов, Пономарева, 1976, 1977]. Петрологическая модель формирования офиолитового комплекса, предложенная им, согласуется с положениями новой глобальной тектоники. Ультрабазиты и габбро рассматриваются в качестве пластин древнего меланократового фундамента океанического типа, тектонически перемещенных по системе надвигов в верхние структурные этажи. К сходной идее пришел Н. Н. Херасков [1979] в результате изучения геосинклинальных формаций Западного Саяна и сопоставления их с формациями современных геосинклиналей.

Г. В. Пинус [1976], В. В. Велинский [1979] и П. П. Кузнецов [1980] полагают, что ультрабазиты Борусского и других офиолитовых поясов Алтае-Саянской области были выведены из мантии по механизму протрузий при раздвиге блоков земной коры (третье направление). В качестве одного из важных аргументов в пользу этой гипотезы П. П. Кузнецов приводит данные о крутом, субвертикальном падении разломов, ограничивающих Борусский пояс с северо-запада и юго-востока.

Существование трех различных точек зрения на происхождение и формирование офиолитов Борусского пояса свидетельствует, с одной стороны, о недостаточной геологической изученности района, а с другой — о сложности решаемых проблем.

СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СТРОЕНИЕ ОФИОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА

Борусский офиолитовый пояс протягивается в северо-восточном направлении на 170 км при ширине 2—15 км (рис. 1).

В структуре Западного Саяна он расположен на границе Джебашского антиклинория и Центрально-Западносаянского синклинория, зани-

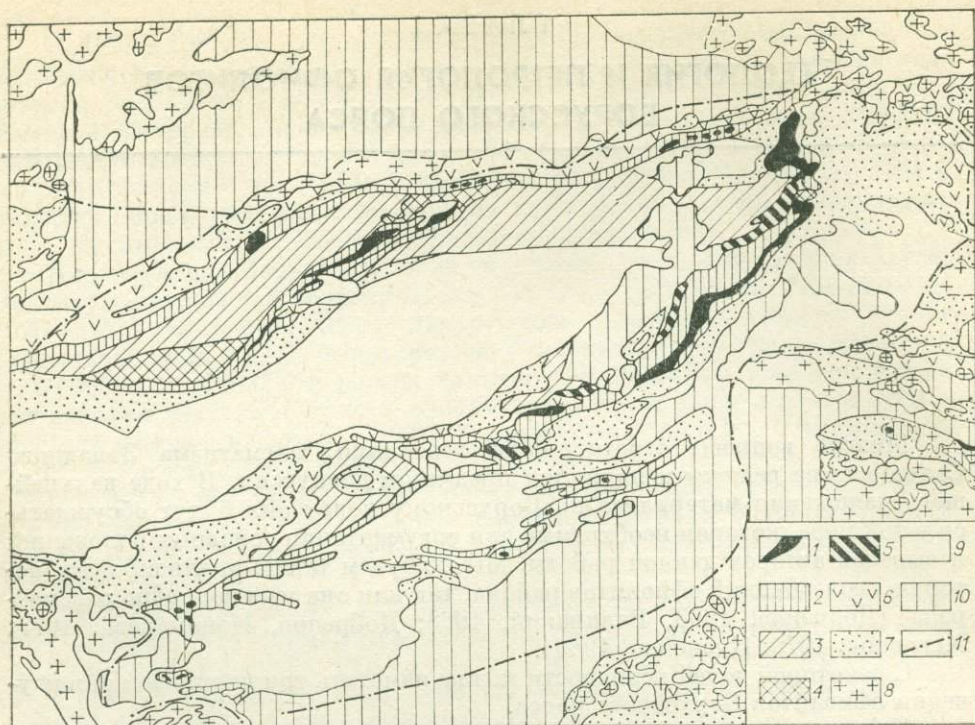


Рис. 1. Офиолитовые пояса Западного Саяна.

1, 2 — офиолитовая серия (1 — ультрабазиты и габброиды, 2 — чингисская кремнисто-базальтовая толща (Н₁—V)); 3, 4 — джебашская метаморфическая серия (3 — зеленосланцевая, 4 — высокотемпературные зоны); 5 — глаукофановые сланцы (акольская свита и ее аналоги); 6 — нижнекембрийские вулканогенные толщи (андезит-базальтовые и смешанного состава); 7 — ишкинско-аласутская (С₂₋₃) и 3 нижнеордовикская туфогенно-флишoidная серия; 8 — средне-верхнекембрийские гранитоиды (майнский комплекс и др.); 9 — позднеордовикский-раннесилурийский этаж (включая гранитоиды большепорожского комплекса); 10 — наложенные вулканогенные и угленосные прогибы (Д₁—С₁); 11 — граница распространения кембрийских гранитоидов.

мая промежуточное положение между Куртушибинским и Северо-Саянским поясами офиолитов, сочленяясь с последним на северо-востоке (см. рис. 1).

Офиолиты Борусского пояса залегают среди метаморфических пород джебашской серии, относимой большинством исследователей к верхнему протерозою. Н. Н. Херасков [1970, 1979] возраст серии определяет как нижне-среднекембрийский.

Джебашская серия представлена метаморфическими сланцами различного состава: хлорит-карбонатными, актинолитовыми, эпидотовыми, карбонат-альбит-хлоритовыми, а также кварцито-сланцами, мраморами, двуслюдяными и амфибол-плаггиоклазовыми гнейсами, амфиболитами. Породы метаморфизованы в условиях фации зеленых сланцев, реже эпидот-амфиболитовой.

Офиолиты Борусского пояса приурочены, по мнению многих исследователей, к типичной шовной зоне, именуемой то Борусским горстом, то грабенom. С севера пояс ограничен Северо-Борусским разломом, а с юга — Южно-Борусским. На юго-западном окончании пояса оба разлома объединяются в единый Борусский разлом. Однако эти разломы более поздние, чем система надвигов и шарьяжей (включая зоны меланжа), сформировавшая основу внутренней структуры пояса. Кроме того, Борусский пояс занимает текущее положение относительно метаморфической зональности джебашской серии, которая в самом общем виде установлена В. П. Коробейниковым [1970, 1971], В. Н. Исаковым, В. П. Коробейниковым [1970], Н. Л. Добрецовым, Л. Г. Пономаревой [1977], Г. Г. Лепезиным [1978], Н. Н. Херасковым [1979].

Офиолиты юго-западного окончания пояса (реки Уртен, Чехан) залегают в окружении метаморфических пород эпидот-амфиболитовой и

частично высокотемпературной субфации зеленых сланцев, центральной кантегиро-енисейской части — в породах среднетемпературной субфации зеленых сланцев. На северо-восточном фланге пояса вновь появляются породы с минеральными ассоциациями высокотемпературной эпидот-амфиболитовой фации. Таким образом, относительно центральной части Борусского пояса наблюдается своеобразная фациально-метаморфическая «симметрия».

Метаморфические породы джебашской серии юго-западного фланга офиолитового шва представлены ассоциациями кварц + альбит + хлорит + мусковит + эпидот ± кальцит или кварц + альбит + хлорит + мусковит ± биотит ± кальцит. От них наблюдается переход к более высокотемпературным зонам с гранатом, роговой обманкой, ставролитом, андалузитом, кордиеритом, а также к мигматизированным гнейсам с силлиманитом [Лепезин, 1978]. Переход от зеленосланцевой зоны к эпидот-амфиболитовой фиксируется появлением очковых амфибол-плаггиоклазовых пор фибробластических сланцев (р. Ургень). Далее к юго-западу они сменяются абаканским сланцево-гнейсово-амфиболитовым комплексом (за пределами прилагаемых к работе геологических схем; рис. 2,3, см. вкладку). Здесь появляются мигматиты и гранит-анатектиты.

На северо-востоке, в месте сочленения Борусского пояса с Северо-Саянским, породы джебашской серии превращены в амфиболиты, гнейсо-магматиты, гнейсо-граниты, объединяемые в когдарский комплекс. Переход от зеленосланцевой зоны к более высокотемпературной эпидот-амфиболитовой заметен к востоку от Енисея в верховьях Абдыра. Здесь, как и на юго-западном фланге Борусского пояса, появляются очковые порфиробластические сланцы с порфиробластами олигоклаза, в некоторых разновидностях сланцев — биотит, в кварцитах — гранат, в мраморах — тремолит. Далее к северо-востоку на общем фоне среднетемпературного метаморфизма зеленосланцевой фации выделены более высокотемпературные зоны: биотитовая, альбит-альмандиновая, роговообманковая, олигоклаз-альмандин-роговообманковая, зона с андезином и сине-зеленой роговой обманкой [Коробейников, 1970, 1971].

Внутренняя структура Борусского пояса характеризуется сложностью, обусловленной интенсивной и неоднократной тектонической нарушением офиолитового разреза. Среди офиолитовых комплексов Алтае-Саянской области Борусский, наряду с Чаган-Узунским, является наиболее тектонизированным [Кузнецов, 1980].

Субслоистое (стратифицированное) строение Борусского пояса установить можно лишь по совокупности отдельных фрагментов и разрезов в разных его частях. При этом следует учитывать покровно-чешуйчатую структуру офиолитового комплекса и связь его с долгоживущей крутопадающей тектонической зоной Борусского разлома. Сочетание пологопадающих чешуй с крутопадающими разрывами, неоднократные тектонические подвижки, прорывание интрузиями гранитов — основные факторы, нарушившие первичную стратифицированность офиолитового разреза и определившие современную структуру пояса (см. рис. 2,3).

В строении офиолитов выделяются сверху вниз два покрова (А и Б) с серпентинитовым меланжем в их основании (см. рис. 2,3) и две самостоятельные чешуи (В и Г), возможно параавтохтонные, но с неясными соотношениями. Они подстилают чешуи А и В, но отделены от автохтона, сложенного породами джебашской серии, крутопадающими разрывами. Наиболее полный разрез этих покровов и чешуй (кроме Г) представлен по р. Кантегир (рис. 3 и 4).

Верхний покров в большей своей части (А1) сложен ультрабазитами с телами диорит-гранитной серии и ограничивается (подстиляется?) меланжем I типа. В составе ультрабазитов устанавливается дунит-гарцбургит-энстатитовый полосчатый комплекс, серпентинизированные и амфиболитизированные гарцбургиты и дуниты, реже лерцолиты, верлиты, оливин-антигоритовые породы и серпентиниты. Диориты и граниты объединялись в самостоятельную Кантегирскую интрузию, но, возможно,

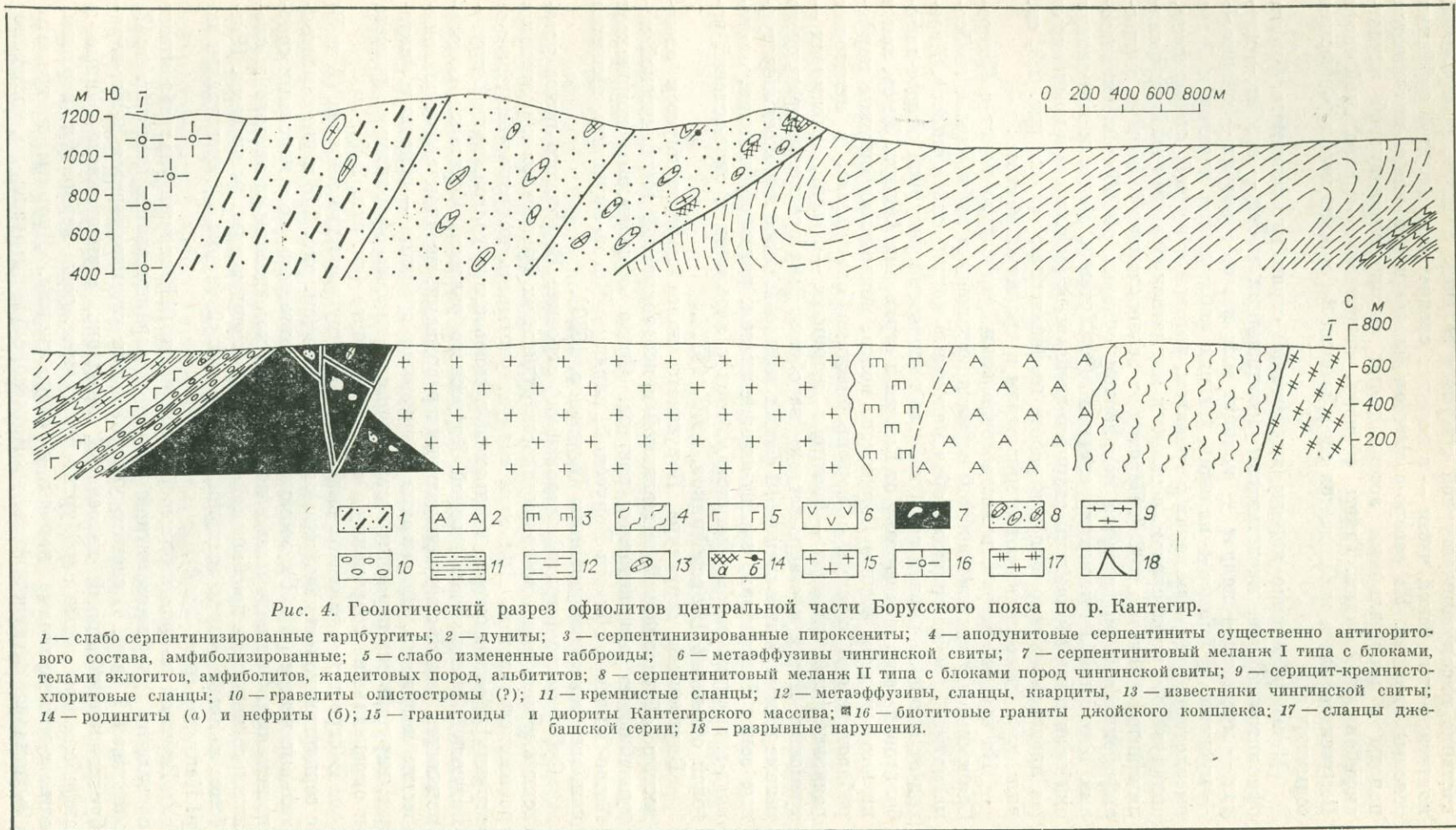


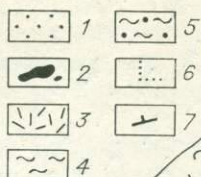
Рис. 4. Геологический разрез офиолитов центральной части Буресского пояса по р. Кантегир.

1 — слабо серпентинизированные гарцбургиты; 2 — дуниты; 3 — серпентинизированные пироксениты; 4 — аподунитовые серпентиниты существенно антигоритового состава, амфиболизированные; 5 — слабо измененные габброиды; 6 — метаэффузивы чингинской свиты; 7 — серпентинитовый меланж I типа с блоками, телами эклогитов, амфиболитов, жадитовых пород, альбититов; 8 — серпентинитовый меланж II типа с блоками пород чингинской свиты; 9 — серицит-кремнисто-хлоритовые сланцы; 10 — гравелиты олистостромы (?); 11 — кремнистые сланцы; 12 — метаэффузивы, сланцы, кварциты, 13 — известняки чингинской свиты; 14 — родингиты (а) и нефриты (б); 15 — гранитоиды и диориты Кантегирского массива; 16 — биотитовые граниты джойского комплекса; 17 — сланцы джебашской серии; 18 — разрывные нарушения.

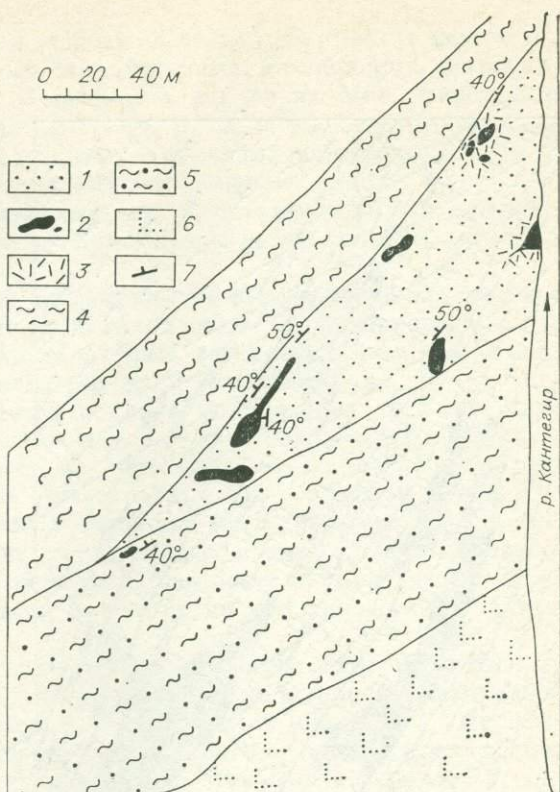
Рис. 5. Геологическая карта участка Крутого (составил С. Н. Кальсин с дополнениями и коррективами А. В. Татарина).

1 — серпентинитовый меланж; 2 — тела жадеитов и альбититов; 3 — глины и вермикулит-актинолитовые образования по оторочке слюдистов (?); 4 — слабо нарушенные антигритовые серпентиниты; 5 — зона тектонического нарушения (тонко рассланцованные оталькованные серпентинитовые сланцы); 6 — порфириты чингинской свиты; 7 — элементы залегания сланцеватости.

0 20 40 м



она близка к формированию офиолитов, так как обломки пород этой интрузии обнаружены в меланже. В составе меланжа I типа установлены массивные ультрабазиты, жадеитовые породы, альбититы, эклогиты, гранатовые амфиболиты, кварциты, изредка граниты (рис. 5). Залегание этого меланжа в подошве верхнего покрова устанавливается с трудом в отдельных местах (см. рис. 3) путем прослеживания этого меланжа, особенно в бассейне Кантегира и на синформном замыкании в верховьях Мал. Абдыра.



Нижний покров сложен преимущественно породами верхней части разреза офиолитов, включая метагаббро, metabазальты и кремнистые породы чингинской свиты (часто в опрокинутом залегании), и подстилается меланжем II типа (или местами олиостромой).

Так, в разрезе по р. Кантегир (см. рис. 4) нижний покров состоит из двух пластин, разделенных зоной меланжа II типа, обнажающегося, по-видимому, в ядре опрокинутой антиклинальной складки (см. рис. 3,4). Нижняя пластина подстилается гравелитами (олиостромой) и серией мелких чешуй габбро и metabазальтов, выше сменяющейся мощной (до 2,5 км) толщиной чередующихся метаэффузивов, туфогенных (?) сланцев, кремнистых пород чингинской свиты. Верхняя пластина сложена слабо серпентинизированными и в разной степени меланжированными дунитами и гарцбургитами, с которыми по крутому надвику соприкасаются граниты джойского комплекса. Меланж II типа содержит в основном обломки и глыбы пород чингинской свиты, а также метагаббро, родингитов и нефритов. Отсутствие пород высоких давлений (жадеитовых, эклогитовых) свидетельствует, скорее всего, о меньших масштабах перемещения нижнего покрова по сравнению с верхним.

Опрокидывание складок и крутые надвиги с юго-восточным падением, в которых участвуют и девонские гранитоиды, представляют собой результат последнего этапа деформаций позднедевонского (каледонского) времени. Эти молодые складчато-покровные движения значительно замаскировали древнюю покровную структуру офиолитов, фрагменты которой отмечаются в различных частях пояса.

В бассейне Мал. Кашкарета древняя покровная структура нижнего(?) покрова B_1 распознается по зонам меланжа, падающим на северо-запад под углом $40-45^\circ$ (рис. 6,7). Остальные зоны меланжа или рассланцованных серпентинитов могут иметь встречное падение или крутое залегание вследствие складчатых деформаций каледонского времени.

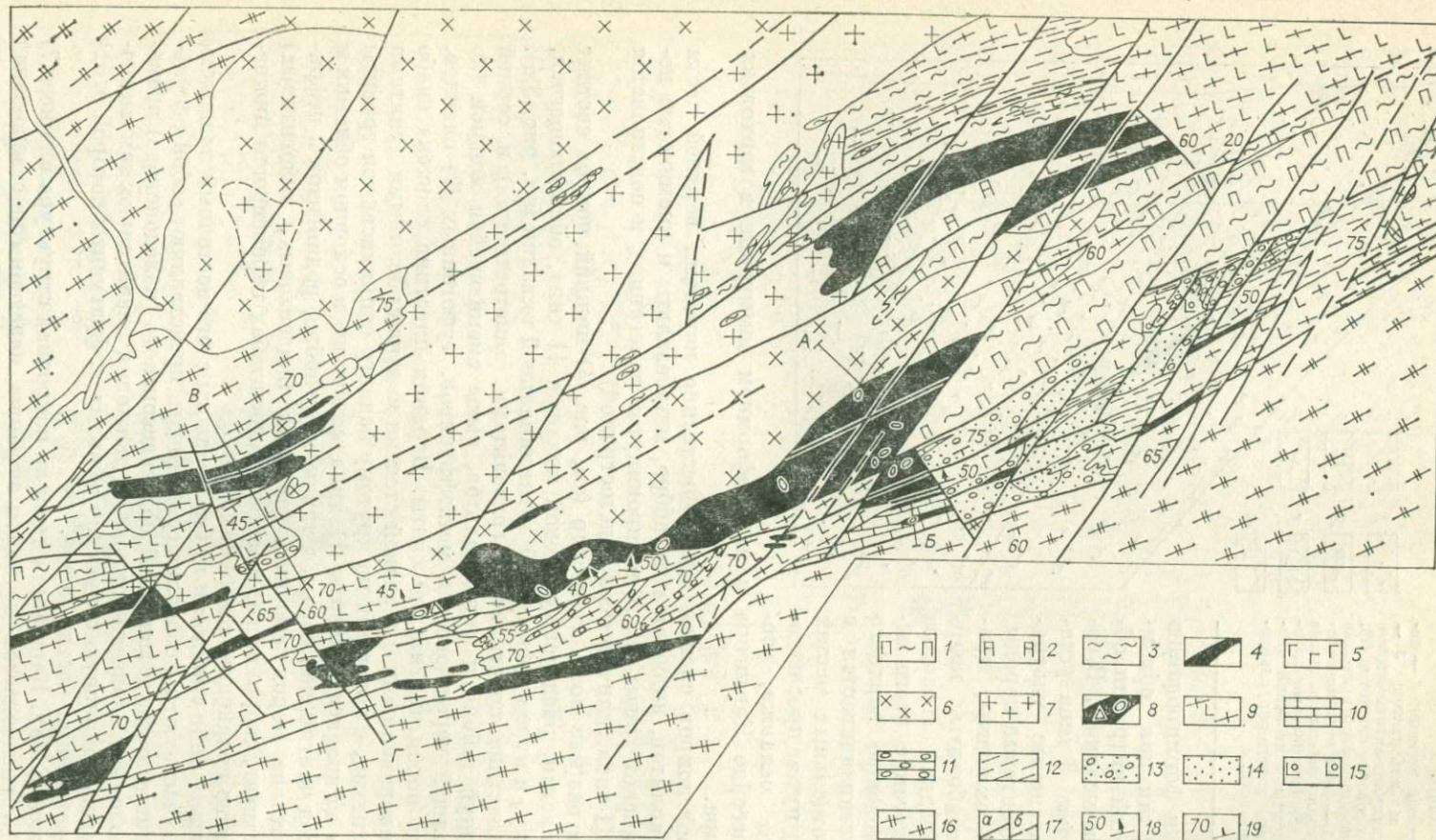


Рис. 6. Геологическая карта бассейна р. Мал. Кашкарет (участок II, см. рис. 2).

1 — серпентинизированные перидотиты; 2 — дуниты; 3 — антигоритовые серпентиниты; 4 — рассланцованные, оталькованные, будинированные серпентиниты; 5 — габброиды и габбро-амфиболиты; 6 — гранодиориты большепорожского комплекса; 7 — плагиограниты большепорожского комплекса; 8 — зона серпентинитового меланжа с блоками жадеититов (треугольники), альбититов (овалы), сланцев и кварцитов чингиской свиты, родонгитов; 9 — сланцы, метабазиты, 10 — известняки, 11 — кварциты чингиской свиты; 12 — песчаники, алевролиты, гравелиты, сланцы аласугской свиты; 13 — конгломераты, гравелиты иньсукской свиты; 14 — песчаники иньсукской свиты; 15 — порфириды, туфы верхнемонокской (?) свиты; 16 — метаморфические сланцы джебаской серии; 17 — разрывные нарушения установленные (a) и предполагаемые (б); 18 — элементы залегания тектонических покровов, зон меланжа; 19 — элементы залегания контактов и сланцеватости пород.

Строение нижнего покрова в этой части несколько иное. В частности, почти выпадают чешуи, сложенные гарцбургитами, а габброиды, напротив, представлены шире (рис. 7,8). В разрезе в верховьях Мал. Кашкарета (см. рис. 7) устанавливаются три пластины, разделенные зонами меланжа: верхняя, сложенная метаморфизованными породами чингинской свиты и плагиогранитами; средняя — породами чингинской свиты; нижняя — ультрабазитами, габбро, метавулканитами с дополнительными срывами между ними. Нижняя пластина в опрокинутом залегании надвинута на джебашскую серию.

Более молодые герцинские взбросово-покровные движения северо-западного направления захватили и гранитоиды большепорожского (?) комплекса, отдельные мелкие блоки которых нами отмечались в зоне серпентинитового меланжа в среднем течении Мал. Кашкарета.

В разрезе офиолитов нижнего покрова по среднему течению Мал. Кашкарета (см. рис. 8) вновь наблюдаются слабо серпентинизированные перидотиты, хризотил-лизардитовые серпентиниты, характерные для верхней части нижнего покрова офиолитов по Кантегиру (см. рис. 4, 8). Однако в составе чингинской свиты, очевидно, представленной здесь средней частью разреза, существенную роль играют мраморизованные известняки с графитом, а габброиды редки и образованы метаморфизованными разностями (габбро-амфиболитами, гранатовыми амфиболитами) в зонах меланжа.

Верхний ультрабазитовый покров офиолитов в бассейне Мал. Кашкарета, возможно, отсутствует или представлен блоками серпентинизированных перидотитов или антигоритовых серпентинитов (см. рис. 8). Первичные, неизмененные, разновидности ультрабазитов встречаются редко. Аналогична ситуация на юго-западном окончании Борусского пояса, где в древних покровных движениях юго-восточного направления участвовали метаморфические сланцы джебашской серии. Они слагают пластину Г, отделенную от остальной части разреза джебашской серии зоной меланжа (см. рис. 2). Как на северо-восточном, так и на юго-западном фланге пояса в виде тектонических клиньев в составе параавтохтона (В) закартированы конгломерато-брекчии и песчаники, содержащие валуны гравелитов, глинистых и кремнистых сланцев, серпентинитов, кварцитов, относимые геологами-съемщиками к аласугской и иньсугской свитам среднего и верхнего отделов кембрия. Нами вслед за Н. Н. Херасковым [1979] эти образования отнесены к олистохроме.

Таким образом, в строении Борусского пояса участвуют практически все члены офиолитовой ассоциации, выявленные в слабо нарушенных классических офиолитовых разрезах различных районов мира:

1) ультрабазиты, представленные гарцбургитами, полосчатым дунит-энстатит (бронзит)-гарцбургитовым комплексом, дунитами, лерцолитами, верлитами, разнообразными серпентинитами; 2) габброиды, слагающие незначительные по мощности пластины или блоки в меланже и превращенные в метагаббро, габбро-амфиболиты, амфиболиты и эклогиты; 3) метаэффузивы и осадочные породы чингинской свиты; 4) лейкократовые породы, представленные габбро-диорит-гранитным комплексом Кантегирской «интрузии» и, возможно, Кашкаретской, условно относимых к большепорожскому комплексу и датированных силуром (?).

Ультрабазиты в основном участвуют в строении пластин верхнего покрова офиолитов. Габброиды тяготеют к нижнему покрову. Мелкие тела в зоне меланжа, разделяющей эти покровы, превращены в эклогиты и амфиболиты.

Выходы слабо метаморфизованных ультрабазитов образуют сравнительно крупное Главное тело в центральной части пояса, известное как Борусский массив. Размеры его в плане 35×5 км. Тело меньших размеров ($20 \times 1,5$ км) закартировано в бассейне Казанашки.

В строении Главного тела ультрабазитов основная роль принадлежит серпентинизированным лерцолитам и дунит-гарцбургит-пироксенитовому

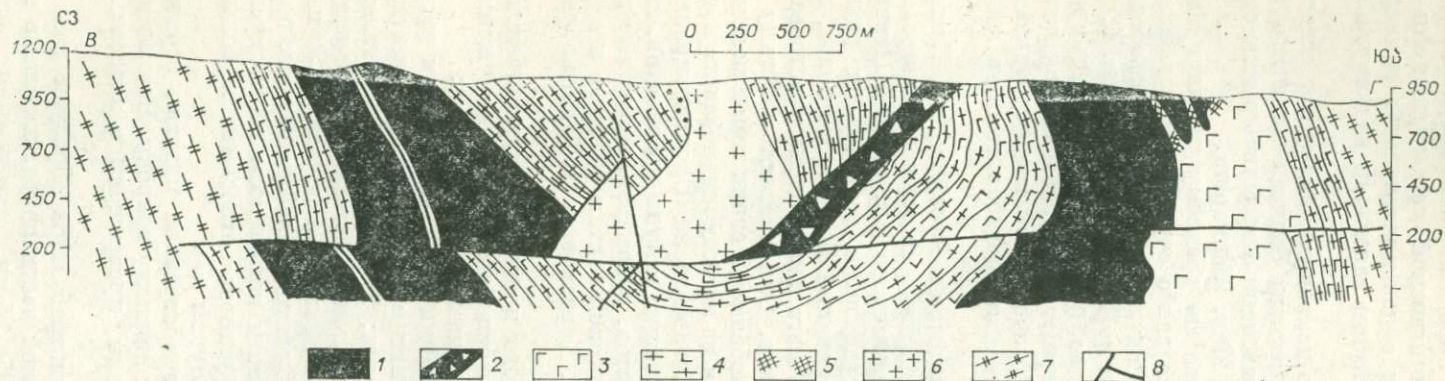


Рис. 7. Геологический разрез офиолитового комплекса Борусского пояса в верховьях р. Мал. Кашкарет (по линии ВГ на рис. 6).
 1 — расланцованные, будинированные серпентиниты; 2 — серпентинитовый меланж с телами, блоками жадеититов, альбититов, гроссуляритов; 3 — слабо метаморфизованное габбро; 4 — сланцы, метаэффузивы, кварциты чингинской свиты; 5 — родингиты; 6 — граниты большепорожского (?) комплекса; 7 — сланцы джебашской серии; 8 — разрывы.

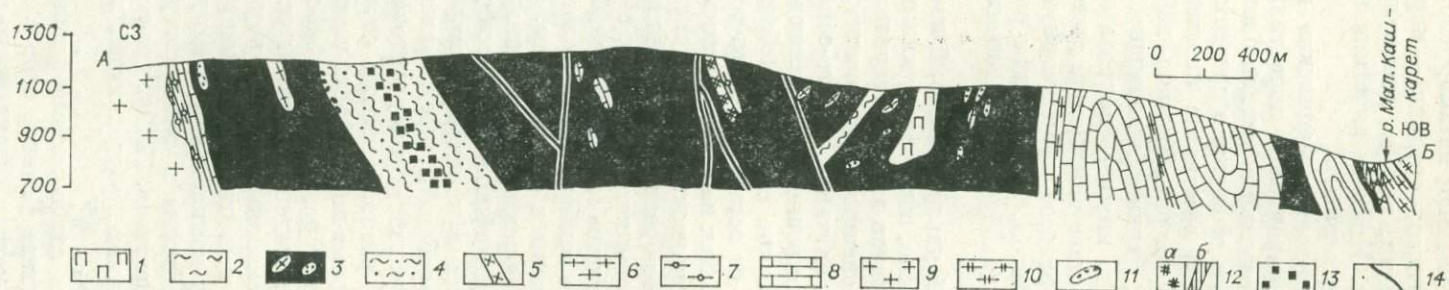


Рис. 8. Геологический разрез офиолитового комплекса Борусского пояса в бассейне Мал. Кашкарета (по линии АБ на рис. 6).
 1 — слабо серпентинизированные перидотиты; 2 — хризотил-лиазардитовые серпентиниты; 3 — серпентинитовый меланж (цемент — антигоритовые серпентиниты); 4 — нефритоподобные плотные массивные антигоритовые серпентиниты; 5 — габбро-амфиболиты; 6 — хлоритовые сланцы; 7 — углисто-кремнистые и кремнистые сланцы; 8 — мраморизованные известняки с графитом; 9 — гранодиориты; 10 — метаморфические сланцы джебашской серии; 11 — альбититы; 12 — листвениты (а) и талькиты (б); 13 — сульфидная вкрапленность; 14 — разрывные нарушения.

комплексу, меньшая — серпентинизированным дунитам, гарцбургитам и верлитам. Внутренняя структура тела представляет антиклиналь [Добрецов, 1963; Добрецов, Пономарева, 1977], в ядре которой обнажается полосчатый комплекс.

Полосчатость дунит-гарцбургит-пироксенитового комплекса имеет преобладающую субмеридиональную (0—15°) ориентировку, несогласную с простиранием верхнего покрова, надвигов и разломов, ограничивающих покров и весь офиолитовый пояс.

В южной части ультрабазитов Борусского массива, в нижней части верхнего покрова, отмечены складчатые птигматитовые текстуры [Юдин, 1957, 1959]. Н. Н. Херасков [1979] предполагает происхождение этих складчатых структур в результате пологого надвига с наклоном на север, что вполне согласуется с нашей интерпретацией внутренней структуры и строения Борусского пояса.

Тела неизмененных габброидов встречаются редко. Размеры их небольшие. Наиболее крупные тела габброидов по р. Катунка и в верховьях Мал. Кашкарета в центральной части сложены массивными и слабополосчатыми габбро-амфиболитами, а в краевых зонах — полосчатыми, иногда сланцеватыми эпидотовыми амфиболитами. В зоне меланжа I типа, залегающей в основании верхнего покрова офиолитов, габброидам соответствуют эклогиты и гранатовые амфиболиты, особенно широко представленные в бассейнах рек Чехан, Ургень, Казанашка, Ора-Суг. В зонах серпентинитового меланжа II типа, подстилающих и разделяющих на отдельные пластины нижний покров офиолитов, габброиды интенсивно родингитизированы (бассейн р. Таловки, верховья Мал. Кашкарета).

Многочисленные тела габбро-диоритов на юго-западном окончании пояса, датируемые на геологических картах силуром, вероятно, следует включить в состав пород офиолитового комплекса, так же как и Кантегирский массив гранитоидов, входящий в состав верхнего покрова. Массив вытянут на 18 км при ширине около 3 км и сложен кварцевым габбро, диоритами, гранодиоритами и гранитами.

Метаморфизм кантегирских гранитоидов выражается в интенсивной хлоритизации, эпидотизации. Эпидозиты образуют мощные полосы и участки, состоящие из множества мелких жилков. На контакте ультрабазитов с гранитами по р. Кантегир отмечены оливинные и тремолит-оливинные роговики [Юдин, 1962].

Жильные тела гранитоидов, сходных с кантегирскими, обнаружены в северо-восточной части Борусского массива ультрабазитов, где они подвергнуты процессам альбитизации.

В бассейне р. Казанашки (гора Копены) офиолиты прорываются крупным массивом девонских гранитов джойского комплекса. В краевых частях массива отмечаются гранодиориты, которые к центру сменяются порфиroidными биотитовыми гранитами аляскитового облика. Уже отмечалось, что граниты джойского комплекса, по-видимому, участвовали в покровных движениях офиолитов в позднекаледонское и герцинское время.

Венчают разрез офиолитов в Борусском поясе вулканогенно-осадочные породы чингинской и нижнемонокской свит. В их составе выделены четыре пачки или подсвиты [Добрецов, Пономарева, 1977]. Общая мощность свиты оценивается в 5—6 км. Степень метаморфизма пород слабая, соответствует нижним ступеням зеленосланцевой фации. Н. Н. Херасков [1979] породы чингинской свиты выделил в спилито-фтанито-сланцевую формацию.

Нижняя подсвита преимущественно сложена метабазами, туфами и характеризуется минеральными ассоциациями: актинолит + альбит + эпидот + хлорит + сфен + пумпеллит или альбит + хлорит + эпидот + моноклиновый пироксен (в виде реликтов). Вторая подсвита состоит из графитисто-кремнистых, кремнистых сланцев, фтанитов, филлитов с прослоями метабазитов, доломитизированных известняков. Третья под-

Таблица 1

Некоторые физические характеристики пород из зон серпентинитового меланжа Борусского пояса

Порода	Магнитная восприимчивость		Остаточная намагниченность	
	$\chi \cdot 10^{-6}$, ед. СГС	S	$J \frac{\text{СГС}}{\text{см}^3} \cdot 10^{-6}$	S
Серпентиниты	4062(115)	213183	3057(61)	16791
Гранодиориты	82,9(12)	9,11	42,9(7)	7,01
Эклогиты, родингиты	28,3(12)	2,69	—	—
Сланцы чингинской свиты, метаэффузивы	23,4(10)	2,85	—	—
Жадеитовые породы	7,03(31)	1,94	—	—
Альбититы	4,25(16)	1,86	—	—

Примечание. Здесь и далее в табл. в скобках — число определений.

свита — существенно вулканогенная, представлена слабо метаморфизованными порфиритами, их туфами с прослоями зеленых яшм.

Четвертая подсвита, сопоставляемая В. П. Коробейниковым и В. М. Исаковым [1965; Коробейников, 1970] с верхнемонокской свитой Северо-Саянского пояса, сложена конгломератами, туфопесчаниками и туфоалевролитами с прослоями порфиритов. По-видимому, эта подсвита латерально переходит в олистострому, и ее не следует относить к чингинской свите. В силу тектонической нарушенности офиолитов, например частого опрокинутого залегания пород чингинской свиты, достоверно установить, какие части ее разреза участвуют в строении отдельных чешуй, во многих случаях практически невозможно.

ЗОНЫ СЕРПЕНТИНИТОВОГО МЕЛАНЖА

Исследованиями последних лет в Борусском поясе выявлено два типа зон серпентинитового меланжа, отличающихся внутренним строением,

Сравнительная структурно-геологическая характеристика

Пояс	Разрез офиолитовой ассоциации	Доля пород, %	Тектоническая нарушенность разреза офиолитов и особенности внутренней структуры пояса
Борусский	Ультрабазиты	50	Сильно нарушен. Покровно-чешуйчатая с зонами меланжа
	Габброиды Вулканогенно-осадочные породы	1—2 40	
Кургушибинский	Двуполевошпатовые гранитоиды	10	Слабо нарушен. Покровно-чешуйчатая с зонами меланжа
	Ультрабазиты	40	
	Габброиды Габбро-амфиболитовый дайковый комплекс Вулканогенно-осадочные породы	20 5 35	
Северо-Саянский	Ультрабазиты	10	Слабо нарушен. Покровно-чешуйчатая с зонами меланжа (?)
	Габброиды	15	
	Вулканогенно-осадочные породы	40	
	Плагииграниты (трондьемиты)	35	

составом, физическими свойствами (табл. 1) цементирующего и кластического материала.

Первый тип серпентинитового меланжа маркирует древнюю надвиговую структуру верхней пластины офиолитового пояса на протяжении свыше 80 км (см. рис. 2,3). Его видимая мощность достигает 1,5 км. Меланж сравнительно хорошо изучен на участке Казанашка — Кантегир, Кантегир — Енисей, р. Мал. Кашкарет. Северо-западное пологое (35—45°) падение зон меланжа наблюдалось только в центральной и северо-восточной частях Борусского пояса. На юго-западе оно значительно круче (50—70°).

Строение зон меланжа I типа весьма сложное и поддается изучению лишь в отдельных, хорошо обнаженных и опоскованных горными выработками участках. Особенности внутренней структуры зон обусловлены многократностью и разнонаправленностью тектонических движений, сочетанием надвиговых структур со структурами типа сбросов и взбросов (см. рис. 3,4). Зоны меланжа в рельефе отчетливо выражены ложбинами, выположенными участками склонов, седловинами, уступами. Цементирующий субстрат зон представлен оталькованными частично хлоритизированными и карбонатизированными антигоритовыми серпентинитами чешуйчатого облика. Под микроскопом серпентиниты имеют лепидобластовую структуру, слоистую текстуру.

Минеральный состав серпентинитов: антигорит (75—80%), карбонат — брейнерит (15—20%), хлорит (до 10%), тальк (0—5%), зерна хромшпинелида с каймой из магнетита.

Среди рассланцованных серпентинитов встречаются участки линейных зон выветривания или гидротермального изменения, нацело сложенные глинисто-гидрослюдистым материалом темно-зеленой или темно-коричневой окраски. Эти участки ветвящейся, неправильной формы как бы цементируют рассланцованные серпентиниты, нередко образуя с дресвой и щебенкой последних своеобразную глинисто-серпентинитовую смесь.

Замеры ориентировки сланцеватости в серпентинитах — практически единственный путь, который позволил наряду с анализом рельефа местности обнаружить фрагменты надвиговой структуры в зонах меланжа (см. рис. 4,5).

офиолитовых поясов Западного Саяна

Таблица 2

Метаморфизм офиолитовых комплексов			
Ультрабазиты	Габброиды	Вулканогенно-осадочные породы	Включения пород в зонах серпентинитового меланжа
Куммингтонитизация, серпентинизация (преимущественно антигоритизация), тремолитизация, хлоритизация, оталькование	Эпидот-амфиболитовая фация (до зеленосланцевой)	Эпидот-амфиболитовая и зеленосланцевая фации	Эклогитовая (эклогит-жадеитовая), глаукофан-сланцевая, (редко), амфиболитовая, эпидот-амфиболитовая и зеленосланцевая фации
Редко наблюдаются: амфиболитизация (амфибол ряда купферит-куммингтонит), диопсидизация, серпентинизация (преимущественно хризотил-лизардитовая), тремолитизация, хлоритизация, оталькование	От эпидот-амфиболитовой до пренит-пумпеллиновой фации	Эпидот-амфиболитовая фация до пренит-пумпеллиновой	Глаукофан-сланцевая и амфиболитовая (редко), эпидот-амфиболитовая, зеленосланцевая фации
Серпентинизация (преимущественно хризотил-лизардитовая), тремолитизация, хлоритизация, оталькование	Преимущественно эпидот-амфиболитовая фация	Эпидот-амфиболитовая и зеленосланцевая фации (до пренит-пумпеллиновой)	Эпидот-амфиболитовая и зеленосланцевая фации



Весьма специфичен ксеногенный материал зон меланжа I типа. Среди серпентинитовых сланцев или глинисто-серпентинитовой массы наблюдаются сравнительно крупные блоки первичных и измененных ультрабазитов размером до $0,6 \times 2$ км, тела, блоки и глыбы жадеитовых пород, амфиболизированных эклогитов, гранатовых амфиболитов, альбититов, метагаббро, хромит-уваровитовых и хлорит-магнетитовых пород, родингитов, кварцитов.

Преобладают обломки экзотических пород — жадеититы, эклогиты, альбититы, гранатовые амфиболиты, которые не известны внутри офиолитов Борусского пояса.

Если границы зон меланжа рассматриваемого типа более или менее точно устанавливаются в рельефе, то строение и состав их, учитывая большие различия в некоторых физических характеристиках пород, можно удовлетворительно исследовать геофизическими методами, в частности магниторазведкой. Тела чуждых пород более устойчивы к выветриванию, чем серпентиниты, и образуют положительные микроформы на фоне отрицательных форм рельефа, фиксирующих зоны меланжа в целом.

Наиболее насыщены глыбами и обломками жадеитовых и эклогитовых пород зоны меланжа в юго-западной части Борусского пояса, ограниченной на западе р. Чехан, на востоке р. Голубой. К востоку жадеитовые тела встречаются значительно реже.

Ксеногенный материал зон на восточном фланге пояса главным образом представлен глыбами альбититов, кварцитов, обломками родингитов, амфиболитов, метагаббро. К западу от Енисея в зонах серпентинитового меланжа I типа не обнаружены родингиты.

Серпентинитовый меланж второго типа установлен на южном фланге Борусского пояса (южнее распространения зон меланжа I типа) в подошве или внутри нижнего покрова (см. рис. 3,4).

В роли цементирующего субстрата здесь уже выступают рассланцованные, перетертые лизардитовые, хризотилловые и хризотил-лизардитовые серпентиниты с обильными примазками и прожилками светло-зеленого офита. Среди них встречаются многочисленные отторженцы сланцев, метаэффузивов, известняков, кварцитов, амфиболизированных габброидов, родингитов и нефритов (см. рис. 4), т. е. тех пород, которые закономерно входят в состав разреза нижней пластины офиолитового комплекса.

Зоны серпентинитового меланжа II типа закартированы в бассейне р. Таловка (междуречье Енисея — Кантегира), где они образуют полосу шириной 2 км и длиной 10 км и на хр. Стан-Таскыл (см. рис. 2).

Падение зон меланжа II типа юго-восточное под углом $35-70^\circ$. Размеры включений различных пород в рассматриваемых серпентинитах варьируют в широких пределах: от первых сантиметров до сотен метров, форма их преимущественно линзовидная. На контактах серпентинитов с измененными туфами, сланцами, известняками чингинской свиты формируются листовиты. Структуру зон меланжа II типа заметно осложняют разрывные нарушения субмеридионального простирания, которые картируются по зонам дробления, зеркалам и бороздам скольжения.

Кроме рассмотренных двух основных типов серпентинитового меланжа в Борусском поясе часто встречаются рассланцованные и будинированные серпентиниты, не содержащие включений других пород.

В заключение приведем сопоставление офиолитов Борусского пояса с офиолитами Кургушибинского и Северо-Саянского поясов (табл. 2). Борусский пояс отличается сильной тектонической нарушенностью, незначительным количеством габброидов, наиболее интенсивным метаморфизмом ультрабазитов, наличием в зонах меланжа таких глубинных пород, как жадеититы, эклогиты и гранатовые амфиболиты. Все эти особенности можно объяснить наиболее далекой и длительной тектонической транспортировкой офиолитовых пластин Борусского пояса.

ВЕЩЕСТВЕННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

В разделе кратко систематизирован накопленный к настоящему времени материал [Добрецов, 1963; Юдин, 1959, 1963; Велинский, 1968; Добрецов, Пономарева, 1965, 1976, 1977; Алтухов, Глазунов, 1976; Глазунов, 1977, 1979, 1981] по вещественному составу офиолитов, дополненный некоторыми новыми данными по геохимии.

УЛЬТРАБАЗИТЫ

В пределах Борусского пояса среди ультрабазитов встречаются гарцбургиты, дуниты, лерцолиты, верлиты, полосчатый дунит-гарцбургит-ортопироксенитовый комплекс, серпентиниты.

Гарцбургиты и дуниты с жилами бронзититов образуют **полосчатый дунит-гарцбургит-пироксенитовый комплекс**, характерный для верхнего покрова.

Породы состоят из оливина и ромбического пироксена (5—20%). В жилах бронзититов содержание оливина составляет 5—10%. В незначительном количестве (около 5%) присутствуют моноклинный пироксен эндиопсид-авгитового состава (табл. 3). Оливин содержит около 10%

Таблица 3

Химические анализы минералов из офиолитов Борусского пояса

Компонент	Оливин		Ромбический пироксен			Моноклинный пироксен		Хромшигелид	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	41,80	40,9	54,88	53,20	57,5	54,7	53,7	—	—
TiO ₂	—	—	0,06	0,10	0,0	0,11	—	0,04	—
Al ₂ O ₃	—	—	2,94	2,22	2,31	3,28	1,31	22,37	9,22
Fe ₂ O ₃	—	—	1,68	3,01	—	—	—	3,55	16,69
FeO	9,08	10,5	4,53	4,20	4,84	5,46	2,06	16,1	13,69
MnO	0,15	0,35	0,20	0,13	0,11	0,18	0,09	0,38	—
MgO	42,3	48,9	33,24	33,60	33,9	20,9	17,4	12,96	10,01
CaO	0,17	0,01	1,29	1,79	1,02	12,0	23,8	—	—
Na ₂ O	—	—	0,01	—	0,07	0,57	0,03	—	—
K ₂ O	—	—	0,17	—	—	—	—	—	—
H ₂ O	—	—	—	1,48	—	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	—	0,06	—	—	1,01	1,10	0,66	43,83	50,39
П. п. п.	7,84	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,34	100,72	100,00	99,73	100,76	98,29	99,05	99,23	100,00
f, %	9,5	11,0	7,5	8,3	7,4	8,9	8,0	45,5	61,8
Si	1,01	0,999	1,890	1,909	1,958	1,98	1,976	—	—
Ti	—	—	—	0,004	—	0,003	—	0,001	—
Al	—	—	0,120	0,095	0,094	0,14	0,057	0,83	0,346
Fe ³⁺	—	—	0,040	0,041	—	—	—	0,08	0,403
Fe ²⁺	0,18	0,21	0,130	0,125	0,137	0,17	0,064	0,42	0,366
Mn	0,003	0,007	0,006	0,004	—	0,005	0,002	0,01	—
Mg	1,78	1,78	1,760	1,797	1,721	1,13	0,955	0,61	0,476
Ca	—	—	0,050	0,069	0,037	0,46	0,937	—	—
Na	—	—	0,007	—	0,006	0,04	0,004	—	—
K	—	—	0,007	—	—	—	—	—	—
Cr	—	—	—	—	0,029	0,03	—	1,09	1,355
Сумма	2,97	2,996	4,010	4,044	3,982	3,958	3,995	3,041	2,946

Примечание. 1, 4—6, 8 — образцы минералов из полосчатого дунит-гарцбургит-пироксенитового комплекса [Добрецов, Пономарева, 1977]; 2, 7 — лерцолита [Добрецов, Пономарева, 1977]; 3 — дунита [Глазунов, 1981]; 9 — аподунитового серпентинита [Филиппов, Карасева, 1974].

железистого компонента. Железистости оливина и ромбического пироксена сходны с таковыми в обычных гарцбургитах.

Мощность жил пироксенита 1—5 см. В участках сближенных параллельных жил бронзититов порода, расположенная между жилами, обеднена пироксеном и переходит в дунит. Взаимоотношения минералов из образцов полосчатого комплекса обычно реакционные.

Массивные гарцбургиты, встреченные на периферии верхнего покрова и в нижнем покрове (см. рис. 3,4), обогащены ромбическим пироксеном (30%) и хромшпинелидом (2—7%). Из вторичных минералов отмечены бастит, антигорит, брейнерит, магнетит, тальк. Неизмененные породы характеризуются панидиофорнозернистой структурой, серпентинизированные — порфиробластовой, иногда полосчатой. Оливин, ортопироксен и клинопироксен по оптическим константам аналогичны таковым в полосчатом комплексе. Так, оливин содержит 9—12% фаялитового компонента.

Зерна оливина часто подвергнуты интенсивной деформации. В ромбическом пироксене встречаются структуры распада твердого раствора — микроскопические вроски моноклинного пироксена.

Гарцбургиты среди прочих разновидностей ультрабазитов Борусского пояса обладают самым высоким значением петрохимического параметра M/F (табл. 4) и самым низким уровнем отношения Cr_2O_3/TiO_2 . Им также свойственны максимальные величины дисперсии содержаний титана и незначительные алюминия.

Дуниты образуют в пределах ультрабазитовых тел линзовидные обособления. Они в основном состоят из оливина (до 95%), хромшпинелида (5—10%), иногда ромбического пироксена. Из вторичных минералов отмечаются антигорит, брусит, тальк и магнетит, реже тремолит. Оливин содержит до 20% фаялитовой молекулы, чем отличается от оливина гарцбургитов. Ромбический пироксен (см. табл. 3) по составу отвечает энстатиту с железистостью 7,5—9%.

По сравнению с гарцбургитами дуниты характеризуются повышенными значениями Cr_2O_3/TiO_2 , более низкой величиной дисперсии содержаний TiO_2 .

Дуниты и гарцбургиты подвержены амфиболизации, отличающейся от таковой в лерцолитах (см. ниже). Сначала оливин ($Ng - Np = 0,045 - 0,040$; $2V = 85 - 90^\circ$) в виде зерен неправильной формы замещается тонкозернистым антигоритом; последний, в свою очередь, — тальком. Потом кристаллизуется тонкопризматический (игольчатый) тремолит ($2V = -70 + 80^\circ$, $cNg = 14 - 16^\circ$). Отдельные зерна оливина обрастают каймами антигорит-тремолитового состава. Содержание тремолита в породе достигает 10—15%. Амфиболизированные дуниты особенно широко распространены в разрезах по Кантегиру и Енисею.

Кроме тремолита, в серпентинизированном дуните на левобережье Енисея обнаружен антофиллит ($Ng = 1,659$; $Np = 1,640$; $2V(-) = 84 - 86^\circ$; $cNg = 0 - 5^\circ$). Антофиллитовый агрегат с примесью оливина, серпентина и талька образует вторичную метаморфическую породу в центре метаморфической зональности [Петрология..., 1977].

Процессы амфиболизации затронули также и породы в зоне меланжа.

Лерцолиты (подчиненные **верлиты**) сложены оливином, ромбическим и моноклинным пироксеном. Акцессорные хромшпинелид и магнетит образуют в них тонкие полоски и мелкие гнездообразные обособления. Как и гарцбургиты, лерцолиты нередко характеризуются струйчатым или цепочечным расположением зерен пироксена. Количество пироксена в слабо измененных породах достигает 25—30%.

Оливин в лерцолитах по составу практически не отличается от оливина гарцбургитов (см. табл. 3). Клинопироксен лерцолитов представлен хром-диопсидом.

Измененные лерцолиты-верлиты состоят из реликтового оливина, серпентина (хризотила и антигорита), псевдоморфоз тремолита, серпентина, магнетита по моноклинному пироксену или вторичных агрегатов куммингтонита по ортопироксену. Степень серпентинизации лерцолитов,

Химические составы пород Борусского офиолитового пояса

Компонент	Дуниты (20)		Гарцбургиты (27)		Лерцолиты (3)	Пироксениты (4)		Серпентиниты (10)		Антигоритовые серпентиниты (14)		Габбро (4)		Кварцевое габбро (12)	Диорит-гранодиориты (10)
	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	\bar{X}
SiO ₂	38,50	1,75	40,93	1,28	40,05	51,31	1,34	40,00	2,16	41,04	2,39	46,00	3,62	48,34	56,68
TiO ₂	0,22	0,15	0,27	0,82	0,02	0,09	0,045	0,07	0,022	0,07	0,045	1,03	1,07	0,58	0,34
Al ₂ O ₃	1,78	1,52	1,77	0,57	1,45	2,11	0,93	1,99	2,02	1,23	0,66	16,71	3,52	15,20	16,39
Cr ₂ O ₃	0,46	0,14	0,40	0,14	Не опр.	0,29	—	0,29	0,026	0,34	0,10	Не опр.	—	Не опр.	0,01
Fe ₂ O ₃	2,97	1,23	2,12	1,18	3,55	1,94	1,01	3,54	2,40	3,59	3,24	3,90	1,20	4,51	3,45
FeO	5,48	0,80	5,91	1,46	4,18	5,80	1,55	3,60	2,00	4,27	1,72	5,94	3,27	7,25	5,95
MnO	0,09	0,01	0,10	0,017	0,20	0,13	—	0,11	0,017	0,09	0,01	0,21	0,10	0,16	0,11
MgO	46,67	1,39	43,67	1,60	40,54	34,27	3,95	38,09	1,98	37,07	0,70	8,54	3,67	9,72	4,38
CaO	0,48	0,3	0,44	0,26	1,30	1,86	1,02	0,49	0,53	0,05	0,10	9,24	0,93	7,77	6,43
Na ₂ O	0,02	0,045	0,03	—	0,06	Сл.	—	Не опр.	—	0,03	—	3,35	0,995	2,75	3,02
K ₂ O	0,01	0,01	0,01	—	0,02	»	—	»	—	0,03	—	0,82	0,447	1,21	2,10
П. п. п.	3,44	1,42	4,32	2,65	7,66	2,15	1,30	11,60	0,96	11,70	0,34	4,42	0,74	2,27	1,33
Сумма	100,12	—	99,97	—	99,03	99,95	—	99,78	—	99,49	—	100,16	—	100,00	100,34
Cr ₂ O ₃ /TiO ₂	2,1	—	1,5	—	—	3,2	—	4,1	—	4,9	—	—	—	—	—
											Числовые характеристики по А. Н. Заваричкому				
											<i>a</i>	8,9	—	9,6	9,8
											<i>c</i>	7,4	—	5,4	6,4
											<i>b</i>	27,4	—	29,7	17,7
											<i>S</i>	56,3	—	55,3	66,1
											<i>Q</i>	-11,6	—	-14,0	6,2
											<i>n</i>	87,0	—	68,6	68,1
											<i>a/c</i>	1,2	—	1,8	1,5
											<i>x</i>	1,9	—	1,7	—
											<i>y</i>	0,8	—	18,8	—
											<i>z</i>	97,3	—	76,3	—
											<i>h</i>	19,8	—	27,4	—
											<i>M/F</i>	9,8	—	10,0	—
													—	9,3	7,9

Примечание. Использованы анализы из работ Е. Н. Алтухова, О. М. Глазунова [1976], Н. Л. Добрецова, Л. Г. Пономаревой [1977], О. М. Глазунова [1979].

судя по значению параметра h (см. табл. 4), максимальна по сравнению с другими разновидностями первичных ультрабазитов.

В лердолитах также широко проявлены процессы амфиболизации [Добрецов, 1963; Петрология..., 1977]. Волокнистые агрегаты амфибола и серпентина с пылевидным магнетитом псевдоморфно замещают пироксен. В более измененных разностях микрзернистые агрегаты с амфиболом развиваются не только по диопсиду, но и по оливину. Процесс амфиболизации сопряжен с серпентинизацией оливина, но взаимоотношения амфибола и серпентина точно не выяснены.

Серпентиниты главным образом тяготеют к краевым частям ультрабазитовых тел Борусского пояса. Преобладают серпентиниты антигоритового и хризотил-антигоритового составов. Лизардитовые серпентиниты распространены в меньшей степени.

Выделяются следующие петрографические типы серпентинитов: лизардитовые и лизардит-антигоритовые с признаками первичных структур ультрабазитов и реликтивными минералами; антигоритовые и хризотил-антигоритовые, сопровождающиеся зонами дробления и рассланцевания с обильным магнетитом и жилками антигорита, асбеста, магнетит-серпофитового состава; крупночешуйчатые карбонатизированные антигоритовые серпентиниты и хлорит-антигоритовые жилы, а также мелкочешуйчатые нефритоподобные антигоритовые серпентиниты, характерные для зон меланжа I типа; вышерассмотренные амфибол-серпентиновые породы.

Устанавливается 5—7 разновидностей серпентина, возрастные соотношения которых трактуются неоднозначно: 1) петельчатые жилки лизардита по оливину, часто ассоциирующие с тальком по бронзиту; 2) сплошные массы мелкочешуйчатого антигорита (\pm хризотил); 3) пластинки, перистые или параллельно-ориентированные агрегаты крупночешуйчатого антигорита (часто с карбонатом); 4) серпентин с магнетитом и карбонатом в виде тонких жилок или пятнистых выделений; 5) жилки антигорита с каемками магнетита, 6) поперечно-волоконистого хризотил-асбеста с «волоконистым» магнетитом, 7) изотропного или слабо преломляющего серпофита с магнетитом.

Таблица 5

Содержание элементов-примесей в офиолитах Борусского пояса, г/т

Компонент	Среднее для ультрабазитов*	Серпентинизированные дуниты и гарцбургиты, серпентиниты		Антигоритовые серпентиниты в зоне меланжа		Габброиды		Диориты Кантегирского массива		Метаэффузивы
		\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	
K, %	0,016	0,07(10)	0,084	0,09(8)	0,095	0,27(5)	0,089	1,44(2)	—	0,72(41)
Na, %	0,014	0,28(10)	0,33	0,30(8)	0,28	1,80(5)	0,063	1,56(2)	—	2,56(41)
Li *	—	2,5(2)	—	—	—	<5(2)	—	—	—	4(2)
Rb*	0,8	5(2)	—	—	—	14(2)	—	—	—	5(2)
Ba	—	Не обн.	—	Не обн.	—	272(5)	324	650(4)	15,4	830(2)
Sr	5,5	»	—	7(8)	2,62	231(5)	92,3	363(4)	8,37	195(2)
Cr	3400	1612(19)	17,4	1424(17)	378	326(5)	136	121(4)	6,56	320(2)
V	—	56(19)	4,36	52(17)	36,6	404(5)	61,9	170(4)	8,37	390(2)
Ni	2700	2358(19)	6,25	2018(17)	538	1920(5)	63,8	132(4)	6,48	150(2)
Co	—	123(19)	4,36	94(17)	15,9	43(5)	10,5	29(4)	3,61	45(2)
Zn	—	102(19)	6,25	136(17)	57,1	Не обн.	—	Не обн.	—	Не обн. (2)
K/Rb	200	140	—	—	—	193	—	—	—	1440
Rb/Sr · 10 ³	140	—	—	—	—	60	—	—	—	26
Sr/Ca · 10 ³	1,57	—	—	19,4	—	3,50	—	7,90	—	3,04
Ba/Sr	—	—	—	—	—	1,18	—	1,79	—	4,26
Ni/Co	—	19,2	—	21,5	—	44,7	—	4,55	—	3,33
Cr/V	—	28,8	—	27,4	—	0,81	—	0,71	—	0,32

Примечание. Анализы на щелочи выполнены в лаборатории производственного объединения «Казкварцсамоцветы», остальных элементов — в СибГЕОХИ СО АН СССР (аналитик А. Д. Глазунова). Звездочкой отмечены данные из работ Е. Н. Алтухова, О. М. Глазунова [1976], О. М. Глазунова [1979].

Характерная геохимическая черта серпентинитов по отношению к другим типам ультрабазитов пояса — повышенные концентрации в них щелочей и более низкие содержания хрома и никеля, более низкие значения отношения K/Rb (табл. 5).

ГАББРОИДЫ

Выходы неизмененных или слабо затронутых процессами метаморфизма габброидов в пределах Борусского пояса встречаются довольно редко (реки Кантегир и Мал. Кашкарет). Они представлены оливиновыми габбро, лейкогаббро, габбро-диоритами.

Оливиновое габбро состоит из пироксена (25—30%), плагиоклаза № 55—57 (30—35%), оливина (20—25%). Зерна плагиоклаза часто замещаются волокнистыми агрегатами хлорита, мелкозернистого карбоната. Оливин образует изометричные зерна и ассоциирует иногда с магнетитом.

Лейкогаббро содержит андезин (65—70%), моноклинный пироксен (20—25%), биотит (5—7%), рудные акцессории (3%). Структура породы офитовая. Из вторичных минералов отмечен хлорит.

Два первых типа пород установлены в бассейне р. Мал. Кашкарет.

Альбитизированные габбро и габбро-диориты известны по р. Кантегир. Они сложены авгитом (40—45%) и олигоклаз-андезином (50—55%).

Акцессорные — сфен, магнетит. Порода интенсивно хлоритизирована, плагиоклаз серицитизирован и альбитизирован. Хлорит образует гнездовые обособления, псевдоморфозы по авгиту, а также единичные прожилки.

На юго-восточном и северо-западном флангах Борусского пояса, а также в районе хр. Стан-Таскыл среди метаморфических сланцев встречаются небольшие тела метаморфизованных габбро, превращенных в габбро-амфиболиты и амфиболиты.

Породы состоят из сине-зеленой роговой обманки, эпидот-клиноцоизита, альбита, хлорита, титаномагнетита, сфена. Иногда сохраняются реликты моноклинного пироксена, близкого к диопсиду. Весьма многочисленны включения разнообразных по составу амфиболитов в зонах меланжа.

По петрохимическим характеристикам (см. табл. 4) метагаббро близки к толеиту. Многие исследователи в составе гранитоидов Кантегирского массива выделяют кварцевое габбро [Добрецов, Пономарева, 1977], несколько отличающееся от метагаббро соотношением калия и натрия, содержаниями кальция, магния, железа. К сожалению, взаимоотношения кварцсодержащих габбро с гранитами и диоритами массива не выяснены. Судя по близости петрохимических характеристик метагаббро и кварцсодержащего габбро и значительному отличию последнего от диоритов Кантегирского массива, габброиды Кантегирского массива относятся к офиолитам.

ГРАНИТОИДЫ

Диорит-граниты, слагающие Кантегирский массив, отчетливо прорывают ультрабазиты, хотя наблюдаемые контакты в основном тектонические.

В верховьях р. Ора-Суг контакт массива гранитов с серпентинитами характеризуется крутым (80—85°) падением на юго-восток. Серпентиниты в зоне контакта интенсивно графитизированы.

По минеральному составу и геохимическим особенностям породы массива резко отличаются от плагиогранитов майнского комплекса, широко развитых к северу от Борусского пояса. Ранее они отождествлялись с этими гранитами.

Существуют все переходы от диоритов к типичным роговообманковым и биотитовым гранитам в пределах Кантегирского массива. Но все же

Таблица 6

Сравнительная геохимическая характеристика гранитоидов, г/т

Компонент	Краявая часть Кантегирского массива		Центральная часть Кантегирского массива		Среднее для Гранитов таннуольского комплекса	Плагииграниты майнского комплекса
	Номер пробы					
	1087	1092	1097	1102	[Таусон, 1977]	
Cr	400	170	73	140	—	—
V	79	230	150	220	70	128
Ni	110	180	86	150	15	8,5
Co	15	35	24	43	9	11,9
Zn	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	—	75
Ba	650	950	370	630	670	119
Sr	420	400	280	350	390	169
Ba/Sr	1,55	2,37	1,32	1,80	1,71	0,70
Cr/V	1,26	0,74	0,49	0,64	—	—
Ni/Co	7,33	5,14	3,58	3,49	1,67	0,71

Примечание. Количественный спектральный анализ проб выполнен А. Д. Глазуновой (Институт геохимии СО АН СССР).

большая часть пород его представлена кварцевыми диоритами и диоритами.

Главными породообразующими минералами гранитоидов являются плагиоклаз (андезин, реже олигоклаз) (40—70%), калишпат (5—30%), роговая обманка (5—25%), кварц (0—25%). В отдельных разновидностях наблюдался моноклинный пироксен (до 10%). Акцессорные минералы — апатит, циркон, сфен, магнетит.

Метаморфизм кантегирских гранитоидов выражается в интенсивной хлоритизации и эпидотизации, дроблении и катаклазе пород.

Роговая обманка в отдельных шлифах почти нацело замещена хлоритом, андезин-альбитом и пренитом. Нередко породы рассечены прожилками альбит-эпидотового состава.

По сравнению с плагиигранитами майнского комплекса гранитоиды Кантегирского массива двуполевошпатовые и обладают отчетливой калиевой специализацией [Пополитов и др., 1973а, б]. Содержания калия в них в 3—4 раза превышают уровень его концентраций в плагиигранитах майнского комплекса. В кантегирских гранитах в отличие от майнского комплекса не обнаружен цинк, на порядок выше содержания никеля, в несколько раз повышены концентрации бария и стронция (табл. 6). Хорошо различаются они также по значениям отношений Ni/Co и Ba/Sr.

По петрохимическим и геохимическим характеристикам гранитоиды Кантегирского массива сходны с гранитоидами таннуольского комплекса Тувы [Таусон, 1977], но резко отличаются от них повышенным содержанием Ni и Co.

Таким образом, гранитоиды Кантегирского массива по совокупности петрографических и геохимических особенностей нельзя объединять с майнским комплексом плагиигранитов, тела которых так широко распространены в Северо-Саянском поясе.

МЕТАВУЛКАНИТЫ

Метабазиты слагают значительную часть разреза чингинской свиты, будучи представлены метабазальтами, метатуфами, измененными порфиридами. Они переслаиваются с кремнистыми породами, графитисто-кремнистыми сланцами.

Петрография пород частично рассмотрена В. В. Велинским [1968]. Преобладают две группы пород: зеленокаменные измененные туфы и порфириды.

Химический состав метабазитов чингинской свиты Борусского офиолитового пояса

Компонент	Тип I				Тип II		
	1 (10)		2 (5)		3 (4)	4 (16)	5 (6)
	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	\bar{X}	\bar{X}
SiO ₂	47,91	4,33	47,34	3,11	48,02	49,05	52,06
TiO ₂	2,86	0,95	1,96	0,94	2,73	1,30	1,27
Al ₂ O ₃	14,34	1,50	14,96	0,88	14,72	15,07	14,70
Fe ₂ O ₃	4,62	2,08	4,24	3,45	5,06	1,18	2,37
FeO	8,44	2,22	8,67	2,46	7,73	8,19	6,40
MnO	0,19	0,04	0,22	0,045	0,23	0,21	0,20
CaO	8,50	4,43	9,54	1,70	8,56	0,17	9,71
MgO	5,25	2,39	5,90	1,52	5,23	8,65	6,13
Na ₂ O	3,16	1,63	3,51	0,98	3,53	3,57	3,51
K ₂ O	0,55	0,45	0,30	0,17	0,36	1,20	0,90
P ₂ O ₅	0,32	0,39	0,11	0,06	0,18	0,10	0,09
H ₂ O	He опр.	He опр.	0,23	0,02	He опр.	0,10	He опр.
П. п. п.	3,87	1,63	3,71	1,15	4,23	4,78	3,01
Сумма . . .	100,01	—	100,69	—	100,48	99,57	100,37
MgO/(MgO+Fe)	0,38	—	0,40	—	0,40	0,51	0,49
ΣFeO	12,60	—	12,49	—	12,29	9,25	8,53
K ₂ O/Na ₂ O	0,17	—	0,09	—	0,10	0,34	0,26

Примечание. 1 — метабазиты стантаскыльской толщи (акольской ? свиты) приенисейской части Борусского пояса [Добрецов, Пономарева, 1977]; 2 — спилиты и зеленокаменные аффузивы бассейна Мал. Кашкарета [Велинский, 1968; Глазунов, 1979]; 3 — метаэффузивы I типа центральной части Борусского пояса [Добрецов, Пономарева, 1977]; 4 — плагиоклазовые порфириды, р. Мал. Кашкарет [Глазунов, 1979]; 5 — метаэффузивы центральной части Борусского пояса [Добрецов, Пономарева, 1977].

Основная масса туфов сложена хлоритизированным вулканическим стеклом с кристаллокластами пироксена и плагиоклаза (5—10%). Из других минералов присутствуют карбонат, сфен. Структура пород кристалло-витрокластическая.

Порфириды обычно спилитизированы (альбитизированы), имеют миндалекаменную структуру. Они состоят из альбитизированного плагиоклаза с реликтами лабрадора — битовнита (№ 50—80; 20—25%); хлорита и карбоната (20—30%), эпидота (25—30%), лейкоксена (15%), кварца (до 5—6%). Поры в порфиридах заполнены кальцитом, хлоритом или пренитом.

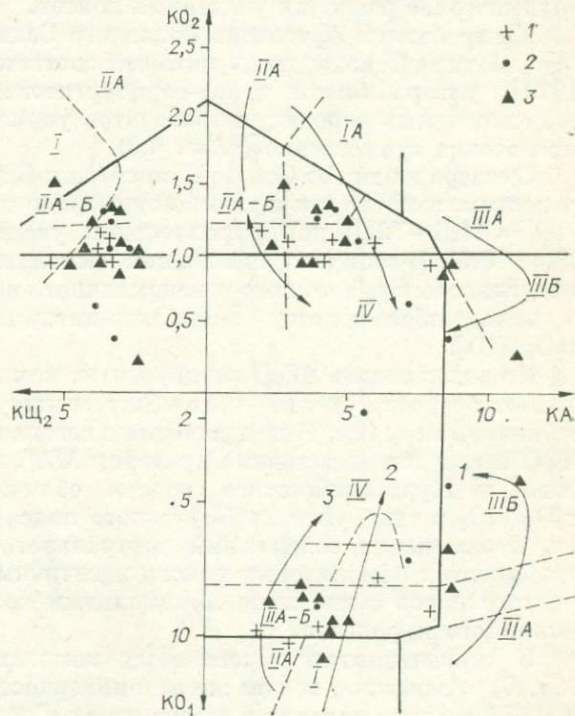


Рис. 9. Средние составы вулканических пород Западного Саяна с полями океанических (IA, IIA, IIIA), рифтовых (IIA-B), островодужных (IIIB) и континентальных (IV) базальтов [Добрецов, 1975].

1 — состав базальтов Борусского, 2 — Северо-Саянского, 3 — Куртушибинского поясов. KA, KO₁, KO₂ и K2O — коэффициенты глиноземистости, океаничности и щелочности.

Метабазиты разделяются (табл. 7) на два петрохимических типа: железисто-титанистый (I) и меложелезистый (II). Породы первого типа главным образом тяготеют к флангам, а второго — к центральной части Борусского пояса и нижнемонокской свите. Они различаются не только содержаниями титана, железа, магния, но и соотношением щелочей. По петрохимическим критериям Н. Л. Добрецова [1975], анализы метабазитов Борусского пояса в основном принадлежат полю континентальных и рифтовых базальтов, и лишь небольшая их часть ложится в область островодужных плагиобазальтов (рис. 9).

Первый и второй типы резко отличаются по содержанию FeO , TiO_2 и K_2O и по отношению $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (см. табл. 7). Поэтому усредненное значение K_2O (см. табл. 5) не показательно.

По содержаниям Ba , Ni , Co (см. табл. 5) эффузивы пояса почти не отличаются от траппов [Пополитов и др., 1973б] Сибирской платформы, а по отношению K/Rb , концентрациям Na , Sr , V они близки океаническим толеитовым базальтам.

Такой «двойственный» геохимический характер метабазитов чингинской свиты, вероятно, свидетельствует о сочетании в покровах разнотипных вулканитов, часть из которых в Борусском офиолитовом поясе (тип II) соответствует островодужным вулканитам.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОФИОЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ЗАПАДНОГО САЯНА

Офиолитовые ассоциации Западного Саяна, выделенные в три пояса (Северо-Саянский, Борусский и Куртушибинский), отличаются строением, составом, степенью и характером метаморфизма, полезными ископаемыми (см. табл. 2). Согласно классификации офиолитов Н. А. Добрецова [Добрецов, Пономарева, 1977], Куртушибинский пояс по большинству характеристик близок офиолитам I типа, Борусский — II типа, а Северо-Саянский (менее изученный), по-видимому, следует отнести к типу, промежуточному между I и II.

Приведем дополнительные минералогические, петрохимические и геохимические различия указанных поясов.

Ультрабазиты офиолитов Западного Саяна принадлежат магнизильному геохимическому типу, который соответствует, по О. М. Глазунову [1979], ультрабазитам дунит-гарцбургитовой формации. Несмотря на это, однотипные породы ультрабазитов упомянутых комплексов различаются весьма существенно (табл. 8,9).

С севера на юг, от Северо-Саянского к Борусскому и Куртушибинскому поясам, заметно уменьшается суммарное содержание железа в дунитах ($\text{FeO} = 11,6-7,39$) при параллельном увеличении отношения M/F (от 6,3 до 10,5). В этом же направлении несколько увеличивается содержание виртуального ромбического и моноклинного пироксена. Дуниты Борусского пояса обособляются аномально-низкими значениями отношения $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$.

По содержанию ΣFeO гарцбургиты, как и дуниты Борусского пояса, занимают промежуточное положение между Северо-Саянским и Куртушибинским поясами. В направлении с севера на юг уменьшается значение ΣFeO и возрастает величина критерия M/F , но эти величины для Борусского и Куртушибинского поясов сближены. Значения отношения $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ в гарцбургитах Борусского пояса минимальны, как и в дунитах. Соотношения содержаний виртуального ромбического пироксена в гарцбургитах офиолитовых поясов идентичны дунитам. Гарцбургиты Борусского пояса отличаются минимальным количеством виртуального моноклинного пироксена.

В серпентинитах офиолитовых комплексов Западного Саяна (см. табл. 9) прослеживается та же закономерность изменения величин ΣFeO , $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ в направлении с севера на юг. Серпентиниты Борусского пояса

Таблица 8

Сравнительная петрохимическая характеристика ультрабазитов из офиолитовых поясов Западного Саяна

Пояс	Дуниты							Гарцбургиты							Лерцолиты						
	Σ FeO	$\frac{Cr_2O_3}{TiO_2}$	M/F	x	y	z	h	Σ FeO	$\frac{Cr_2O_3}{TiO_2}$	M/F	x	y	z	h	Σ FeO	$\frac{Cr_2O_3}{TiO_2}$	M/F	x	y	z	h
Борусский	8,15	2,1	9,8	1,9	0,8	97,3	19,8	7,82	1,5	10,0	1,7	18,8	79,5	27,4	7,38	—	9,3	5,2	18,5	76,3	45,1
Куртуши- бинский	7,39	16,0	10,5	2,0	3,7	94,3	13,6	7,63	17,5	9,8	3,3	14,1	82,6	15,5	7,90	40,0	9,1	6,6	17,6	75,8	16,9
Северо-Саян- ский	11,6	>500	6,3	0,7	0,3	99,0	8,8	10,50	25	7,2	5,9	25,4	68,7	19,7	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. $\Sigma FeO = FeO + 0,9 Fe_2O_3$; M/F — критерий Хесса; x, y, z, h — характеристики по Н. Д. Соболеву [1959]. Используются материалы А. К. Сибилева [1980].

27

Таблица 9

Сравнительная петрохимическая характеристика ультрабазитов из офиолитовых поясов Западного Саяна

Пояс	Пироксениты						Серпентиниты								Антигоритовые серпентиниты						
	Σ FeO	$\frac{Cr_2O_3}{TiO_2}$	M/F	x	y	z	Σ FeO	$\frac{Fe_2O_3}{FeO}$	$\frac{Cr_2O_3}{TiO_2}$	M/F	x	y	z	h	Σ FeO	$\frac{Fe_2O_3}{FeO}$	$\frac{Cr_2O_3}{TiO_2}$	M/F	x	y	z
Борусский	7,55	3,2	7,9	7,2	74,4	18,4	6,79	0,98	4,1	9,9	2,2	40,5	57,3	51,1	7,50	0,84	4,9	8,7	0,2	40,4	59,4
Куртуши- бинский	6,33	450	8,9	4,3	77,5	18,2	5,88	1,17	9,7	13,1	1,0	29,7	69,3	39,5	6,90	0,64	4,1	8,9	3,2	37,5	59,3
Северо-Саян- ский	9,35	—	4,3	50,2	24,4	25,4	7,74	3,04	—	9,1	0,95	26,1	72,9	58,2	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. Используются материалы А. К. Сибилева [1980].

заметно выделяются по минимальной степени окисленности железа $Fe_2O_3/FeO = 0,98$, близкой к таковой в Куртушибинском (1,17). В серпентинитовых породах Северо-Саянского пояса величина Fe_2O_3/FeO заметно больше.

От Северо-Саянского к Куртушибинскому поясу в пироксенитах уменьшается суммарное железо (см. табл. 9). Количество виртуального ромбического пироксена увеличивается параллельно с уменьшением содержания виртуального моноклинного пироксена.

Отсутствие данных по составу породообразующих пироксенов из ультрабазитов Северо-Саянского пояса не позволяет сравнить все три пояса по этому критерию. Поэтому мы рассмотрим только особенности оливинов и пироксенов Борусского и Куртушибинского поясов, используя опубликованные сведения [Добрецов, 1963; Добрецов, Пономарева, 1977; Сибилев, 1980].

Оливин из дунитов Борусского пояса обладает более высокой железистостью ($f = 9,5-11\%$, в некоторых случаях до 20%) по сравнению с таковой ($f = 6-9\%$) из дунитов Куртушибинского пояса [Добрецов, Пономарева, 1977; Сибилев, 1980].

Ромбические пироксены в ультрабазитах Борусского и Куртушибинского поясов представлены аналогичными энстатитами с железистостью $f = 7,5-8,3$ в Борусском и $f = 7,5-8,6$ в Куртушибинском поясах. Но энстатиты Борусского пояса несколько отличаются повышенными содержаниями Al (в том числе Al^{IV}), Fe^{3+} , Sr и Ca. Еще менее ощутимы различия в химизме моноклинных пироксенов. Клинопироксены из нематаморфизованных ультрабазитов Борусского пояса по составу и оптическим константам отвечают хромдиопсиду или авгиту, а Куртушибинского — субкальциевому диопсиду или авгиту с $f = 7,2-14,8$.

Из аксессуарных минералов ультрабазитов наибольший интерес представляет хромшпинелид, который изучен достаточно детально [Филиппов, Караваева, 1974; Добрецов, Пономарева, 1977; Колбанцев, Багдасаров, 1979; Сибилев, 1980].

Ультрабазиты рассматриваемых офиолитовых комплексов не различаются по содержанию хрома и значениями железистости в хромшпинелидах. По возрастанию содержания Al_2O_3 в хромшпинелидах из гарцбургитов офиолитовые пояса располагаются в такой последовательности: Северо-Саянский (7—15%), Борусский (9—22%), Куртушибинский (19—26%). Хромит Борусского пояса нередко содержит повышенные концентрации Zn (см. ниже). Максимальное количество магнетитовой составляющей (до 20%) свойственно хромшпинелидам из серпентинитов.

Особо следует выделить дуниты Куртушибинского пояса, где хромшпинелид представлен почти чистым хромитом (62,0—64,4% Cr_2O_3) с содержанием 4,5—5,5 вес. % Al_2O_3 .

Геохимически ультрабазиты различаются в основном по содержаниям элементов-примесей Ba, Sr, Zn. Цинковая геохимическая специализация — примечательная особенность ультрабазитов Борусского пояса. Цинк, по-видимому, концентрируется в основном в хромшпинелиде. Так, по данным анализа 11 проб этого минерала из гарцбургитов (материалы О. М. Глазунова), среднее содержание цинка составило 160 г/т. Концентрации Ba и Sr в слабо серпентинизированных ультрабазитах Борусского пояса оказались ниже порога чувствительности количественного спектрального анализа. Содержания данных элементов [Сибилев, 1980] весьма высоки в ультрабазитах Иджимского блока Куртушибинского пояса (Ba = 130—160 г/т, Sr = 5—160 г/т). Однако это может быть следствием и методических ошибок анализов в материалах А. К. Сибилева.

Стронций в незначительном количестве обнаружен в антигортитовых серпентинитах Борусского пояса, что в 5 раз ниже содержания его в идентичных породах Куртушибинского пояса.

Уровни концентраций Sr, V, Co, Ni примерно одинаковы в ультрабазитах всех трех поясов. Несколько выше они в Северо-Саянском поясе, где известен ряд проявлений хромитовых руд.

Ультрабазиты офиолитов Западного Саяна, как и других офиолитов, обычно рассматриваются как тугоплавкий остаток вещества верхней мантии после выплавления и удаления базальтоидных магм [Добрецов, 1964а, б; Добрецов, Пономарева, 1976, 1977; Сибилев, 1980 и др.; Алтухов, Глазунов, 1976].

Гипотетический состав мантийного субстрата Борусского пояса [Глазунов, Корнаков, 1973; Алтухов, Глазунов, 1976] по сравнению с Куртушибинским и Северо-Саянским значительно богаче Ti, Al и беднее Fe, Mg, Ca, Na.

В ультрабазитах магнезиального геохимического типа подмечена прямая зависимость между мощностью земной коры и содержаниями в них Ti, Al и Ca и обратная связь с концентрациями Mg, Na, K [Глазунов, Корнаков, 1973]. Из этого можно заключить, что ультрабазиты Борусского пояса формировались в обстановке больших глубин (более высоких давлений), чем Куртушибинского и Северо-Саянского. Данный вывод согласуется с особенностями оливинов и пироксенов из ультрабазитов Борусского и Куртушибинского поясов. Он подтверждается находками пород высоких давлений (эклогиты, жадеитовые породы) в ультрабазитах Борусского пояса.

Ультрабазиты Борусского пояса формировались в широком диапазоне температур [Добрецов, Пономарева, 1977]. Самые высокие температуры соответствуют, вероятно, глубоким уровням в мантии. Так, температура кристаллизации полосчатых гарцбургитов с жилами бронзитов по двухпироксеновому геотермометру оценивается в 1500°C. На высокотемпературность (более 900—1000°C) ромбического пироксена гарцбургитов указывают структуры распада твердого раствора — микроскопические вроски моноклинного пироксена.

Ультрабазиты Борусского пояса формировались, вероятно, в более окислительной обстановке в мантии, чем Куртушибинского и Северо-Саянского поясов, судя по соотношению железистости сосуществующих оливинов и ромбических пироксенов [Добрецов, Пономарева, 1977].

Метаморфизм ультрабазитов протекал уже в иной обстановке: более восстановительные условия в Борусском поясе и окислительные — в Северо-Саянском. Об этом свидетельствуют величины отношения Fe_2O_3/FeO (см. табл. 9) в серпентинитах. Повышенная степень метаморфизма и повышенные температуры (до 500°C, судя по широкому развитию антитерита и куммингтонита) также, возможно, отражают большую глубинность вторичных процессов в Борусском поясе.

Габброиды, составляющие незначительную часть разреза офиолитов Борусского пояса, отличаются от более разнообразных по петрографическому составу габбро Куртушибинского пояса петрохимическими и геохимическими характеристиками [Глазунов, 1970, 1979; Добрецов, Пономарева, 1977]. Борусские габброиды содержат меньше Si, Cr и обогащены K, Na, Al, Ti, Ni, Co. В целом они более железистые и титанистые, чем габброидные породы Куртушибинского пояса.

Для химического состава габброидов Северо-Саянского пояса характерно повышение общей железистости параллельно увеличению содержания щелочей.

Габброиды Борусского пояса отличаются от габброидов Северо-Саянского более высокими содержаниями Ti, Sr, K, Na и повышенными значениями отношения Rb/Sr. По данным О. М. Глазунова [1979], величины отношения Sr^{87}/Sr^{86} для габброидов Северо-Саянского пояса характеризуются большим разбросом (0,7050—0,7091), чем Борусского (0,7056—0,7070).

На графике с координатами Sr^{87}/Sr^{86} [Глазунов, 1979] некоторые анализы габброидов Борусского и Северо-Саянского поясов попадают в поле базальтов океанов, а другие — континентов.

Борусские габброиды тяготеют к полю габброидов габбро-сиенитовой формации. Отсюда правомерен вывод о том, что очаги габброидной магмы Борусского пояса возникали на более глубоких уровнях, чем Северо-

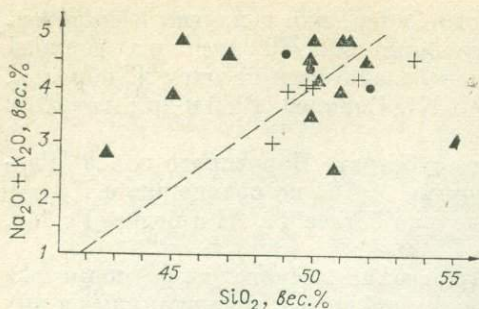


Рис. 10. Составы базальтов Борусского, Северо-Саянского и Куртушибинского поясов на диаграмме Кеннеди. Выше пунктирной линии — щелочные базальты, ниже ее — толеитовые. Ост. усл. обозн. см. на рис. 9.

тверждает предположение, что габброиды выплавлялись из того субстрата, остатками которого являются сравниваемые ультрабазиты.

Вулканиды. По петрохимическим данным, метаэффузивы офиолитовых комплексов Западного Саяна характеризуются широкими вариациями состава (см. рис. 9, 10). На основе имеющихся анализов вулканогенные породы всех поясов разделяются на две группы. Первая по составу отвечает островодужным толеитам, вторая — промежуточным базальтам рифтовых зон. Приблизительно такое же (равное) соотношение базальтов указанных типов свойственно офиолитам Борусского пояса. В составе вулканогенных пород Куртушибинского пояса увеличивается доля эффузивов, по составу близких типичным океаническим базальтам.

Петрографически сходные вулканиды особенно хорошо различаются по геохимическим признакам. В табл. 10 приведены количественные определения щелочей и редких элементов основных пород чингинской свиты Борусского и Куртушибинского поясов и нижнемонокской свиты Северо-Саянского пояса.

Метабазальтам Борусского пояса свойственны самые высокие концентрации Ba и низкие Zn (ниже порога чувствительности спектрального анализа), Li и Rb, повышенные содержания Ni, Co, максимальные отношения K/Rb и Ba/Sr.

По некоторым геохимическим характеристикам базальты Северо-Саянского пояса сходны с океаническими толеитовыми базальтами, в то

Таблица 10
Содержание редких элементов в метабазальтах из офиолитовых комплексов Западного Саяна, г/т

Компонент	Пояс, свита				
	Северо-Саянский, нижнемонокская	Борусский, чингинская	Куртушибинский, чингинская	Среднее по океаническим толеитовым базальтам [Лутц, 1975; Бородин, 1981]	Среднее для коптитентальных толеитов [Бородин, 1981]
K, %	0,27	0,72	0,75	0,14	0,59
Na, %	1,94	2,56	2,28	2,03	1,52
Li	—	4	9	5	11
Rb	2,4	5	7	2	30
Ba	13	830	146	43	260
Sr	112	195	220	120	430
Cr	174	320	294	318	160
V	480	390	73	290	250
Ni	48	150	81	110	85
Co	35	45	12	50	40
Zn	108	Не обн.	56	—	—
K/Rb	1125	1440	1071	700	197
Ba/Sr	0,12	4,26	0,70	0,36	0,60
Ni/Co	1,37	3,33	5,08	2,20	2,13
Cr/V	0,36	0,82	4,03	1,10	0,64

Примечание. Использованы материалы Э. И. Пополитова, Г. М. Философовой [1972], В. Б. Василенко и др. [1980] и В. В. Велинского [1968] по Северо-Саянскому и Куртушибинскому поясам.

время как Борусского и Куртушибинского поясов больше приближаются к континентальным толетам, но с этим не согласуются их петрохимические особенности и геология поясов. Прогрессивное накопление щелочей и редких элементов на поздних стадиях развития пояса установлено Э. П. Пополитовым и Т. М. Философовой [1972] при анализе всей гаммы вулканитов из разреза эффузивной серии Северо-Саянского пояса.

Из сопоставления **гранитоидов** Северо-Саянского и Борусского поясов следует, что они представлены двумя различными типами. Плаггиограниты (трондьемиты), входящие в состав офиолитов Северо-Саянского пояса, по всем признакам отвечают толетовой серии магматических пород, так же как и основные породы эффузивной толщи. Образовались они, вероятно, в промежуточных камерах из тех же материнских расплавов, что и остальные породы офиолитовой серии. Элементный состав плаггиогранитов весьма сходен с тоналитами о. Фиджи [Пополитов и др., 1973а, б], которые в составе островной дуги были сформированы на коре океанического типа.

Диорит-граниты Борусского пояса, генетическое родство которых с офиолитами неясно, в геохимическом отношении близки андезитам щелочно-земельной ассоциации, характерным для поздних стадий развития островных дуг.

Петрохимические и геохимические различия в эволюции офиолитов обусловлены глубиной зарождения магматических очагов, т. е. особенностями формирования земной коры в Западном Саяне.

Развитие офиолитовых поясов Западного Саяна, несмотря на их существенные различия, происходило по типу островных дуг [Добрецов, Пономарева, 1977; Херасков, 1979]. Однако режим островных дуг не был одинаковым.

Разные пояса фиксируют специфику определенных стадий развития островодужных структур.

Куртушибинский пояс в отличие от Северо-Саянского и Борусского на ранней стадии своего развития мог соответствовать вулканическому поднятию типа срединно-океанического хребта. Признаком этого является наличие в составе офиолитов комплекса параллельных даек. Это поднятие в дальнейшем развилось в островную дугу, выдвинутую в океан. Поздние стадии развития островной дуги данного типа фиксируются излиянием базальтов, состав которых приобретает черты, свойственные андезит-дацитовым сериям (повышенные содержания К, Ва, Sr).

Гранитоидный магматизм в структурах, подобных Куртушибинской островной дуге, не проявился.

Борусская островная дуга, по мнению Н. Н. Хераскова [1979] и авторов данной работы, возникла в результате скупивания по шарьяжам несколько позднее, чем Северо-Саянская и Куртушибинская. Она представляла собой структуру у края древнего континента, характеризующуюся большей мощностью коры, чем Куртушибинская островная дуга. Процесс образования офиолитов Борусского пояса происходил на фоне повышенных давлений как на магматическом, так и на последующем метаморфическом этапе. Ультрабазиты здесь слагали более глубоко погруженный фундамент, чем в Северо-Саянском и Куртушибинском поясах. Более подробная модель развития Борусского офиолитового пояса с учетом всего имеющегося геологического материала будет рассмотрена в главе VI.

ГЛАВА III

ЖАДЕИТОВЫЕ И АССОЦИИРУЮЩИЕ ПОРОДЫ ЗОН МЕЛАНЖА

В зонах серпентинитового меланжа наибольший интерес представляет изучение тех экзотических разновидностей пород, которые неизвестны за пределами этих структур среди офиолитов Борусского пояса. К их

числу относятся породы с жадеитовым пироксеном, выступающим в роли главного породообразующего или второстепенного минерала, а также альбититы, родингиты и нефриты, уваровит-хромитовые породы (хромититы). Они образуют своеобразную группу ксеногенных пород в цементирующей массе серпентинитов зон меланжа.

ПОРОДЫ С ЖАДЕИТОВЫМ ПИРОКСЕНОМ

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ ЛОКАЛИЗАЦИИ

Породы с жадеитовой минерализацией исключительно приурочены к зонам серпентинитового меланжа I типа.

Общая протяженность региональной жадеитоносной структуры, которая примыкает к Южно-Борусскому разлому северо-восточного простирания, составляет около 100 км. В пределах этой структуры выделяются зоны серпентинитового меланжа I типа, содержащих жадеитовую минерализацию. Протяженность наиболее крупной Кантеги́ро-Енисейской зоны меланжа около 50 км при ширине 200—1500 м. На юго-восточном фланге Борусского пояса такая зона меланжа прослежена на 7 км при ширине 80—200 м. К юго-западу от Кантеги́ро-Енисейской зафиксированы Казанашкинская (10×0,1 км) и Уртенская (12×0,1 км) жадеитоносные зоны.

Строение структур, контролирующее пространственное размещение тел жадеитовых пород, весьма сложное и пока выяснено в самых общих чертах. Зоны меланжа, выделяемые в качестве жадеитовмещающих тектонических структур, имеют весьма длительную историю формирования, обусловленную их приуроченностью к зонам крупных надвигов, а затем к активной долгоживущей зоне Южно-Борусского глубинного разлома. Первоначальное залегание сравнительно пологопадающих зон меланжа в результате неоднократной тектонической переработки в зоне глубинного разлома было нарушено. Отдельные части зон меланжа, пластин и покровов были смещены и растащены относительно друг друга. В результате фиксируются лишь отдельные фрагменты пологих структур, к которым и приурочена жадеитовая минерализация (см. рис. 3, 4).

Выделяемые на геологических картах крупные жадеитоконтролирующие зоны меланжа неоднородные по структуре и представлены серией чередующихся пологих (30—50°) зон надвигового типа (зоны меланжа в истинном значении) и крутопадающих (75—85°) разрывов типа сбросов и взбросов. Поэтому размещение жадеитовых тел в пределах выделенных региональных жадеитоносных зон неравномерное и определяется в первую очередь размерами, сохранностью, особенностями размещения участков меланжированных серпентинитов, приуроченных к подошвам тектонических покровов.

В наиболее крупной Кантеги́ро-Енисейской зоне выявлено несколько участков пологопадающих зон меланжа с блоками жадеитовых пород, альбититов, измененных эклогитов, амфиболитов среди массы мелких обломков оталькованных и карбонатизированных серпентинитов, часто сцементированных слюдисто-глинистым материалом (Кашкарак, Крутой, Центрально-Борусский, Ора-Суг, Юркогол).

Участок Кашкарак представлен зоной полимиктового меланжа протяженностью около 1500 и шириной 75—100 м, с падением на юго-восток под углом 35—45°. На севере зона ограничена тектоническим контактом Кантеги́рского массива гранитов, на юге срезана разрывным нарушением близширотного простирания. В ее пределах насчитывается 7 тел жадеитов, альбитизированных жадеитов, альбититов. Кроме того, известны блоки гранатовых амфиболитов [Добрецов, Пономарева, 1977], кварцевых пород, амфиболовых сланцев.

На участке Крутом жадеитоносная зона (см. рис. 4) имеет форму клина длиной около 200 м при средней ширине 60 м. На юге она срезана разрывным нарушением северо-восточного простирания. Падение зоны северо-западное под углом $40-50^\circ$. В ней закартировано семь тел существенно альбитового состава, часть из них с реликтовым жадеитом и новообразованным диопсид-жадеитом в краевых частях.

В бассейне р. Мал. Ора-Суг, левого притока Кантегиря, жадеитовые тела сосредоточены на отрезке зоны меланжа длиной около 1 км.

В зоне участка Юркогол выявлено три тела альбито-жадеитовых пород. Ширина ее вскрытой части составляет примерно 20 м. Протяженность и точные границы не установлены.

В центральной части Борусского массива, на правобережье Енисея, выявлена еще одна жадеитоносная пологая структура (Центрально-Борусская). Протяженность ее более 3 км при ширине 0,5—1,5 км. С юга она, по-видимому, ограничена разрывным нарушением северо-западного простирания. Здесь установлено несколько тел альбититов [Добрецов, 1963; Юдин, 1963], развивающихся по гранитам и жадеититам, а также обнаружены элювиально-делювиальные развалы альбит-жадеитовых пород, льдистого кварца. В целом ее строение изучено слабо.

Жадеититы в Березовском массиве (Кашкаретская жадеитоносная зона) приурочены к юго-западному флангу ультрабазитового тела. Зона представлена полимиктовым меланжем в основании пластин с падением на север под углом $40-60^\circ$ (см. рис. 8). Протяженность ее 7 км при ширине 80—300 м. С запада и востока она ограничена крутопадающими разрывными нарушениями северо-западного простирания. В этой зоне обнаружены одно тело мономинеральных жадеититов, тела альбититов, родингитов. Кашкаретская зона чаще содержит обломки оталькованных серпентинитов, тальк-хлорит-карбонатных пород с сульфидами и магнетитом.

Границы Казанашкинской жадеитоносной зоны совпадают с полосой развития серпентинитов в бассейне р. Казанашки. Параметры ее приведены выше. По нашим наблюдениям, она представлена зоной меланжа, структурно ненарушенной позднейшими тектоническими подвижками. Серпентиниты оталькованы, разрушены до состояния дресвы, мелких обломков, рассланцованы и будинированы. Среди них обнаружены тела жадеититов, амфиболлизированных эклогитов и элювиально-делювиальные обломки альбит-жадеитовых пород.

Уртенская жадеитоносная структура, как и Казанашкинская, ограничена узкой полосой серпентинитов с крутым падением на юго-восток ($70-75^\circ$). Она подстилает пластину, сложенную метаморфическими сланцами джебашской серии.

Серпентиниты — крупночешуйчатые, оталькованные, сильно дезинтегрированы. Обломки серпентинитов цементируются вязкой зеленоватой или буровато-коричневой глиной. В зоне фиксируются крупные глыбы размером до $1,5 \times 2$ м, реже — обломки альбититов с мелкими линзовидными и гнездовыми обособлениями диопсид-, хром-жадеита в ассоциации с фенгитом. Из других пород в зоне установлены амфиболлизированные эклогиты с жадеитовой оторочкой, сланцы различного состава. Среди серпентинитов встречены тела слюдитов фенгитового состава, ориентированные под острым углом к простиранию зоны меланжа, а также хлорит-карбонатные породы с обильным магнетитом. Таким образом, в Уртенской зоне довольно широко представлены диафориты, которые развиты слабее в Кашкаретской жадеитоносной зоне.

УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ И МОРФОЛОГИЯ ТЕЛ

Жадеитсодержащие породы Борусского пояса образуют тела, различающиеся составом, формой, зональностью, промышленной ценностью, *PT*-условиями формирования.

Если использовать в качестве ведущего классификационного признака видовой состав главных породообразующих минералов и содержание

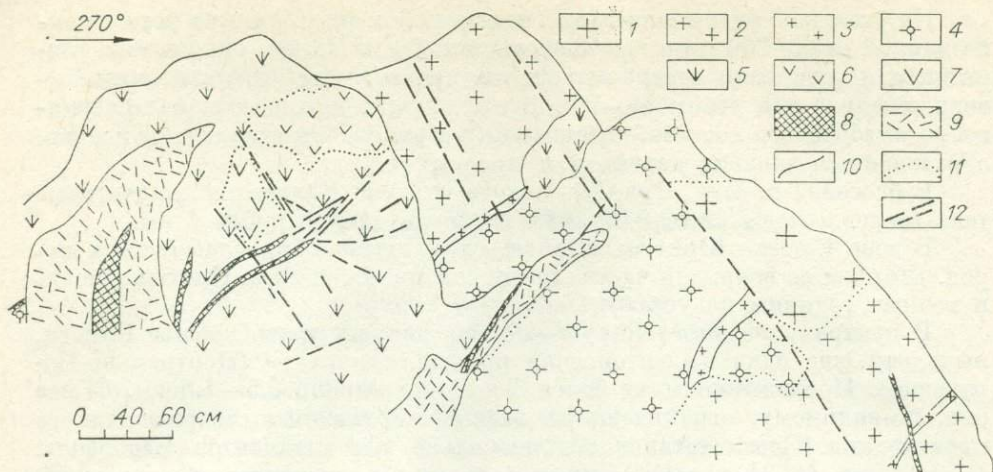


Рис. 11. Особенности строения тела мономинеральных жадеитовых пород (участок Кашкарак, зарисовка разреза в северо-восточной части тела № 1).

1 — крупно-призматически-зернистые светлые мономинеральные жадеититы; 2 — средне-призматически-зернистые серые мономинеральные жадеититы; 3 — ярко-зеленые мелкозернистые жадеититы и жадеит-анортитовые породы массивные и брекчиевидные с акцессорным хромшишнелидом; 4 — серо-зеленые средне- и мелкозернистые пятнистые жадеитовые породы; 5, 6 — радиально-лучистые (сферолитовые) жадеититы (5 — крупно-, 6 — среднекристаллические); 7 — радиально-лучистые альбит-жадеитовые образования; 8 — альбититы; 9 — глинисто-актинолит-вермикулитовые образования с обломками жадеитовых и жадеит-альбитовых пород; 10 — границы пород; 11 — границы структурных разновидностей пород; 12 — тектонические трещины.

жадеитового пироксена, то все многообразие тел с жадеитовой минерализацией можно разбить условно на следующие группы: мономинеральные жадеититы и диопсид-жадеитовые породы (>50% жадеитового пироксена), жадеит-альбитовые (20—50% жадеитового пироксена), жадеит-амфибол-альбитовые с цеолитами и кварцем (10—20% жадеитового пироксена). В особый тип выделены тела жадеитизированных апоэклогитовых амфиболитов (амфиболитизированных и жадеитизированных эклогитов) с переменным содержанием жадеитовых пироксенов.

Первая группа представлена почти мономинеральными, слабо затронутыми низкобарическими процессами диафтореза телами жадеититов, размерами до 100 м и более (рис. 11).

Содержание жадеитового пироксена в объеме таких тел не менее 50—90%. Форма тел своеобразна. Они весьма напоминают окатанные глыбы пород из аллювия, отличаясь от последних крупными, порой гигантскими размерами. Сходны с этими образованиями камнеобразные тела жадеититов из зон меланжа в массиве Рай-Из на Полярном Урале [Морковкина, Гаврилова, 1965; Петрология..., 1977].

Оталькованные серпентиниты и крупночешуйчатые серпентиновые сланцы преимущественно антигоритового состава, вмещающие тела мономинеральных жадеититов, интенсивно дроблены и деформированы. Дресва и обломки серпентинитов сцементированы глинисто-гидрослюдистым материалом.

Являясь жесткими инородными включениями в массе пластичных серпентинитов, тела жадеититов рассматриваемого типа в результате своего перемещения характеризуются гладко отполированными сглаженными поверхностями с бороздами и зеркалами скольжения. Дезинтегрированные серпентиниты на отдельных участках контакта с жадеититовыми телами насыщены обломками интенсивно деформированных жадеититов.

Приведенные факты свидетельствуют о том, что тела слабо альбитизированных жадеититов не формировались за счет альбититов или плагиогранитов.

Вторая группа пород возникла в процессе интенсивной альбитизации (диафтореза) тел мономинеральных жадеититов. Реликтовые участки последних размером 10—50 см часто обнаруживаются в центральных частях жадеит-альбитовых тел. Параллельно с альбитизацией исходных (первич-

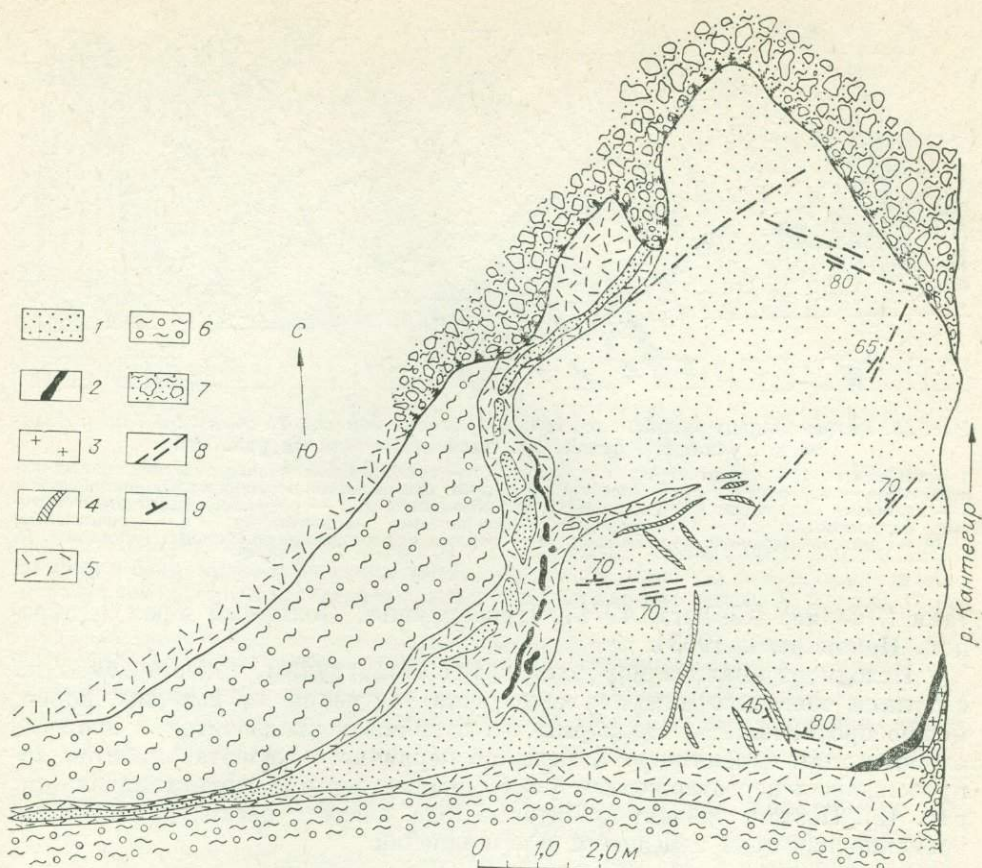


Рис. 12. Форма и строение жадеит-альбитового тела (геологический план, участок Крутой).

1 — альбиты; 2 — жадеит-альбитовые породы; 3 — темно-зеленые мелкозернистые диопсид-жадеиты; 4 — прожилки анальцима; 5 — глинисто-сланцевый материал с обломками серпентинитов и альбитов; 6 — рассланцованные оталькованные антигоритовые серпентиниты; 7 — делювиально-элювиальные песчано-глинистые и обломочные отложения; 8 — тектонические трещины; 9 — элементы залегания трещин и сланцеватости.

ных) жадеитов образуются каймы, мелкие жилы, прожилки, преимущественно состоящие из вторичного жадеитового пироксена с примесью анальцима, фенгита и некоторых других минералов (рис. 12).

Степень дезинтеграции серпентинитов в участках меланжа, где залегают эти тела, несколько ниже, чем серпентинитов, вмещающих мономинеральные жадеиты.

На рис. 12 показано типичное тело жадеит-альбитовых пород, залегающих в слабо рассланцованных серпентинитах. Апофиз его, сложенный альбитом, ориентирован согласно направлению сланцеватости серпентинитов. Рассматриваемое тело с серпентинитами контактирует через зону глинисто-гидрослюдистых пород с актинолитом шириной 0,2—0,8 м. В этой зоне, окружающей тело, встречаются обломки неизмененных первичных жадеитов, затронутых альбитизацией, а также мономинеральные альбиты и актинолиты (рис. 13). Но не всегда процесс альбитизации мономинеральных жадеитовых тел сопровождается формированием вторичной жадеитовой минерализации. Два тела без вторичной жадеитовой минерализации известны на участке Крутом (левобережье Кантегира). Они представляют собой типичные крутопадающие пластинчатые жилы протяженностью 9,5 и 45 м, мощностью 3 и 4 м. Жилы залегают в слабо дезинтегрированных антигоритовых серпентинитах.

Другие известные районы развития жадеит-альбитовых тел жильной и линзовидной форм с вторичной жадеитовой минерализацией — Оми-Ка-

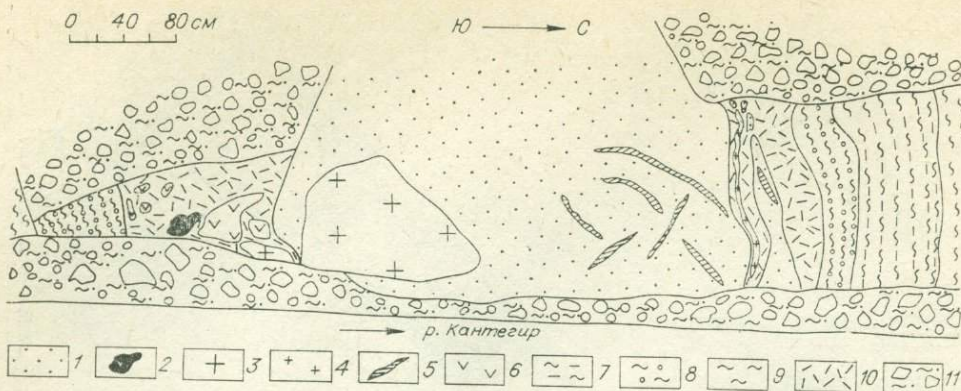


Рис. 13. Разрез жадеит-альбитового тела (зарисовка берегового обнажения на р. Кантегир, участок Крутой, см. план этого тела на рис. 12).

1 — альбититы; 2 — жадеит-альбитовые породы; 3 — темно-зеленые мелкозернистые диопсид-жадеититы; 4 — жадеититы с ярко-зелеными участками, содержащими включения хромшпинелидов; 5 — прожилки анальцита; 6 — радиально-лучистый актинолит; 7 — рассланцованные антигоритовые серпентиниты; 8 — оталькованные антигоритовые серпентиниты; 9 — серпентиниты; 10 — глинисто-слоистые образования; 11 — рыхлые элювиально-делювиальные отложения.

таки (Япония) [Shihara, 1971], Прибалхашье, Полярный Урал [Добрецов, Пономарева, 1965].

Исходя из анализа морфологии тел этой группы, сопоставления их с телами мономинеральных жадеититов, изучения вмещающих пород, можно предположить, что формы тел первичных жадеититов в процессе альбитизации изменялись. Замещение первичного жадеита альбитом сопровождалось переотложением в ослабленные зоны в серпентинитах (см. рис. 12). Поэтому жадеит-альбитовые тела следует рассматривать одновременно как тела замещения и выполнения.

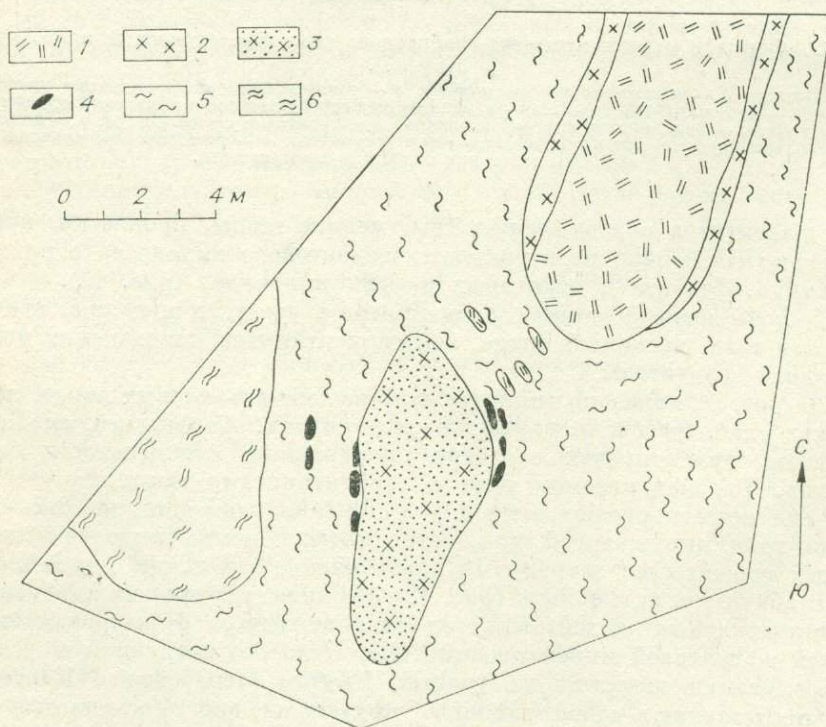


Рис. 14. Амфиболизированные эклогиты с разрушенной оторочкой жадеитовых пород (Уртенская жадеитоносная зона, зарисовка Н. Г. Ренева).

1 — крупночешуйчатые мусковитовые слюды; 2 — хлорит-мусковитовые породы; 3 — амфиболизированные пироксен-гранатовые эклогиты; 4 — жадеититы; 5 — рассланцованные оталькованные серпентиниты; 6 — массивные апоперидотитовые серпентиниты.

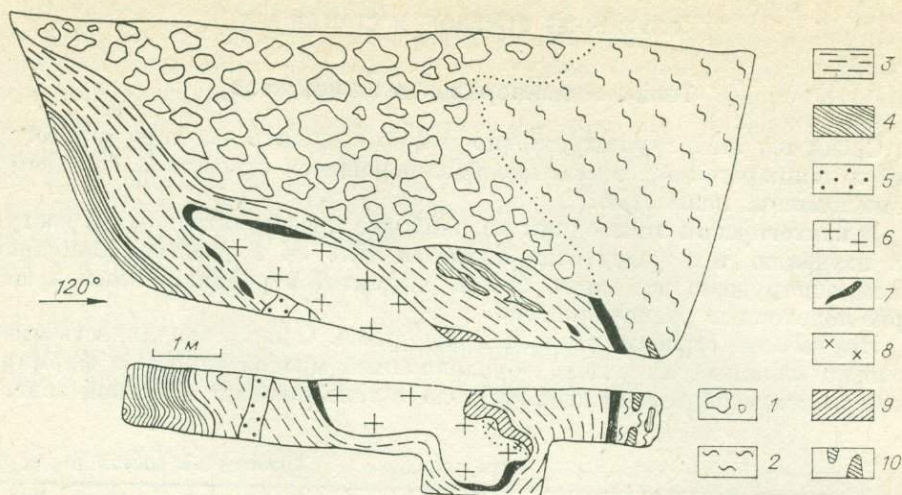


Рис. 15. Амфиболизированные эклогиты с альбит-жадеитовой и фенгитовой минерализациями в блоке метаморфических пород джебашской серии (Казанашкинская жадеитоносная зона, зарисовка северо-восточной стенки и полотна канавы № 5, по А. Г. Реву).

1 — элювиально-делювиальные глыбово-обломочные отложения; 2 — плотная, иногда рассланцованная глина; 3 — хлорито-амфиболово-сланцистые сланцы с порфиробластами полевого шпата; 4 — рассланцованные крупнокристаллические актинолитовые сланцы; 5 — крупнозернистые альбититы; 6 — амфиболизированные эклогиты с альбит-жадеитовой минерализацией; 7 — тальк-хлоритовая оторочка; 8 — прожилки, гнезда тонкозернистого диопсид-жадеита; 9 — альбит-фенгитовая оторочка; 10 — обломки крупночешуйчатых антигоритовых серпентинитов.

Группа жадеит-амфибол-альбитовых тел с кварцем, анальцимом или натролитом, так же как и жадеит-альбитовые тела, возникла в процессе замещения мономинеральных жадеититов. Различия в условиях формирования тех и других определяются температурой и давлением при метаморфизме (диафторезе) мономинеральных жадеитовых тел. Жадеит-амфибол-альбитовые породы, видимо, образовались при более низких температурах и давлениях, чем жадеит-альбитовые.

Морфология жадеит-амфибол-альбитовых кварцосодержащих тел еще в меньшей степени, чем жадеит-альбитовых, определяется формой тел исходных первичных жадеититов. Она значительно обусловлена процессами деформации и переотложения, включая выполнение из растворов полостей в слабо нарушенных серпентинитах.

Жадеит-амфибол-альбитовые породы слагают весьма протяженные (до 200—400 м) жилы мощностью 3—10 м (редко более) в Центрально-Борусской зоне. Эволюция морфологии тел, которая наблюдается в ряду жадеитосодержащих пород мономинеральные жадеититы — жадеит-альбитовые — жадеит-амфибол-альбитовые с кварцем породы, проще всего может быть объяснена диафторезом первичных жадеититов, который протекает с увеличением объема при понижении давления.

Следующая группа тел жадеитовых пород — амфиболизированные и жадеитизированные эклогиты — выявлена в бассейнах рек Мал. Ора-Суг, Казанашка и Уртенъ. Форма мелких тел линзообразная, крупных — жильная. Размеры от 10—15 до 350 м. Залегают они в оталькованных серпентинитовых сланцах зон меланжа, находясь в тесной пространственной ассоциации с диафторитами фенгитового и хлоритового составов (рис. 14).

Тела жадеитизированных эклогитовых пород окружены тальк-хлоритовой оторочкой и зоной мощностью 0,2—1 м, представленной слюисто-глинистым материалом с включениями обломков жадеитизированных и амфиболизированных эклогитов.

В отдельных случаях мелкие линзы жадеитизированных эклогитов залегают в меланжированных метаморфических сланцах, по составу близких к сланцам джебашской серии (рис. 15), вблизи контакта с серпентинитами.

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ТЕЛ

Тела мономинеральных жадеитов

Среди тел этой группы условно можно выделить два типа (кантегирский и кашкаретский), несколько различающиеся строением, составом и промышленной ценностью.

В кантегирском типе одним из наиболее представительных и доступных изучению тел жадеитов является тело № 1 участка Кашкарак. В нем обнаружено все многообразие жадеитов района, включая ювелирно-поделочные разновидности.

Внутреннее строение тела № 1 зональное. Однако зональность имеет довольно сложный характер, обусловленный многоэтапностью формирования жадеитов и нахождением тела в тектонически активной зоне.

Химический состав пород из

Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
<i>Мономинеральные жадеиты тела № 1</i>								
11/2	57,60	0,16	22,30	0,09	1,18	0,47	0,01	1,22
T-1/1	56,60	0,10	23,40	0,02	1,85	0,45	0,03	1,19
T-1/2	56,27	0,16	22,60	—	2,43	0,73	0,03	1,31
T-1/3	55,96	0,10	22,80	—	1,99	1,44	0,03	1,53
T-1/4	56,46	0,05	22,60	—	1,34	0,81	0,04	1,73
T-1/5	55,34	0,08	21,80	—	1,72	0,90	0,03	1,78
T-1/6	54,32	0,14	22,20	—	1,73	1,35	0,03	1,61
T-1/7	55,58	0,11	16,60	—	2,45	0,81	0,06	5,12
<i>Оторочки слюдитов по</i>								
K-73/25	48,6	0,53	30,0	0,01	1,96	1,14	0,02	3,01
K-73/24	48,4	0,43	27,6	0,02	1,69	1,16	0,02	3,77
8017	49,0	0,63	28,9	0,01	1,24	1,24	0,01	3,30
<i>Слабо жадеитизированные, альбитизированные и</i>								
K-73/11	51,4	0,43	22,7	0,02	2,16	1,93	0,05	4,52
K-57—301	49,2	1,44	13,4	0,02	3,14	8,98	0,15	6,83
8098	53,0	1,14	16,0	0,05	1,42	6,43	0,13	7,64
K-73/20	53,0	0,43	21,7	0,03	1,92	2,19	0,04	4,52
K-51—301	48,6	1,61	13,50	—	5,76	7,60	0,15	7,41
K-78/1	47,2	0,73	12,5	0,08	2,22	9,27	0,14	11,04
K-78/8	50,0	0,63	9,7	0,05	3,12	4,09	0,10	10,46
K-1/461	52,6	0,37	16,6	0,02	2,43	4,71	0,10	6,03
K-73—14	52,8	0,65	10,0	0,06	2,79	5,69	0,11	9,24
K-51—290	52,0	1,41	15,30	0,02	2,44	8,88	0,13	7,13
K-73/22	54,2	0,49	13,5	0,03	3,82	2,55	0,08	6,88
K-78	53,6	0,75	10,7	0,05	3,27	5,84	0,11	7,92
K-73/15	55,6	0,33	14,3	0,10	2,10	2,48	0,09	6,69
5353	54,8	0,97	20,30	0,01	2,94	2,63	0,05	1,98
7131	53,0	0,30	9,60	0,02	3,23	1,64	0,08	7,07
K-73/10	55,2	0,23	11,7	0,06	2,75	2,48	0,09	6,60
K-75/11	55,8	0,27	11,5	0,05	3,40	2,34	0,10	7,32
K-73/12	57,2	0,21	11,5	0,08	2,90	2,48	0,10	7,64
K-78/5	57,4	0,23	10,7	0,03	2,01	2,11	0,09	9,05
K-78/6	56,2	0,20	10,8	0,02	2,26	3,06	0,09	8,30
K-78/9	57,8	0,19	10,8	0,04	2,65	2,48	0,09	7,83
K-78/11	57,2	0,19	10,8	0,02	2,70	1,68	0,08	8,39
K-78-8a	57,0	0,20	10,7	0,05	2,58	2,95	0,10	7,54
K-78/13	57,0	0,20	10,7	0,13	2,28	1,78	0,09	8,68
<i>Жадеитовые и диопсид-жадеитовые оторочки</i>								
29/2	56,40	0,18	12,88	0,30	1,54	0,72	0,06	7,60
K-89	59,0	0,60	20,4	0,02	0,94	2,76	0,03	2,83
K-89a	59,3	0,66	20,3	0,01	1,73	1,82	0,03	2,07
K-89/1	56,40	0,57	20,0	—	1,99	1,24	0,03	2,26
29/1	54,80	0,11	16,55	0,05	1,79	1,00	0,07	5,62
K-89—3	58,2	0,45	18,5	—	1,99	1,86	0,05	3,02
B-2	56,7	0,28	21,38	0,04	1,98	1,19	0,03	1,40

В наиболее эродированной юго-западной части тела № 1 вскрывается внутренняя (ядерная) зона, представленная зеленовато- и светло-серыми жадеитовыми породами призматически-зернистой структуры и массивной текстуры. Они прослеживаются также и в северо-восточном направлении в виде отдельных участков (см. рис. 21). Жадеиты данной разновидности слагают 70—80% общего объема вскрытой части тела. Они состоят в основном из жадеита (90—99%), содержащего свыше 80% жадеитового компонента, 10—15% диопсидового минала, 3—10% эгириновой составляющей. Оптические константы жадеита: $N_g = 1,670—1,678$; $N_m = 1,665—1,668$; $N_p = 1,654—1,664$; $N_g - N_p = 0,013—0,019$; $2V = +73^\circ$; $cN_g = 33—35^\circ$. В парагенезисе с ним обнаружены акцессорные минералы: сфен, апатит, рутил.

Из вторичных минералов установлены альбит (по жадеиту), анальцит в форме ксеноморфных зерен и прожилков, канкринит, фенгит и кальцит.

Таблица 11

жадеитов, эклогитов и диафторитов

	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	Li ₂ O	V ₂ O ₅	P ₂ O ₅	П. п. п	Сумма	CO ₂
<i>(T-1/7 — диопсид-жадеитовая порода)</i>									
	2,33	0,10	13,25	0,02	—	0,02	1,02	100,15	0,32
	1,53	0,12	13,50	0,03	—	0,03	0,90	99,70	0,60
	2,02	0,12	12,42	—	—	0,05	1,00	99,14	0,70
	1,83	0,21	11,20	—	—	0,01	2,12	99,22	1,50
	2,49	0,22	13,07	—	—	0,01	0,98	99,80	0,80
	2,20	0,44	11,20	—	—	0,02	3,88	99,39	3,19
	2,09	0,24	13,07	—	—	0,06	3,10	99,94	2,42
	6,26	0,21	9,64	—	—	0,03	2,88	99,75	2,28
<i>апоэклогитовым амфиболитам</i>									
	2,36	8,77	0,45	0,014	0,01	0,22	3,17	100,26	—
	1,57	9,75	0,57	0,020	0,01	0,43	4,50	99,94	—
	1,44	8,52	0,60	0,036	0,05	0,01	4,61	99,60	—
<i>фенгитизированные апоэклогитовые амфиболиты и эклогиты</i>									
	4,72	6,50	2,70	0,028	0,02	0,36	2,87	100,41	—
	11,41	0,20	2,72	0,004	0,04	0,14	3,25	100,92	—
	6,29	1,00	2,95	0,007	0,01	0,27	2,74	99,08	—
	4,18	6,15	3,47	0,040	0,02	0,22	2,58	100,49	—
	8,75	0,25	4,05	0,006	0,05	0,18	1,38	99,30	—
	6,95	3,97	4,07	0,025	0,05	0,13	1,03	99,41	—
	12,07	2,62	4,80	0,020	0,05	0,29	2,82	100,82	—
	11,55	0,87	4,82	0,007	0,02	0,01	0,45	100,59	—
	9,71	1,62	4,90	0,012	0,04	0,09	1,41	99,12	—
	4,53	0,07	5,25	0,008	0,03	0,14	2,55	99,89	—
	9,16	3,12	5,32	0,025	0,02	0,06	1,17	100,43	—
	9,97	1,70	5,72	0,011	0,05	0,05	0,10	99,84	—
	8,52	3,00	5,80	0,029	0,01	0,15	1,12	100,32	—
	6,68	1,17	6,00	0,024	0,01	0,36	1,45	99,37	—
	14,41	0,12	6,12	0,011	0,01	3,80	0,27	99,68	—
	11,02	1,65	6,12	0,018	0,02	0,15	1,83	99,92	—
	11,32	1,47	6,22	0,024	0,03	0,29	0,79	100,92	—
	10,49	0,92	6,60	0,024	0,02	0,15	0,23	100,54	—
	11,02	0,32	6,32	0,008	0,01	0,05	—	99,35	—
	11,02	1,12	6,55	0,008	0,03	0,01	1,07	100,74	—
	11,41	0,15	6,65	0,08	0,01	0,06	—	100,17	—
	12,07	0,25	7,02	0,008	0,02	0,01	0,28	100,72	—
	11,81	0,12	7,02	0,009	0,04	0,01	—	100,13	—
	11,67	0,20	7,40	0,009	0,02	0,01	—	100,19	—
<i>тел апоэклогитовых амфиболитов</i>									
	11,47	0,10	8,0	—	—	0,04	0,47	100,05	—
	2,89	0,60	9,15	0,010	0,05	0,05	1,13	100,46	—
	2,88	1,00	9,55	0,021	0,01	0,02	1,48	100,88	—
	3,01	0,15	9,92	0,004	0,01	0,01	3,83	99,43	—
	8,67	0,10	10,25	—	—	0,03	1,14	100,19	—
	4,85	0,02	10,30	0,017	0,01	0,07	0,11	99,45	—
	3,35	0,10	13,00	—	—	0,46	0,12	100,03	—

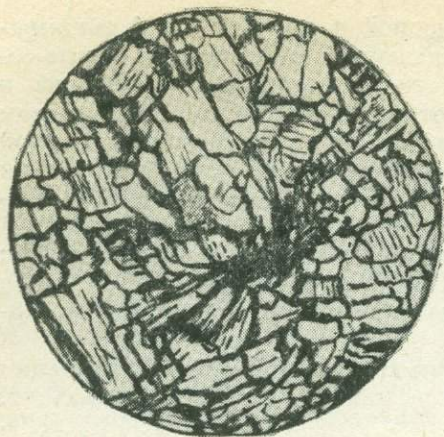


Рис. 16. Жадеит призматически-зернистой структуры (2 мм, ник. II).

Канкринит, возможно, образовался по первичному нефелину. Структура породы под микроскопом призматически-зернистая, частично сноповая (рис. 16).

По химическому составу (табл. 11) призматически-зернистые первичные жадеиты отличаются от других разновидностей меньшими содержаниями железа, магния, кальция, углекислоты, летучих компонентов и повышенными концентрациями кремния, алюминия, натрия.

Состав этой породы, таким образом, наиболее близок к теоретическому составу жадеита, чем другие разновидности.

В массе крупно-, призматически-зернистого жадеита встречаются слабополосчатые, мелкозернистые светло-, голубовато- и черно-зеленые разности, почти целиком сложенные диопсид-жадеитом (97—99%). Внешне они напоминают нефрит, просвечивая в тонких (5—6 мм) срезах и сколах. Из аксессуарных минералов, кроме апатита и сфена, в их составе обнаружены мелкие зерна хромшпинелида в окружении каймы изумрудно-зеленого хромсодержащего жадеитового пироксена.

Слабо затронутые вторичными процессами первичные призматически-зернистые мономинеральные жадеиты постепенно переходят в следующую разновидность жадеитовых пород, которая макроскопически характеризуется пятнистым обликом, средне- и мелкозернистой структурой.

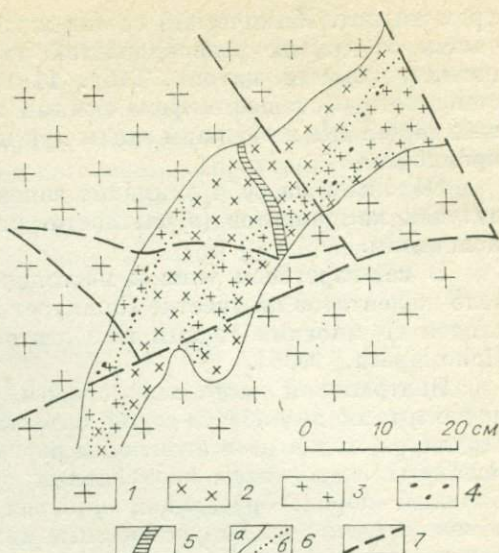
Окраска серо-зеленая, зеленовато-серая. На ее фоне отчетливо выступают черно-зеленые пятна. Этой разновидностью сложена следующая за центральной частью зона тела № 1. По распространенности (10—15%) она уступает лишь призматически-зернистому жадеиту.

Породы содержат очень тонкозернистую смесь вторичных минералов, располагающихся пятнами [Добрецов, 1963]. Среди пятен выделяются: а) участки альбитового агрегата с реликтами жадеита, канкринитом, анальцимом, иногда эгирин-авгитом; б) развивающийся по ним анальцим в тесных сростках с кварцем, с многочисленными иголочками ярко окрашенного щелочного амфибола (от Na-тремолита до Mg-арфведсонита); в) пятна, состоящие из микроигольчатых агрегатов тремолита и цеолитов. Сфен здесь превращен в скопления мелких иголочек рутила.

Следующая разновидность жадеитов резко отличается по минеральному составу и структурно-текстурным особенностям от предыдущих. Макроскопически она представлена пятнисто-окрашенными темно- и серо-зелеными радиально-лучистыми с переходом в спутанно-волокнистую и сферолитовую структуры диопсид-жадеитами. Эти породы особенно широко развиты на восточном фланге тела № 1, в его апикальной части, где образуют участки размером от $0,5 \times 1,0$ до 10×12 м. В составе породы данного типа содержание жадеитового пироксена (жадеита и диопсид-жадеита) колеблется от 50 до 99%. Их альбитизированные разности содержат альбит (до 40%), фенгит (до 5%), эпидот (до 5%). Рудные аксессуарные минералы представлены хромшпинелидом. Вокруг зерен хромшпинелидов возникает узкая кайма ярко-зеленого хромового пироксена. Структура породы под микроскопом — сноповидная, радиально-лучистая, сферолитовая с реликтами призматически-зернистой. Встречаются породы, полностью сложенные радиально-лучистыми, спутанно-волокнистыми агрегатами диопсид-жадеита ($cNg = 41-48^\circ$; $Ng - Np = 0,013-0,018$; $2V = 75-80^\circ$).

Рис. 17. Строение прожилка жадеитов в теле мономинеральных жадеитовых пород (участок Кашкарак, тело № 1, зарисовка забоя карьера).

1 — призматически-зернистые мономинеральные жадеиты зеленовато-серой окраски; 2 — ярко-зеленые (ювелирно-поделочные) мелкозернистые жадеиты; 3 — темно-зеленые (ювелирно-поделочные) мелкозернистые жадеиты; 4 — включения хромшпинелидов; 5 — анальцит; 6 — границы структурных разновидностей жадеитов (а), различно окрашенных разновидностей ювелирно-поделочных жадеитов (б); 7 — тектонические трещины.



Рассматриваемый тип жадеитовых образований возник в процессе сложного преобразования призматически-зернистых жадеитов. Жадеиты сначала замещаются альбит-фенитовым парагенезисом, по которому одновременно или несколько позже образуются сноповидные, метельчатые, сферолитовые агрегаты диопсид-жадеита. Последние, в свою очередь, подвергаются вновь альбитизации.

Самый поздний минерал — анальцит — образует мелкие прожилки или обособления в интерстициях между зернами жадеитового пироксена. Одновременно с ним возникают агрегаты игольчатых кристаллов позднего диопсид-жадеита.

В особый тип выделены мелкие жилы мелко- и крупнозернистого яблочного- и изумрудно-зеленого жадеита, выполняющие крутопадающие (70—80%) трещины (рис. 17) северо-восточного, реже северо-западного направления.

Выделяются также жилы хромсодержащих жадеитов с брекчиевидной со следами течения текстурой. Жилы таких пород пересекают все вышеупомянутые разновидности жадеитов, кроме оторочек тела № 1, характеризуясь неоднородностью минерального состава и окраски. Мощность жилок от первых сантиметров до 10—25 см, длина по простиранию 1—1,5 м. По падению они выклиниваются на глубине 0,8—1,2 м. В целом такие жилы жадеита группируются на периферии тела № 1. Большая часть их сложена хромсодержащим жадеитовым пироксеном в ассоциации с хромшпинелидом. Пироксен замещается альбитом (5—10%).

В некоторых жилах обломки пироксена размером в десятые и сотые доли миллиметра с корродированным хромшпинелидом цементируются микроскопически недиагностируемой кристозернистой массой. Вокруг зерен хромшпинелида наблюдаются тонкая кайма темно-зеленого и пятна изумрудно-зеленого пироксена.

Значительно чаще прожилки, приуроченные к трещинам в мономинеральных жадеитах, имеют пироксен-альбитовый и альбитовый состав. Альбит в парагенезисе с белой слюдой и канкринитом цементирует обломки мономинеральной жадеитовой породы. С процессами трещинной альбитизации жадеитов связано проявление аксессуарной галенитовой и молибденитовой минерализации.

В одном прожилке светло-зеленого цвета тонкозернистая цементирующая масса оказалась сложеной основным плагиоклазом.

В особую группу жадеитовых пород нами выделены трещиноватые со следами течения и бластической перекристаллизации жадеитовые породы оторочки тела № 1, которая чаще всего сорвана и разрушена на мелкие обломки (2—10 см), рассеянные среди рыхлых глинисто-обломочных образований вокруг жадеитовых тел. Окраска этих жадеитов черно- и изумрудно-зеленая. Порода нередко просвечивает на глубину 4—5 мм. Жадеитовый пироксен принадлежит ряду диопсид — жадеит —

хром-жадеит. Химический состав жадеитов из оторочки заметно отличается от других разновидностей по содержаниям алюминия, железа, магния, кальция, натрия. Табл. 11 наглядно иллюстрирует процесс постепенного обогащения фемическими компонентами жадеитов от ядерных частей тел к внешним зонам при некотором уменьшении содержаний кремнезема.

Обращает на себя внимание закономерное увеличение концентрации летучих компонентов (в частности, углекислоты) от ранних жадеитов к поздним.

В кашкаретском типе к настоящему времени хорошо изучено одно тело жадеитов на участке Кашкарет Березовского массива. Этот подтип сходен со многими телами жадеитов на Полярном Урале [Добрецов, Пономарева, 1965].

Центральная часть тела сложена средне-призматически-зернистыми жадеитами зеленовато-серой окраски. Минеральный состав и микроструктура жадеитов идентичны первичным неизмененным или слабо измененным жадеитам центральных зон тела № 1 участка Кашкарак. Главный породообразующий минерал — жадеит — составляет 80—90% объема этих пород. Второстепенные минералы — альбит, диопсид-жадеит, фенгит и флогопит. Данная группа минералов кристаллизовалась позже жадеитового пироксена и возникла в процессе диафореза первичных мономинеральных жадеитов. В участке развития прожилковой альбитизации жадеит замещается игольчатым агрегатом диопсид-жадеита. Отмечаются постепенные переходы призматически-зернистой структуры в сноповую и сферолитовую. Слюды образуют розетки, пластинчатые агрегаты.

Призматически-зернистые зеленовато-серые жадеиты к периферии постепенно переходят в пятнистые, перекристаллизованные и измененные жадеитовые породы темно-серой и зеленой окраски. Содержание жадеитового пироксена, главным образом диопсид-жадеита ($cNg = 41-43^\circ$; $2V = 75-80^\circ$), уменьшается до 40—60%. Диопсид-жадеит вместе с альбитом ($20-35^\circ$) и флогопитом образуют вторичный парагенезис. Из других минералов в этом парагенезисе отмечены щелочной амфибол, клиноцоизит, эпидот, сфен, кальцит.

Краявая часть тела — прерывистая оторочка мощностью 3—5 см представлена слюдами флогопитового состава, среди которых в виде реликтовых участков (3—7 см) встречаются тонкозернистые яркоокрашенные в яблочно- и изумрудно-зеленый цвет хром-жадеиты. Микроструктура этого ювелирно-поделочного жадеита — гранобластовая, сферолитовая, радиально-лучистая. Размер сферолитовых агрегатов 1—3 мм. В центре сферолитов обычно находятся корродированные зерна хромшпинелидов с каймами радиально-лучистого хром-жадеита.

В ассоциации с жадеитовым пироксеном здесь установлены также альбит, кальцит, эпидот, клиноцоизит, скаполит (?) и кварц. Прожилковая жадеитовая минерализация в телах кашкаретского типа не обнаружена.

Таким образом, главное отличие тел мономинеральных жадеитов кантегирского и кашкаретского типов заключается в геохимических условиях формирования вторичной минерализации, вероятно, характеризующие различия и в тектоническом режиме процессов диафореза.

В аллювии р. Кантегир обнаружено несколько крупных валунов, своеобразных по текстуре, структуре и составу жадеитов, которые не удалось установить среди изученных нами тел и «привязать» к какой-либо группе жадеитовых пород [Кизияров и др., 1978]. Они характеризуются полосчатой макротекстурой, тонкозернистой структурой. Полосчатость обусловлена чередованием полос голубовато-, темно-, светло- и черно-зеленой окраски.

Микроструктура породы гранобластовая, участками гипидиоморфно-зернистая и неотчетливо выраженная сноповая. По оптическим константам ($Ng = 1,678$; $Nm = 1,668$; $Np = 1,664$) пироксен близок к жадеиту,

но в зеленых полосах присутствуют, по-видимому, и хромовые разновидности. Пироксеном сложено 97—98% объема породы. Из аксессуарных минералов отмечены сфен и апатит. Зерна жадеитового пироксена размером от сотых долей миллиметра до 1 мм имеют зубчатые очертания. Блестящая перекристаллизация выражена в образовании вторичных ксеноморфных зерен жадеита, в облачном погасании, изогнутости и изломанности трещин спайности. Наблюдаются явления перехода массивной текстуры в микросланцевую. Зерна сфена и апатита дробятся и растаскиваются вдоль сланцеватости. Таким образом, в целом эти породы можно характеризовать как жадеитовые бластомилониты.

Тела жадеит-альбитовых пород

Типичный пример жадеит-альбитовых тел первого подтипа — тело, расположенное на левом берегу Кантегира (см. рис. 12, участок Крутой). Большая часть его сложена серовато-зелеными мелкозернистыми альбититами, пронизанными многочисленными жилками анальцима. Мощность последних варьирует от 1—2 мм до 10 см, протяженность — от первых сантиметров до 1,5—2 м. В альбититах широко развиты тектонические трещины преимущественно северо- и юго-восточного падения.

Жадеитовая минерализация в виде оторочки мощностью 2—30 см выявлена на юго-восточном фланге тела. На восточном фланге жадеитовая оторочка сорвана и фиксируется по обломкам в рыхлой массе (см. рис. 12). Кроме того, в центральной части тела сохраняются реликты призматически-зернистого жадеитита, идентичного мономинеральным жадеититам тел кантегирского подтипа, чем доказывается диафторическая природа альбититов.

Жадеититовые породы в оторочке представлены тремя разновидностями. Первая макроскопически выглядит как тонкозернистая, неравномерно окрашенная в зеленый и темно-зеленый цвет, мономинеральная жадеитовая порода. Структура под микроскопом — сноповая. Содержащие жадеитового пироксена ($cNg = 33-38^\circ$; $2V = 80^\circ$) — 90—95%. Из аксессуарных минералов отмечен сфен. По характеру распределения окраски, структуре, текстуре порода весьма похожа на некоторые жадеититы Итмурудинского месторождения в Прибалхашье.

Вторая разновидность представлена пятнами, мелкими обособлениями изумрудно-зеленого хромсодержащего диопсид-жадеитового пироксена (65—70%) в ассоциации с альбитом поздней генерации, фенгитом и хромшпинелидом. Микроструктура породы микролепидобластовая, гетерогранолепидобластовая с переходом в сферолитовую. Эта разновидность также может быть использована в качестве ювелирно-поделочного камня.

Третья разновидность жадеитовой породы внешне (макроструктура, текстура) практически не отличается от мономинеральных жадеититов сферолитового строения. Различия наблюдаются в окраске и минеральном составе. Сферолитовые жадеититы жадеит-альбитовых тел обладают светло-зеленой, зеленовато-серой окраской, не содержат хромшпинелидов, вследствие этого лишены участков изумрудно-зеленой окраски.

В строении жадеит-цеолит-альбитовых тел (второй подтип) ведущая роль принадлежит альбититам, слагающим центральные зоны жил. К периферии они постепенно сменяются породами амфиболового состава, появляется жадеитовый пироксен в ассоциации с кварцем, гранатом, гроссуляром-андрадитового ряда, анальцимом и натролитом [Добрецов, 1963; Юдин, 1963]. Главный порообразующий минерал — альбит (80—90%). Отдельные участки тонкозернистых и порфиробластовых альбит-жадеитовых пород состоят на 50—70% из жадеитового пироксена, 30% альбита и переменного количества натрового амфибола (1—20%). М. И. Юдиным [1963] выделены тонкозернистые кварцитовидные, часто тонкополосчатые светло-серые, почти мономинеральные вторичные жадеититы, содержащие около 90% жадеитового пироксена ($cNg = 35^\circ$, $2V = 71^\circ$, $Ng = 1,668$, $Ng - Np = 0,012$), 7—12% зеленого эгирина, альбит, аналь-

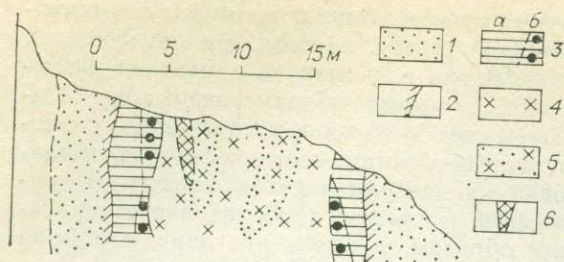


Рис. 18. Строение и состав тела жадеит-амфибол-альбитовых пород [по Н. Л. Добрецову, 1963].
 1 — серпентиниты; 2 — амфиболовая оторочка; 3 — жадеитовые и эгириновые альбититы (а), альбититы с шизолитом (б); 4 — кварцевые альбититы; 5 — кварцевые альбититы огнейсованные; 6 — кварц.

цим и натролит. Из аксессуарных минералов встречены корунд, гроссуляр-андрадитовый гранат.

Структура пород бластокластическая, микрогранобластовая с переходом в милонитовую.

Жадеитовый пироксен часто развивается по эгирин-авгиту, замещая последний и образуя вокруг него своеобразные каймы. Гранат и анальцит совместно с жадеитовым пироксеном и поздним альбитом замещают ранний альбит [Добрецов, 1963; Юдин, 1963].

Характерная особенность жадеит-цеолит-альбитовых пород — струйчатое распределение мелких зерен темноцветных минералов в массе альбита. В качестве типичного примера, иллюстрирующего особенности строения и состава тел данной группы, приведен разрез тела в верховьях р. Голованская Сосновка (рис. 18).

Центральную часть тела слагают гнейсовидные кварц-альбитовые породы с голубовато-зелеными нитевидными полосами, состоящими из эгирин-авгита и щелочного амфибола типа Mg-арфведсонита. К периферии эти породы сменяются альбититами с эгирин-авгитом. В краевых частях эгирин-авгит в альбититах обрастает и замещается жадеитовым пироксеном. На контакте тел с серпентинитами развивается амфиболовая оторочка.

Жадеит-амфибол-альбитовые тела особенно широко распространены в центральной части хр. Борус и по р. Катунка (левый приток Енисея).

По химическому составу данные породы (см. табл. 11) отличаются от мономинеральных жадеититов повышенными содержаниями кремнезема и более низкими концентрациями магния.

В целом состав их довольно близок к теоретическому химическому составу альбита.

Тела жадеитизированных апоэклогитовых амфиболитов

Жадеитовая минерализация, связанная с амфиболитизированными эклогитами, впервые обнаружена на р. Казанашке, а затем выявлена на всей левобережной части Кантегира вплоть до р. Чехан (западное окончание Борусского пояса).

Ранее Н. Л. Добрецов [1963] предположил, что линза черной амфиболовой породы с альбитом, гранатом и слюдой, вскрытая им вблизи жадеитового тела № 1 (участок Кашкарак), представляет собой продукт диафтореза эклогитов.

Центральные части тел эклогитов сложены пятнистыми мелкозернистыми омфацит-гранат-амфиболовыми породами с примесью плагиоклаза, сфена, апатита, эпидота, карбоната, пирита и других сульфидов.

Микроструктура основной массы породы гипидиоморфно-зернистая. Первичный эклогитовый парагенезис представлен пироксеном (1—15%), гранатом (10—30%), апатитом и, по-видимому, сфеном. Пироксен, судя по анализам на микрозонде (см. ниже) и оптическим константам ($cNg = 37-45^\circ$; $2V = 75-80^\circ$; $Ng - Np = 0,015$), соответствует омфациту. Красный гранат образует интенсивно трещиноватые зерна размером до 5 мм. По трещинам в нем развиты плагиоклаз и амфибол. Отдельные зерна граната замещаются каемкой плагиоклаза. Амфибол, содержание ко-

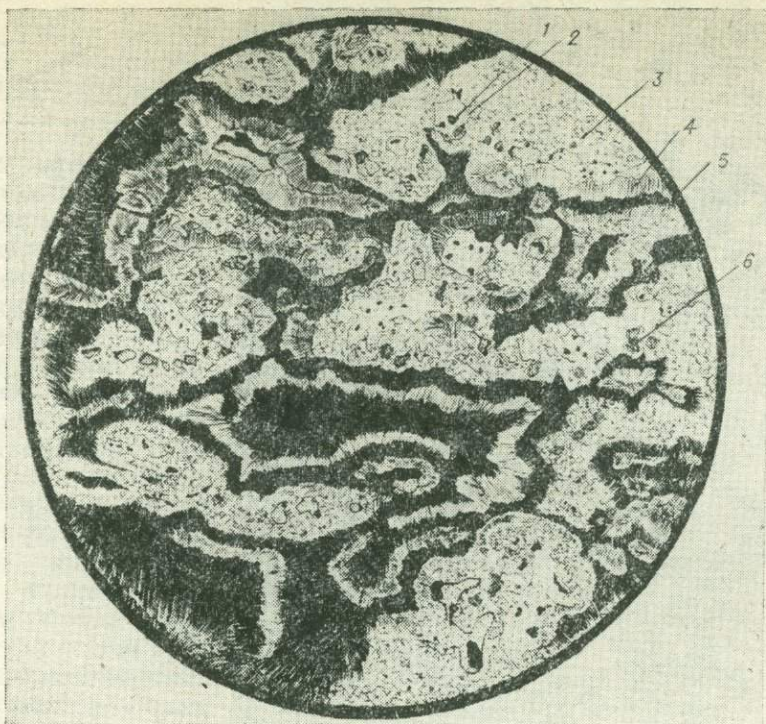


Рис. 19. Фрагмент сферолитовой структуры апоэклогитового жадеитита (25 мм, увел. 3×).

1 — хромшпинелид; 2 — изумрудно-зеленый жадеитовый пироксен; 3 — агрегат зеленовато-серого жадеитового пироксена, альбита, фенгита, кальцита; 4 — зона светло-серого радиально-лучистого агрегата жадеитового пироксена, альбита, фенгита; 5 — темно-серый жадеитовый пироксен; 6 — сульфиды.

того достигает 55—60% площади шлифов, представлен сине-зеленой натровой роговой обманкой типа барруазита ($cNg = 13-18^\circ$; $Ng - Np = 0,010-0,011$; плеохроизм по Ng зеленовато-голубой, по Nm — светло-голубой). Размер зерен 0,05—2 мм. Для плагноклаза (олигоклаза) характерны двойники по альбитовому закону.

Кристаллы сульфидов (преимущественно пирита) достигают 1 см в поперечнике.

Альбит-жадеитовыми и альбит-фенгитовыми породами, как правило, сложены внешние зоны тел амфиболлизированных эклогитов (см. рис. 16).

Альбит-жадеитовые зоны шириной 5—30 см представляют собой своеобразные брекчиево-сферолитовые агрегаты*, состоящие из изумрудно-зеленого, светло- и зеленовато-серого жадеитового пироксена (55—80%), альбита (10—25%), фенгита (3—12%), сульфидов и хромшпинелида (2—3%), кальцита (около 1%).

Изумрудно-зеленый жадеитовый пироксен неравномерно распределен в породе, образуя гнезда площадью до 15 см², а также мелкие вкрапления, вытянутые цепочкой параллельно границам зон.

Форма сечений полиминеральных сферолитовых агрегатов округлая, эллипсоидальная, амебообразная, нередко с переходами одних в другие (рис. 19). Сферолиты в основном обладают ярко выраженным радиально-лучистым и концентрически-зональным строением. Кроме полиминеральных сферолитов, для рассматриваемых пород типичны сферокристаллы жадеитового пироксена, дву- и четырехлистки (рис. 20).

* Сначала были обнаружены валуны и обломки этих пород в аллювии [Кизияров и др., 1978], и только в последнее время установлены их коренной источник и положение в разрезе тел.



Рис. 20. Сферокристаллы жадеита, радиально-лучистая структура с переходом в сноповую (5 мм, ник⁺).

В центре концентрически-зональных сферолитов чаще всего наблюдаются дробленые и корродированные зерна самого раннего минерала — хромшпинелида (см. рис. 19) размерами от долей миллиметра до 3 мм. Хромшпинелид замещается пироксеном темно-зеленого цвета ($N_g = 1,704$; $N_m = 1,690$; $N_p = 1,698$), образующим тонкую кайму вокруг его зерен. Центры наиболее крупных сферолитов состоят из скоплений множества мелких обломков кристаллов хромшпинелида. В этом случае кайма темно-зеленого пироксена превращается в агрегат значи-

тельных размеров, включающий всю группу обломков хромшпинелида. В парагенезисе с черно-зеленым пироксеном находятся миллерит и пентландит. Далее следует зона изумрудно-зеленого пироксена ($N_g = 1,690$; $N_m = 1,680$; $N_p = 1,666$) шириной 1—2 см.

Закапчивается сферолит каймой светло-серого жадеитового пироксена ($N_g = 1,690$; $N_m = 1,680$; $N_p = 1,666$).

В крупных штуфах можно наблюдать, как сферолитовые агрегаты цементируются крупнозернистым светло-серым пироксеновым агрегатом массивной текстуры.

Концентрическая зональность сферолитовых агрегатов не только заключается в смене различных окрасок пироксена, но и подчеркивается чередованием зон различного минерального состава. Рис. 21 иллюстрирует концентрическую зональность подобного типа. Здесь мы наблюдаем целую серию зоннок слюдисто-пироксен-альбитового состава, части которых нередко оказываются смещенными относительно друг друга. В сечениях плоскостью эти зонки представлены серией параллельных линий, фиксирующих зоны дробления и замещения жадеитовых индивидов. Чередование зон пироксенового и пироксен-альбитового состава обусловило ритмическую зональность сферолитов. В зонках, расположенных на периферии сферолитовых агрегатов, появляется кальцит. Основная же масса альбита и белой слюды (фентита) кристаллизуется в зонах соприкосновения сферолитов (рис. 22). В участках сопряжения сферолитов концы радиальных волокон и удлиненно-призматических индивидов пироксена искривляются и расщепляются.

Если концентрически-зональные сферолитовые агрегаты возникли в процессе геометрического отбора одновременно растущих индивидов при замещении и последующем обрастании пироксеном обломков зерен хромшпинелида, служащих центрами кристаллизации, то образование сферокристаллов является результатом расщепления отдельных кристаллов

Рис. 21. Фрагмент зонального полиминерального сферолитового агрегата (см. обр. рис. 19; 0,5 мм, ник.+).

Черные участки и поперечные зонки сложены агрегатом минералов: альбит + жадеитовый пироксен, альбит + фенгит, альбит + фенгит + кальцит. Радиально-лучистый агрегат — жадеитовый пироксен.



пироксена. При этом начальная стадия расщепления фиксируется возникновением характерных сноповидных агрегатов (рис. 23). Размер «снопов» 0,5—3 мм. Однако нередко встречаются сноповидные агрегаты жадеитового пироксена, зародившиеся на зернах хромшпинелида и альбита.

Химический состав жадеитовых пород, связанных с эклогитами (см. табл. 11), заметно отличает их от чистых жадеититов. По сравнению с породами центральных частей мономинеральных тел они обладают более высокими содержаниями MgO, CaO, Cr₂O₃ и низкими — Na₂O, Al₂O₃, но сходны с диопсид-жадеитовыми оторочками (сравнить с 1/7 и 429/1 в табл. 11). Таким образом, выстраивается определенный ряд высокотемпературных метасоматитов, связанных степенными переходами: эклогит → диопсид-жадеитовая оторочка эклогитов → диопсид-жадеитовая оторочка жадеититов → жадеитит → (нефелин-жадеитовая порода).

АЛЬБИТИТЫ

Тела альбититов разнообразны по составу, строению, происхождению. Среди них можно выделить три группы образований в зависимости от состава первичных пород, подвергнутых натровому метасоматозу: 1) по щелочным породам (мономинеральным жадеититам), 2) кислым (плагιοгранитам, кварцевым порфирам) и 3) по основным породам (габброидам, эффузивам).

Наиболее представительна первая группа (щелочных альбититов), развивающихся по жадеититам, вплоть до образования альбит-цеолитовых пород, являющихся конечным продуктом диафтореза тел мономинеральных жадеититов. Характеристика таких альбититов частично приведена выше.

Длина тел колеблется от первых метров до 200 и более при мощности 0,5—50 м.

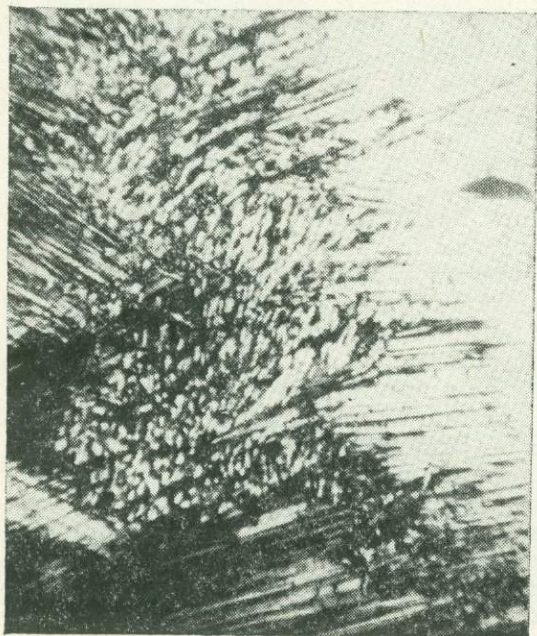


Рис. 22. Граница соприкосновения радиально-лучистых полиминеральных сферолитовых агрегатов (1,5 мм, ник.+). В зоне соприкосновения жадеитовых «лучей» кристаллизуется альбит вместе с жадеитовым пироксеном.

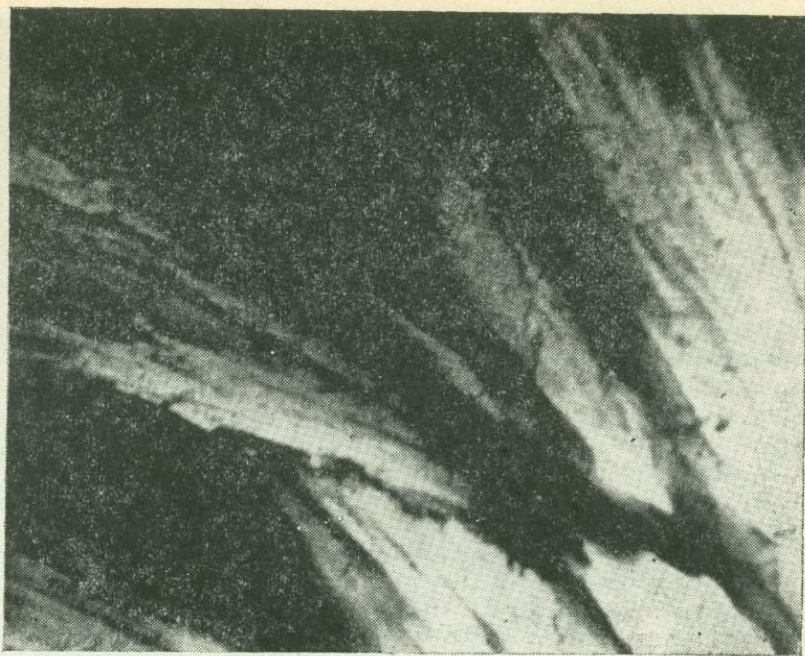


Рис. 23. Фрагмент снопового агрегата жадеитового пироксена (2 мм, ник.+).

Макроструктура полосчатая, массивная, пятнистая. Окраска породы светло-серая, серовато-, голубовато-зеленая, вплоть до белой. Они довольно многочисленны, встречаются на всем протяжении зоны серпентинитового меланжа I типа. Форма тел жильная, линзовидная, сложная жильная. Отличительная особенность апожадеитовых альбититов — присутствие в них светлых слюд типа фенгита, а также эгирин-авгита или хлор-меланита, диопсид-жадеита, анальцима, граната гроссуляр-андраитового ряда.

В этой группе существуют бескварцевые и кварцевые разновидности альбититов. Микроструктура пород гранобластовая, лепидогранобластовая.

Амфибол и пироксен обычно образуют тонкопризматические, игольчатые скопления определенной ориентировки, придающие породам грубополосчатый облик. Содержание альбита 60—90%. Встречаются мономинеральные белые альбититы.

Центральные части многих альбититовых тел обычно сложены актинолит-диопсид-жадеит-альбитовыми породами, которые ближе к краевым частям обогащаются слюдами, гранатом, анальцимом.

В отдельных случаях альбититы превращаются в натролитовые или анальцимовые кварцсодержащие породы (с гранатом и эгирин-авгитом). Изредка в телах альбититов встречается новообразованный игольчатый, тонкопризматический диопсид-жадеит в ассоциации с анальцимом. Строение наиболее крупного (40×300 м) и обнаженного тела апожадеитовых альбититов выглядит следующим образом [Добрецов, 1963].

Центральную часть тела слагают массивные среднезернистые серые, иногда почти белые альбититы с зеленым эгирин-авгитом и многочисленными мелкими зернами гроссуляра. Эгиринсодержащий авгит частично замещен диопсид-жадеитом (?) и рудным минералом. Около пироксена и граната присутствует натровый тремолит, а в альбите развиваются мельчайшие зерна серицита и скаполита (?). Краевые части сложены катаклизированными зеленовато-серыми авгитовыми альбититами. Иногда вместе с авгитом присутствует эпидот. Ближе к зальбандам количество авгита и эпидота увеличивается, и порода приобретает более интенсивный зе-

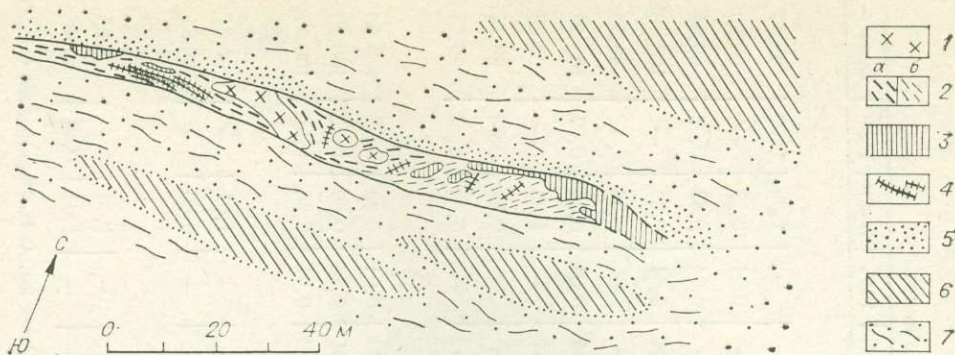


Рис. 24. Строение и состав тела апогранитных альбититов [по Н. Л. Добрецову, 1963]: 1 — слабо катаклазированный плагиогранит; 2 — катаклазиты плагиогранитов (а) и кварцевые альбититы (б); показано направление гнейсовидности; 3 — пироксеновые альбититы; 4 — кварцевые жилы; 5 — микрочешуйчатые серпентиниты; 6 — гарцбургиты; 7 — серпентиниты с жилками магнетита, асбофита, серпифита.

ленный цвет и полосчатость. На контакте с рассланцованными серпентинитами альбититы сменяются плотной голубовато-серой тонкозернистой породой, состоящей из щелочного амфибола.

В виде отдельных участков в теле отмечаются кварцевые альбититы с шизолитом (пектолитом), а также жилкоподобные и линзовидные обособления льдистого (гранулированного) кварца. Последние приурочены к зонам альбитита с гранатом и арфведсонитом, но без пироксена.

Тела альбититов второй группы широко представлены в осевой части хр. Борус [Добрецов, 1963] и на правом берегу Кантегира. Существуют постепенные переходы между мономинеральными альбититами и неизменными первичными породами. Форма альбититовых тел жилльная, длина достигает 150—300 м, мощность — 10—30 м. Строение и состав их рассмотрим на примере дайкообразного тела, вскрытого в центральной части хр. Борус (рис. 24).

Тело протяженностью около 150 м и мощностью 8—10 м порвначально было сложено плагиогранитами, слабо переработанные участки которых сохранились в его центральной части.

Плагиограниты катаклазированы, представляют собой светло-серую порфировидную породу, состоящую в основном из олигоклаз-андезина и кварца. Присутствуют калишпат (5%), биотит (5%) и акцессорный сфен. Калишпат и биотит развиваются по плагиоклазу.

Большая часть пород тела представлена зеленовато-серыми гнейсовидного облика кварцевыми альбититами, состоящими из мелкозернистого кварц-альбитового агрегата, реликтовых зерен альбитизированного олигоклаза, полос и линзовидных обособлений, тонкозернистого эпидота. В виде идиоморфных призматических зерен в олигоклазе присутствует пектолит. Он также отмечен в массе альбитита.

Крупнозернистый кварц обособлен в виде сети жилок, гнездообразных и линзовидных скоплений. Кварц-альбитовые участки в отдельных частях тела пересечены прожилками белого гранулированного кварца.

В отдельных участках и особенно в восточной части тела кварц-альбитовые агрегаты (катаклазиты) замещаются плотными зелеными альбититами, потерявшими гнейсовидный облик. Альбититы состоят из альбита, зеленого жадеитсодержащего авгита и сфена.

В переходных от гранитов к альбититам породах присутствуют реликты олигоклаза, кварца. На рассмотренном примере можно проследить все стадии процесса преобразования пород в альбититы: 1) катаклаз, образование метасоматического биотита и частично калишпата; 2) катаклаз, разложение биотита, интенсивная альбитизация и образование микрористаллического эпидота, а также пектолита; 3) образование альбит-авгитового агрегата; 4) формирование кварцевых прожилков.

Химический состав жадеит-альбитовых, альбит-амфиболовых пород и альбититов Борусского пояса

Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	Li ₂ O	V ₂ O ₅	P ₂ O ₅	П. п. п.	H ₂ O	Сумма	
<i>Апожадеитовые альбититы и жадеит-амфибол-альбитовые породы</i>																		
1010-8	60,56	0,12	13,38	0,01	1,16	1,60	0,07	6,47	6,84	0,86	6,74	0,013	—	—	1,06	0,59	99,47	
1010-6	67,2	0,15	15,10	0,02	0,91	1,64	0,04	3,96	2,09	0,62	6,97	0,005	—	0,01	0,87	—	99,59	
1010-3	71,4	0,12	14,7	0,03	0,31	1,90	0,02	1,60	1,18	0,12	7,11	0,001	—	0,01	0,82	0,22	99,54	
1010-5	70,8	0,13	16,0	0,03	0,43	1,11	0,02	1,32	0,79	0,11	9,05	0,001	0,01	0,01	0,29	—	100,10	
X	66,0	0,23	18,20	—	1,10	1,03	0,10	0,70	2,34	Сл.	9,23	—	—	—	0,56	—	99,49	
1010-7	67,0	0,11	18,6	0,03	0,64	1,00	0,02	1,51	1,57	0,17	9,82	0,001	0,01	0,01	0,36	0,09	100,94	
X	59,70	0,19	21,42	—	2,35	1,17	0,62	0,13	1,47	0,22	10,0	—	—	—	1,99	—	99,26	
X	65,69	0,09	18,48	—	1,29	0,73	—	0,78	0,88	0,04	10,38	—	—	—	0,34	0,08	98,74	
X	54,82	0,09	24,69	—	—	1,16	—	0,58	0,69	Сл.	11,65	—	—	—	5,62	0,25	99,55	
<i>Диопсид-жадеитовые оторочки тел альбититов</i>																		
01	57,4	0,20	15,20	0,04	1,94	1,50	0,06	6,7	7,87	0,14	9,40	0,021	0,02	0,01	0,29	0,08	100,66	
0404а	57,4	0,22	11,50	0,17	2,04	1,50	0,06	9,43	10,23	0,10	6,69	0,008	0,01	0,16	0,50	0,24	100,26	
0406	56,2	0,14	15,50	0,22	1,93	1,15	0,05	5,66	7,35	0,56	9,22	0,009	0,02	0,01	2,33	0,22	100,57	
<i>Альбититы по гранитам</i>																		
T-11	61,60	0,07	20,75	—	1,29	—	0,03	1,34	3,59	0,23	9,60	—	—	—	1,01	—	99,51	
T-3	65,27	0,20	18,40	—	1,99	0,14	0,03	0,90	1,20	0,18	10,70	—	—	—	0,80	—	99,81	
<i>Альбитовые породы, связанные с родингитами (апогабровые альбититы)</i>																		
K-2	55,24	0,11	13,42	—	2,47	—	0,10	7,03	10,52	0,16	8,20	—	—	—	1,40	—	98,65	
ТЛ-6	67,12	—	17,32	—	2,41	0,14	—	2,50	2,08	0,21	6,60	—	—	—	1,02	0,48	99,88	

Примечание. X — по данным М. И. Юдина [1963]. Анализы К-2, Т-11, Т-3, ТЛ-6 выполнены Т. И. Гуничевой (Институт геохимии им. А. П. Виноградова СО АН СССР), остальные — в Центральной лаборатории ИГО «Иркутскгеология».

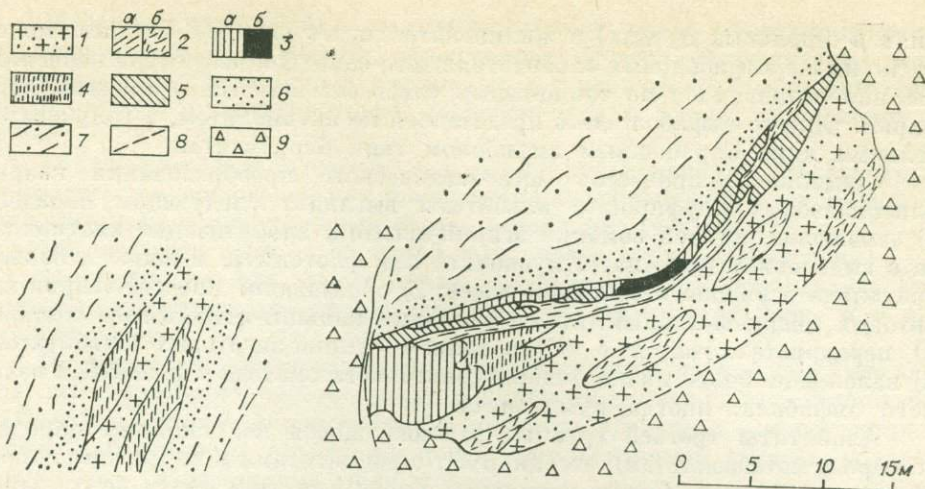


Рис. 25. Строение и состав тела альбититов, возникающих по дайке кварцевых порфиров [по Н. Л. Добрецову, 1963].

1 — слабо измененные кварцевые порфиры; 2 — кроссит-эгириновые кварцевые альбититы массивные (а) и гнейсовидные (б); 3 — эгириновые альбититы массивные (а) и гнейсовидные (б); 4 — гасдингситовые актинолитовые альбититы и альбит-порфиры; 5 — авгитовые кварцевые альбититы; 6 — микрочешуйчатые серпентиниты; 7 — серпентиниты с жилками магнетита и других минералов; 8 — сброс; 9 — делювий.

По химическому составу апогранитные альбититы несколько отличаются от других групп альбититов (табл. 12). Содержания CaO и MgO в них несколько выше, чем в альбит-жадеитовых породах и апожадеитовых альбититах, но ниже, чем в альбититах, генетически связанных с основными породами.

Более щелочными являются альбититы, возникшие в процессе метасоматического замещения кварцевых порфиров. Последние характеризуются типично порфировой структурой, массивной с переходами к флюидальной текстурой, наличием фенокристаллов олигоклаза и кварца. Иногда отмечается гасдингсит в виде сферолитовых агрегатов. Основная масса порфиров сложена кислым плагиоклазом с примесью кварца.

Особенности превращения порфиров в альбититы проследим на примере одного тела (рис. 25), расположенного в центральной части хр. Борус [Добрецов, 1963].

Тело, имеющее форму дайки, прослежено на 100 м при максимальной мощности 10 м. Дайка местами изогнута, смещена небольшими тектоническими подвижками. Процесс изменения порфиров начинается с появления вторичных минералов: альбита, кальцита, мусковита по плагиоклазу, тремолита в кварце, Na-пироксена или актинолита.

При дальнейшем изменении кварц-олигоклазовый порфир превращается в голубовато-серую слабо гнейсовидную неравномерно-зернистую породу, слагающую линзовидные участки и состоящую из альбита, кварца, эгирин-авгита, щелочного амфибола (кроссита) с гнездами кварц-кальцит-альбитового состава. Вблизи контакта с серпентинитами эта порода переходит в кроссит-авгитовый альбитит без кварца с обильным карбонатом, а также апатитом, сфеном. Темноцветные минералы образуют полоски, струи, параллельные контактам. На эти ассоциации накладываются более поздние процессы, приводящие к образованию полос, линз зеленой породы среди гнейсовидных серых кварцевых альбититов. Эти участки состоят из агрегатов кварца (с волнистым погасанием), кварц-альбит-авгитовой мелкозернистой массы с пылевидным рудным минералом, серицитом, сфеном и апатитом. В реликтах олигоклаза развиваются сферокристаллы ярко-зеленого плеохроирующего пумпеллиита. Аналогичные породы образуются и по массивным разновидностям эгирин-альбитовых пород.

По перекристаллизованным эгириновым альбититам развиваются зеленые актинолит-альбитовые породы (актинолит — в игольчатых скопле-

ниях и отдельных пучках) и жилки натролита с кварцем. Зеленые полосы таких же амфиболовых альбититов в юго-западной части тела непосредственно развиваются по темно-серым слабо измененным кварцевым порфирам. Однако амфибол здесь представлен не актинолитом, а голубовато-зеленым ярко окрашенным амфиболом типа барруазита.

Стадийность процессов метасоматического преобразования кварц-олигоклазовых порфиров в альбититы выглядит следующим образом. 1) замещение роговой обманки эгирин-авгитом, альбитизация плагиоклаза с выделением карбоната, мусковита или флогопита, а также иголочек тремолита в кварце и основной массе; 2) образование кроссит-эгирин-авгитовых кварцевых альбититов с гнездами кальцит-альбитового состава; 3) перекристаллизация с образованием эгирин-авгитовых альбититов; 4) наложение более низкотемпературного метасоматоза с развитием зеленого амфибола, иногда пумпелиита.

Альбититы третьей группы, развивающиеся по основным породам (габбро и метабазальтам), ассоциируют с родингитами и нефритами в зоне меланжа II типа *. Состав первичных пород при этом почти не сохраняется, за исключением отдельных реликтовых минералов — роговой обманки, плагиоклаза, моноклинного пироксена.

Выделяются две разновидности пород. Первая представлена серыми и черными массивными мелкозернистыми амфибол-альбитовыми породами, состоящими из альбита (55—60%), роговой обманки (до 20%), апатита, сфена, кварца, хлорита, эпидота. Эта разновидность фиксирует начало процесса метасоматического изменения роговообманкового габбро. Элювиально-делювиальные обломки данных пород обнаружены в зонах меланжа I типа по р. Кашкарет и в верховьях р. Голованская Сосновка.

Вторая разновидность альбититов образована по основным породам в зонах меланжа II типа, являясь закономерным членом метасоматической колонки метагаббро — альбитит — родингит — нефрит — серпентинит.

Они состоят из альбита (60—80%), тремолита (3—15%), хлорита (до 30%), эпидота, кварца, апатита, сфена, рудного минерала. Макроскопически это зеленовато-серые средне- и мелкозернистые массивные или пятнистые породы. Под микроскопом структура альбититов гранобластовая, микрогранобластовая. Альбит образует зерна таблитчатой формы размером от 0,01 до 3,5 мм. В отдельных зернах наблюдаются игольчатые выделения тремолита, образующие радиально-лучистые сферолитовые агрегаты.

Хлорит ассоциирует с кварцем, образуя чешуйчатые и радиально-чешуйчатые агрегаты. Кварц, как и эпидот, выполняет пространство между зернами кислого плагиоклаза, залечивает в них трещины.

Альбититы данного типа отличаются от альбититов, генетически связанных с жадеитовыми породами, повышенными содержаниями магния и пониженными — натрия (см. табл. 12).

РОДИНГИТЫ И НЕФРИТЫ

Это своеобразная группа метасоматитов, пространственно и генетически связанная с включениями габброидов и вулканитов офиолитового комплекса, образует линзы и жилы в серпентинитовых породах зон меланжа. Следует подчеркнуть, что родингиты с нефритовой минерализацией не встречены в антигоритовых серпентинитах зон I типа жадеитовых структур, а приурочены исключительно к хризотил-лизардитовым серпентинитам зон меланжа II типа.

Значительное количество родингитовых тел сосредоточено на правом берегу Кантегира (бассейн Таловки). Они также часто встречаются в верховьях р. Мал. Кашкарет и хр. Стап-Таскыл.

Родингиты слагают мелкие будинообразные тела размером от 10 × 15 см до 1,5 × 3 м и жилы мощностью 1—1,5 м и длиной до 20—25 м.

* По существу, эти альбититы следует рассматривать как продукты начальной стадии родингитизации.

Параллельно с родингитизацией основных пород происходят антигоритизация и хлоритизация вмещающих хризотил-лизардитовых серпентинитов. Часто вокруг родингитовых тел наблюдаются оторочки мощностью 0,1—1 м антигоритовых серпентинитов и хлорит-серпентинитовых пород.

В строении родингитовых тел участвуют различные минеральные комплексы со специфическим набором породообразующих минералов и неодинаковым количественным соотношением между ними.

Обычно тела состоят из одной-двух, редко трех и более зон.

Несмотря на это, последовательность процессов родингитизации, включая альбитизацию основных пород, устанавливается более или менее однозначно.

По составу родингитовые зоны подразделяются на относительно более высокотемпературные—гранат- и пироксен-везувиановые, пироксен-гранатовые, хлорит-пироксеновые и низкотемпературные—эпидот-клиноцоизит-амфиболовые, альбитовые (амфибол-альбитовые), амфибол-альбит-хлоритовые, амфиболовые (нефритовые).

Гранат-везувиановые родингиты представлены зеленовато-серыми, светло-зелеными плотными массивными, иногда пятнистыми и брекчиевидными тонкозернистыми породами, сложенными везувианом (70—90%), гроссуляром (10—20%), эпидотом и хлоритом (3—5%), серпентином, хромшипельидом. Микроструктура гранобластовая. Везувиан образует мелкозернистые агрегаты, зерна призматического облика, часто сцементированные крупнозернистым серпентин-гранатовым агрегатом. Отдельные порфиробласты среди основной массы везувианового состава сложены диопсидом.

Хлорит — вторичный минерал, выполняющий каверны и участки замещения в гранате.

Пироксен-везувиановые родингиты — пятнистые темно-зеленые породы, кроме везувиана (25—70%) и диопсида (15—20%), в небольшом количестве содержат амфибол тремолит-актинолитового ряда.

Пироксен-гранатовые родингиты свойственна розовато-серая, светло-зеленая окраска, которая у мономинеральных гроссуляритов переходит в снежно-белую. Состав пород: гроссуляр (70—90%), диопсид (до 15%), хлорит (10—15%), кальцит (5—10%), кварц, лейкоксен. Гранат образует тонкозернистые агрегаты, иногда замещает диопсид. Хлорит, кальцит и лейкоксен кристаллизуются позже, часто встречаясь в форме микропрожилков.

Весьма обычны тела, центральные части которых сложены пироксен-гранатовыми или мономинеральными гранатовыми породами, а краевые — гранат-везувиановыми и везувиановыми родингитами.

В мономинеральных везувианитовых жилах содержание везувиана в породе резко уменьшается от центра к периферии. Параллельно возрастает количество хлорита и серпентина.

Сравнительно редки **хлорит-пироксеновые родингиты** (диопсид — 65—70%, хлорит — 25—30%, сфен), которые образуют в серпентинитах жилки мощностью 0,5—1 см.

Широко представлена группа низкотемпературных амфиболсодержащих родингитовых пород, включающая зоны амфибол-альбитового, эпидот-клиноцоизит-амфиболового, амфибол-альбит-хлоритового составов и нефриты. Амфибол-альбитовые породы и тремолитовые альбититы рассмотрены выше.

На рис. 26 приведен разрез зональной жилы низкотемпературных родингитов, возникшей на контакте кварцитов чингинской свиты и хризотил-лизардитовых серпентинитов. Ее зональность выглядит следующим образом: кварциты — цоизит-эпидот-тремолитовые родингиты с участками альбититов и тремолит-альбит-хлоритовых пород — нефриты — антигоритовые серпентиниты — хризотил-лизардитовые серпентиниты*.

* На приведенном разрезе серпентиниты уничтожены эрозией. Они хорошо обнажены на северном фланге жилы и к западу от нее.

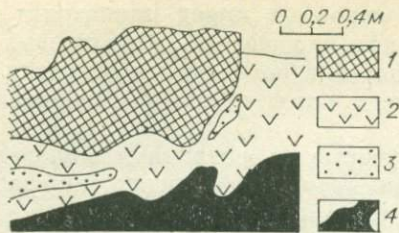


Рис. 26. Разрез тела родингитов с нефритовой минерализацией (участок Таловка).

1 — нефрит; 2 — клиноцоизит-эпидот-тремолитовые родингиты с реликтами альбитов; 3 — клиноцоизит-альбит-тремолитовые родингиты; 4 — кварциты чингинской свиты.

Зона клиноцоизит-эпидот-тремолитовых родингитов состоит из тремолита (40—45%), эпидота (30—35%), цоизита (20—25%), кальцита и хромшпинелида.

Тремолит и цоизит образуют призматические индивиды размером 0,1—0,25 мм. Эпидот кристаллизуется позже, выделяясь в виде зерен изометричной формы. Кальцитом сложены тонкие прожилки мощностью 0,5—0,7 мм или мелкие гнезда.

Такие родингиты содержат реликтовые участки мелкозернистых апогаббровых альбититов (альбит 70—80%, тремолит, эпидот, сфен) и тремолит-альбит-хлоритовых пород. Состав последних выглядит так: хлорит (35—40%), альбит (25—30%), тремолит (15—20%), цоизит и эпидот (3—8%), хромшпинелид. Структура породы гранобластовая. Самые ранние минералы — альбит и цоизит. Позже развиваются хлорит и тремолит, образующие прожилки и выполняющие пространство между зернами альбита, цоизита, альбита. Агрегатам тремолита свойственно радиально-лучистое строение с переходом в волокнистое с элементами нефритовой структуры.

Нефритовая зона представлена сланцеватыми ярко-зелеными просвечивающимися породами, почти нацело (95—99%) сложенными спутанно-волокнистым тремолитом.

Акцессорные минералы: хромшпинелид, сфен. Часто нефрит подвергается интенсивной карбонатизации (до 60% кальцита) и тремолитизации (призматически-зернистый тремолит).

Тремолит в нефрите образует волокнистые, закономерно ориентированные в одном направлении агрегаты или волокна в виде пучков, метелок. Длина волокон 0,01—0,3 мм, толщина 0,01 мм. С уменьшением размеров волокон нефриты приобретают классическую спутанно-волокнистую структуру. Сфен и хромшпинелид образуют мелкие зерна 0,2×0,3 мм.

Тремолит вдоль волокон замещается кальцитом. Последний также залечивает мелкие трещины.

Нефриты из других тел, обломков и валунов иногда различаются по окраске, но идентичны по структуре и составу породам рассмотренной нефритовой зоны.

В составе отдельных образцов нефрита из глыб и валунов встречаются гранат и сульфиды.

Гранатом (уваровитом) сложены мелкие включения зеленой окраски размером 1—2 мм, находящиеся в тесной ассоциации с хромшпинелидами и сульфидами. Зерна граната раздроблены, корродированы, иногда растащены вдоль сланцеватости индивидов тремолита. Отдельные зерна окружены оторочкой уваровита или, будучи раздробленными, цементируются им.

Хромит-уваровитовая брекчия, в свою очередь, подвергается дроблению и цементируется агрегатом тремолита (нефрита).

Реликтовая хромит-гранатовая ассоциация постоянно присутствует в нефритах не только Борусского пояса, но и Южного Прибайкалья и Восточного Саяна. Реакционные взаимоотношения между хромшпинелидом, гранатом и нефритом одинаковы для всех месторождений [Татаринов и др., 1980б]. Из других редко встречающихся минералов в нефритах Борусского пояса обнаружен диопсид, образующий мелкие (менее 0,1 мм) реликтовые индивиды призматической формы.

Анализ материалов по родингитовым телам позволяет наметить несколько упрощенную и идеализированную схему метасоматического преобразования основных пород в родингиты: основная порода → альбитит и альбит-цоизитовая порода → пироксен-гранатовый (или хлорит-диопсидовый, диопсидовый) родингит → (+серпентинит)-гранат-везувиановый и везувиановый родингит → (+серпентинит и нефрит) или хлорит-актинолитовая порода.

Полная метасоматическая зональность в каком-либо одном теле не проявляется, хотя реликты ранних, более высокотемпературных парагенезисов минералов можно обнаружить, по существу, в любой зоне сравнительно низкотемпературных родингитов, включая и нефриты.

ХРОМИТ-ГРАНАТОВЫЕ ПОРОДЫ

В зонах меланжа обоих типов на левобережье Кантегира обнаружены своеобразные брекчии хромит-уваровитового состава, образующие мелкие будинообразные тела размером до 20×30 см, залегающие среди интенсивно разрушенных серпентинитов. Внешний облик и состав этих пород аналогичны вышеупомянутым реликтовым включениям из нефритов. Они состоят из хромшпинелида (60—70%), уваровита (25—30%), серпентина (около 10%). Структура хромитовой массы мелко- и среднезернистая. Центральные части зерен хромшпинелида в тонких срезах просвечивают темно-красным цветом. Они окружены непросвечивающейся каймой, по-видимому, магнетитового состава. Наблюдаются также прожилки этого непросвечивающегося минерала, придающие участкам мономинеральной хромитовой породы сетчатое строение. Уваровит образует микропрожилки, зонки брекчирования шириной до 5—6 мм, гнезда. Размер изометричных зерен граната колеблется от сотых долей миллиметра до 0,1 мм.

Мелкочешуйчатые агрегаты серпентина образуют микропрожилки и гнезда как в хромшпинелиде, так и в гранате, хотя большая часть их сосредоточена в гранате.

Агрегаты серпентина содержат мелкие (2—5 мм) частицы аваруита, которые группируются в скоплении размером 500×500 мкм. Количество частиц аваруита в таких обособлениях не превышает 5—10.

СЛЮДИТЫ

Из других пород в зонах серпентинитового меланжа I типа интересны и тела слюдитов, состоящие из фенгита, слагающего клиновидно-чешуйчатые («ельчатые») агрегаты размером 5—7 см, содержащие некоторое количество кварца. Эти породы в зоне меланжа бассейна р. Уртени, на юго-западном фланге Борусского пояса пространственно тяготеют к диафторированным телам измененных эцлогитов и жадеитов (см. рис. 14). Мощность тел слюдитов 0,6—1 м. Протяженность по простиранию не выяснена. Предположительно она оценивается в 10—15 м. Слюдиты, по-видимому, являются продуктами диафтореза (калиевого метасоматоза) спилитов или эцлогитовых тел, о чем свидетельствует пространственная близость этих пород, развитие слюды в оторочках некоторых тел эцлогитов, а также одинаковая форма тел (см. рис. 14).

Кроме слюдитов, в жадеитоносных зонах меланжа отмечаются своеобразные магнетит-карбонат-хлоритовые породы. Магнетит здесь образует довольно равномерную густую вкрапленность кристаллов совершенного октаэдрического габитуса. Размеры их варьируют от 2—3 до 10 мм. Кроме магнетита, присутствует пирит либо в форме отдельных кубических кристаллов (до 5 мм), либо в сростках с кристаллами магнетита.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА МИНЕРАЛОВ ИЗ ЖАДЕИТОВЫХ И АССОЦИИРУЮЩИХ ПОРОД

Изучение особенностей химизма минералов вместе с парагенетическим анализом минеральных ассоциаций дает важную информацию об условиях их образования. Главную роль здесь приобретает анализ на микрозонде, позволяющий исследовать зональность в минералах, сростки и мелкие зерна второстепенных минералов. Физические методы исследования минералов использовались как вспомогательные, например, для диагностики редких видов и разновидностей или решения таких вопросов, как природа окраски минералов.

Описание минералов дано в порядке их распространенности и важности. Сначала охарактеризованы породообразующие минералы (пироксены, амфиболы, гранаты, слюды, плагиоклазы), затем аксессуарные рудные (хромшпинелиды, рутил, сфен, сульфиды) и нерудные минералы кальцит, апатит, канкринит, анальдим, натролит, пектолит и шизолит).

ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ

ПИРОКСЕНЫ

Это наиболее информативные и важные минералы изученных пород. Главное внимание уделено исследованиям химического состава различных генераций, а также причин окраски пироксена, важных для понимания природы ювелирных разновидностей жадеитов. Дополнительно были изучены вариации оптических констант и параметров элементарной ячейки жадеитовых пироксенов Борусского пояса (табл. 13). Но изменчивость показателей преломления и параметров кристаллической решетки, безусловно, не отражает все колебания химизма и особенности изоморфизма. Состав некоторых генераций пироксена непостоянен даже в пределах отдельно взятых мелких зерен. Обычный химанализ даже тщательно отобранных мономинеральных фракций пироксена дает лишь усредненные данные, сглаживая и затушевывая неоднородности в составе. Поэтому основная часть исследований химизма пироксенов, как и других минералов, осуществлена на микрозонде.

Среди пироксенов мономинеральных тел жадеитов выделяются три генерации пироксена. Первая и вторая (ранние) генерации пироксена являются главными породообразующими минералами внутренних (ядерных) частей тел, меньше всего подвергнутых диафорезу. Они образуют особую группу бесхромовых жадеитовых пироксенов. Им свойствен большой разброс значений железистости ($f = 23,4 - 66,7$) и специфический компонентный состав. От всех других генераций и парагенетических типов моноклинного пироксена жадеитовых пород региона они отличаются высокими содержаниями жадеитового компонента ($\geq 60\%$), низкими концентрациями эгирина, хрома и никеля (табл. 14). На диаграмме (рис. 27) составы этих пироксенов образуют два узких поля, вытянутых параллельно стороне треугольника диопсид-жадеит.

Наименее перекристаллизованные участки мономинеральных жадеитовых тел сложены первичным зеленовато- и светло-серым призматически-зернистым жадеитом, содержащим 3—15% диопсидового и эгиринового компонентов. Пироксены, по составу приближающиеся к теоретическому жадеиту, слагают светлые мраморовидного облика мономинеральные агрегаты призматически-зернистой (частично гранобластовой) структуры и в качестве самой ранней генерации выделяются многими исследователями, изучавшими жадеитовые породы в ультрабазитах [Lacroix, 1930;

Оптические свойства, параметры элементарной ячейки, оптические спектры поглощения пироксенов из жадеитовых пород Борусского пояса

Разновидность пироксенов по окраске	Параметр							Полоса поглощения в оптических спектрах, см ⁻¹
	<i>N_g</i>	<i>N_m</i>	<i>N_p</i>	<i>a</i> ₀	<i>e</i> ₀	<i>c</i> ₀	<i>β</i>	
<i>Из неизменных и слабо измененных тел мономинеральных жадеититов</i>								
Зеленовато-серый	1,676—1,678	1,665—1,668	1,659—1,664	9,454	8,593—8,601	5,231—5,232		27000, 25300, 22800, 15500, 13500, 9650
Голубовато-зеленый	—	—	—	9,461	8,592	5,232	107°38'	—
Темно-зеленый	1,678	1,668	1,664	9,463	8,600	5,233	107°40'	27000, 25300, 22800, 21980, 15750, 13600, 10800
Изумрудно-зеленый	—	—	—	9,445—9,454	8,593—8,599	5,231—5,236	107°36'	—
<i>Из оторочек амфиболизированных эглогитов (в ассоциации с хромшпинелидом)</i>								
Черно-зеленая кайма вокруг хромшпинелида	1,689—1,704	1,698	1,670—1,690	9,640	8,774	5,248	106°48'	
Изумрудно-зеленый	1,683—1,690	1,680	1,666—1,670	—	—	—	—	22850, 21980, 15750, 15270, 14490, 10600
Светло-серый	1,675—1,690	1,680	1,664—1,666	9,628	8,717	5,264	107°01'	—
<i>Из жадеит-амфибол-альбитовых пород</i>								
Светло-зеленый	1,675—1,688	1,664—1,688	1,656	2 <i>V</i> =70—74°	—	—	—	—

Химический состав пироксенов из неизмененных и слабо перекристаллизованных центральных частей тел мономинеральных жадеитов Борусского пояса

Компонент	36 ^x		11/2	409в	382/3	382/3а	КШ-1в	Б-2	Б-6	74 ^x		
	1	1а								1	2а	2
SiO ₂	59,4	58,9	57,50	58,55	57,96	57,96	60,34	56,70	57,86	59,2	55,6	54,7
TiO ₂	—	0,34	0,40	0,29	0,44	0,42	0,05	0,28	0,075	—	—	—
Al ₂ O ₃	24,4	21,6	21,05	19,65	17,58	18,45	21,25	21,38	14,85	19,4	11,0	8,10
Cr ₂ O ₃	—	—	0,001	0,07	—	—	—	0,04	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	0,40	1,44	1,19	1,29	3,21	3,11	1,27	1,98	2,31	1,80	2,20	3,20
FeO	0,30	0,45	0,28	0,71	0,90	0,75	0,12	1,19	0,72	—	2,00	3,20
MnO	—	0,01	Сл.	0,02	0,09	0,08	0,02	0,03	0,10	0,08	0,04	0,04
MgO	0,12	1,66	2,55	2,51	2,40	2,20	1,30	1,40	5,20	2,90	7,60	8,9
CaO	0,40	2,77	3,72	3,45	5,60	4,40	3,36	3,35	9,30	4,10	12,8	15,0
Na ₂ O	14,9	12,8	11,58	12,62	11,79	11,79	11,60	13,00	9,57	13,1	7,65	6,2
K ₂ O	—	—	0,10	0,16	0,05	0,05	0,08	0,10	Сл.	—	0,00	0,20
Li ₂ O	—	—	—	0,019	0,11	0,11	0,015	—	0,25	—	—	—
H ₂ O	—	0,08	П. п. п=1,20	0,70	0,27	0,42	0,08	0,19	0,64	—	—	—
Сумма ...	99,92	100,05	99,57	100,06	100,40	99,74	99,48	99,64	100,87	100,58	98,89	99,34
Si	2,01	2,00	1,987	2,015	2,004	2,012	2,049	1,961	2,014	2,01	2,00	2,00
Ti	—	0,02	0,013	0,008	0,011	0,011	0,001	0,008	0,002	—	—	—
Al	0,97	0,87	0,857	0,796	0,718	0,752	0,851	0,872	0,609	0,78	0,47	0,35
Cr	—	—	0,003	—	—	—	—	0,001	—	—	—	—
Fe ⁺³	0,01	0,04	0,033	0,033	0,083	0,079	0,033	0,053	0,059	0,05	0,06	0,09
Fe ⁺²	0,01	0,02	0,007	0,020	0,027	0,022	0,003	0,035	0,021	—	0,07	0,10
Mn	—	—	—	0,001	0,002	0,002	0,001	—	0,003	—	—	—
Mg	0,01	0,08	0,131	0,128	0,124	0,114	0,066	0,073	0,269	0,15	0,40	0,49
Ca	0,02	0,10	0,138	0,127	0,207	0,162	0,122	0,124	0,347	0,15	0,49	0,58
Na	0,98	0,85	0,776	0,841	0,789	0,792	0,764	0,873	0,646	0,86	0,53	0,40
K	—	—	0,002	0,006	0,002	0,002	0,004	0,004	—	—	—	—
Li	—	—	—	0,003	0,014	0,014	0,002	—	0,003	—	—	—
Сумма ...	4,01	3,98	3,944	3,981	3,981	3,962	3,896	3,994	3,970	4,00	4,02	4,05
Fe/(Fe + Mg)	66,7	42,9	23,4	29,3	47,0	47,0	34,3	54,7	22,9	25,0	24,5	16,9
Ca/(Ca + Mg)	66,7	55,6	51,3	49,8	62,5	58,7	65,2	62,9	56,3	50,0	55,1	54,2

Примечание. Обр. 36, 1, 1а, 11/2, 409в — крупно- и среднепризматически-зернистые первичные жадеиты из тела № 1 (Кашкарак); 382/3, 382/3а, КШ-1в — перекристаллизованные жадеиты гранобластовой структуры из тела № 1; Б-2 и Б-6 — жадеиты, бластически перекристаллизованные, из валунов по р. Кантегир; 74(1, 2а, 2) — первичные (1) и поздние (2а, 2) жадеиты из тела № 5, обрастающие первичные призматически-зернистые жадеиты, правобережье р. Кантегир. Звездочкой отмечены образцы из работ Н. Л. Добрецова и Л. Г. Пономаревой [1977]. Остальные анализы В. А. Ширяевой (Институт геохимии СО АН СССР).

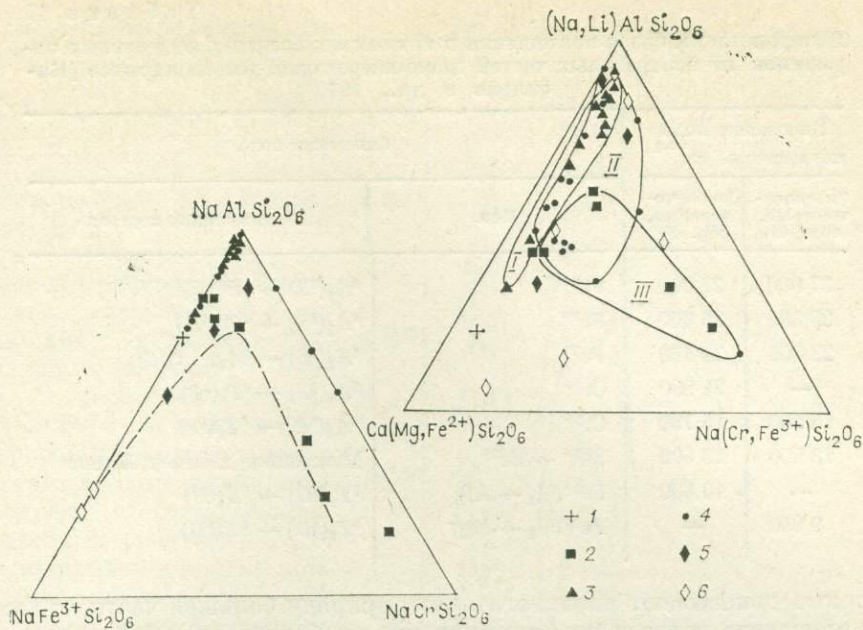


Рис. 27. Составы пироксенов из жадеитсодержащих пород Бурсского пояса.

1 — из эклогитов, 2 — из жадеитов по апоэклогитовым амфиболитам, 3 — из центральных частей мономинеральных тел жадеитов, 4 — из краевых частей и прожилков мономинеральных тел жадеитов, 5 — из жадеит-альбитовых тел, 6 — из жадеит-амфибол-альбитовых тел. Поля составов: I — первичных жадеитовых пироксенов из центральных частей мономинеральных тел, II — из краевых частей и прожилков, III — вторичных пироксенов из жадеитов по апоэклогитовым амфиболитам. Штриховая линия — граница предполагаемой несмесимости составов пироксенов.

Москалева, 1962; Добрецов, 1963; Добрецов, Пономарева, 1965; Морковкина, Гаврилова, 1965; Казак, Молдаванцев, 1976; Свириденко и др., 1979]. Однако в процессе диафореза и преобразования призматически-зернистой (первичной) структуры жадеитов в гранобластовую и замещения жадеита альбитом в составе новообразованного пироксена увеличивается доля диопсид-геденбергитовой составляющей.

Некоторые исследователи [Морковкина, 1973; Коваленко, 1981] высказывают предположение о вторичности агрегатов призматически-зернистого жадеита, о его апоальбитовой природе. Но и в Бурсском поясе, и в других районах не установлены факты (реликты минералов, структур, следы метасоматического замещения и т. д.), которые бы определенно свидетельствовали об образовании призматически-зернистого жадеита за счет альбита по одному из двух обычно обсуждаемых вариантов: габбро → альбитит → жадеит или гранит → альбитит → жадеит.

При детальном минералого-петрографическом изучении участков призматически-зернистых жадеитов четко устанавливается поздняя кристаллизация альбита, его апожадеитовая природа. Находки в Бурсском поясе жадеитовых оторочек вокруг тел эклогитов и явления замещения жадеитом эклогитовой пор-

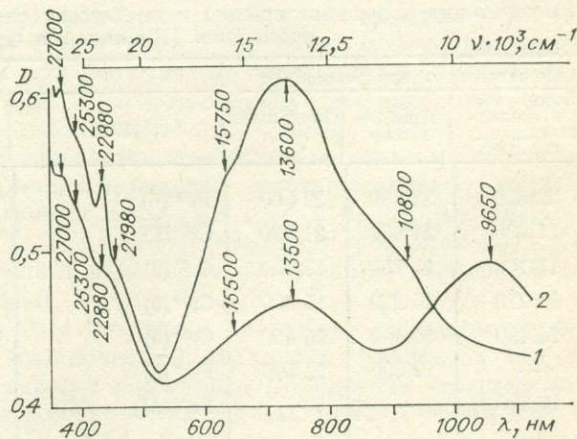


Рис. 28. Оптические спектры поглощения бесцветных жадеитовых пироксенов. 1 — темно-зеленый, обр. Б-2; 2 — зеленовато-серый, обр. 410.

Интерпретация полос поглощения в оптических спектрах жадитовых пироксенов из центральных частей мономинеральных тел жадититов [Кизияров и др., 1978]

Положение полос поглощения, см ⁻¹		Отнесение полос	
Зеленовато-серый, обр. 410	Серовато-зеленый, обр. В-2	Ион	Электронный переход
27 000	27 000	Fe ³⁺	⁶ A ₁ (⁶ S) → ⁴ E(⁴ D)
25 300	25 300	Fe ³⁺	⁶ A ₁ (⁶ S) → ⁴ T ₂ (⁴ D)
22 800	22 880	Fe ³⁺	⁶ A ₁ (⁶ S) → ⁴ A ₁ , ⁴ E(⁴ G)
—	21 980	Cr ³⁺	⁴ A ₂ (⁴ F) → ⁴ T ₁ (⁴ F)
15 500	15 750	Cr ³⁺	⁴ A ₂ (⁴ E) → ⁴ T ₂ (⁴ F)
13 500	13 600	Fe ²⁺ → Fe ³⁺	Межионное взаимодействие
—	10 800	Fe ²⁺ (M ₁ → Al)	⁵ T ₂ (⁵ D) → ⁵ E(⁵ D)
9 650	—	Fe ²⁺ (M ₁ → Mg)	⁵ T ₂ (⁵ D) → ⁵ E(⁵ D)

ды прямо доказывают апоэклогитовую природу большей части жадититов Борусского пояса и их формирование на большой глубине в условиях эклогитовой фации.

Спектры оптического поглощения (рис. 28) ранних генераций жадитового пироксена отличаются от спектров поздних генераций наличием полос поглощения ионов Fe, являющегося ведущим хромоформным компонентом [Кизияров и др., 1978]. Окраска их обусловлена в основном широкой полосой поглощения 13 500—13 600 см⁻¹ и группой узких полос в области 22 000—27 000 см⁻¹, очевидно, наложенных на длинноволновой край полосы переноса заряда O²⁻—Fe³⁺ (табл. 15). В спектре светлого зеленовато-серого призматически-зернистого жадита, кроме того, фиксируется довольно интенсивная полоса поглощения 9650 см⁻¹.

В спектре перекристаллизованного темно-зеленого с сероватым оттенком жадитового пироксена, содержащего значительную примесь диоксидгеденбергитового минала, эта полоса отсутствует. Но наблюдается более слабая полоса поглощения 10 800 см⁻¹, аналогичная полосе изумрудно-зеленого хромсодержащего жадитового пироксена (рис. 29, табл. 16).

Варианты интерпретации полос поглощения в оптических спектрах моноклинных пироксенов неоднозначны. [Никольская, Самойлович, 1975; Платонов, 1976]. Бесспорно лишь отнесение полос поглощения в областях (22 800 и 13 500 см⁻¹) к полосам поглощения ионов Fe³⁺. Полосу поглощения в области 9600—9400 см⁻¹ многие исследователи связывают с ионами

Таблица 16

Интерпретация полос поглощения в оптических спектрах ярко-зеленых жадитовых пироксенов [Кизияров и др., 1978]

Положение полос поглощения, см ⁻¹			Отнесение полос	
Борусский пояс (Западный Саян), обр. 29/1	Прибалхашье	Полярный Урал	Ион	Электронный переход
22 850	22 880	22 800	Fe ³⁺ (6)	⁶ A ₁ (⁶ S) → ⁴ A ₁ , ⁴ E(⁴ G)
21 980	21 980	21 980	Cr ³⁺ (6)	⁴ A ₂ (⁴ F) → ⁴ T ₁ (⁴ F)
15 750	15 750	15 750	Cr ³⁺ (6)	} ⁴ T ₂ (⁴ F)
15 270	15 270	15 270	Cr ³⁺ (6)	
14 490	14 490	14 490	Cr ³⁺ (6)	² E(² Q); R-линии
—	12 500	12 500	Fe ³⁺ (6)	⁶ A ₁ (⁶ S) → ⁴ T ₁ (⁴ G)
10 600	—	—	Fe ²⁺ (M ₁ → Al)	⁵ T ₂ → ⁵ E

Рис. 29. Оптические спектры поглощения ярко-зеленых (хромовых) жадеитовых пироксенов. 1 — пироксен обр. 29/1; 2 — Прибалхашье; 3 — Полярный Урал.

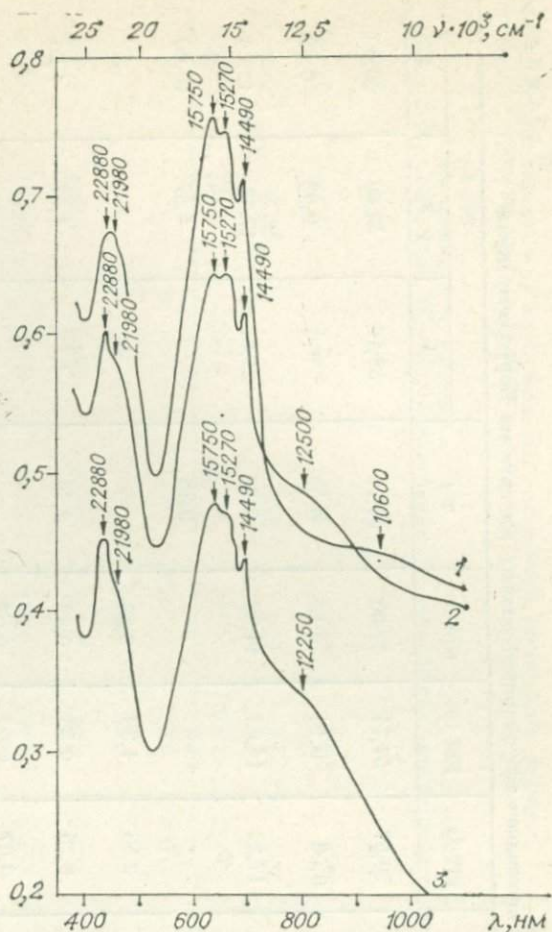
Fe^{2+} в позиции M_1 . Полоса поглощения 13600 см^{-1} , весьма характерная для оптических спектров клинопироксена, связывается с ионами Fe^{2+} в позиции M_1 [Бахтин, Манаков, 1976] или с переносом заряда $Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$. В соответствии с первым предположением в спектрах поглощения клинопироксена (особенно неполяризованных спектрах) будут фиксироваться и другие компоненты перехода ${}^5T_2 \rightarrow {}^5E$ для ионов Fe^{2+} в позиции M_1 , в частности довольно интенсивная полоса 9600 см^{-1} . При этом интенсивность полос 13600 и 9600 см^{-1} должна определенным образом соотноситься в зависимости от концентрации Fe^{2+} в позиции M_1 , что не подтверждается сравнением оптических спектров железосодержащих жадеитовых пироксенов. По мнению В. П. Беличенко и др. [1979], полосы 13600 см^{-1} — 9600 см^{-1} в жадеите обусловлены различными хромоформными комплексами Fe^{2+} .

Появление интенсивной полосы 13600 см^{-1} объясняется образованием пар Fe^{2+} — Fe^{3+} в соседних позициях M_1 и электронным взаимодействием (переносом заряда) между разнозарядными ионами железа [Платонов, 1976]. Полоса поглощения 10800 см^{-1} отнесена к Fe^{2+} в позиции M_1 .

Поздние генерации (III, IV) жадеитовых пироксенов слагают крайние части, оторочки, прожилки, гнезда в телах мономинеральных жадеитов. От ранних жадеитовых пироксенов они отличаются грязно-, темно-, яблочно- и изумрудно-зеленой окраской, микрогранобластовой, брекчиево-флюидальной, сферолитовой, сноповой и метельчатой структурой, пятнистой и полосчатой текстурами. Эта группа пироксенов ассоциирует с альбитом, фенгитом или флогопитом, анальцимом, хромшпинелидом, карбонатами, сульфидами и является продуктом диафореза первичных призматически-зернистых жадеитов.

Состав их более изменчив, чем состав первичных жадеитовых пироксенов (табл. 17, 18, рис. 27). Вторичные пироксены заметно отличаются от первичных содержаниями как главных элементов, так и некоторых элементов-примесей, например Cr, V, Zn, Ni. Вся группа пироксенов поздних генераций отчетливо подразделяется на хромсодержащие и бесхромовые ($< 0,1\text{ вес. \% Cr}_2\text{O}_3$) подгруппы.

Все бесхромовые пироксены относятся к диоксиду — жадеитам с содержанием CaO 9—12%, за исключением реликтовых жадеитов ЖТ-2, ЖТ-3, аналогичных вышеописанному первичному пироксену. Каемки вокруг первичных жадеитов в ядерных частях тел аналогичны бесхромовым пироксенам оторочек и жил (см. табл. 2).



Химический состав пироксенов из краевых частей и прожилков тел мономинеральных жадеитов Борусского пояса

Компонент	76			43		ЖТ-2	ЖТ-2а	КШ-1а	КШ-1б	Т-1	ЖТ-3		
	2 ^x	2	2а	2 ^x	2а						1	2	3
SiO ₂	56,65	56,5	56,2	56,6	57,5	58,82	56,67	57,74	57,50	55,71	58,18	57,66	55,90
TiO ₂	0,06	0,05	0,15	0,10	0,03	0,05	0,06	0,16	0,16	0,07	0,0	0,03	0,05
Al ₂ O ₃	10,0	10,2	11,0	13,7	11,2	21,31	17,26	14,62	14,28	7,23	21,61	17,33	12,93
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	9,58	0,02	5,37	10,00
Fe ₂ O ₃	5,52	5,05	4,30	2,35	2,70	1,47	2,55	1,88	2,28	—	—	—	—
FeO	2,66	1,10	0,80	1,35	0,80	—	0,35	0,58	0,22	2,60	1,18	1,57	1,60
MnO	0,16	0,23	0,23	0,10	0,23	—	0,07	0,06	0,07	—	—	—	—
MgO	6,37	7,00	7,40	6,75	8,30	2,64	4,75	5,91	5,76	5,75	1,24	2,29	3,48
CaO	10,15	12,2	11,6	10,3	12,4	2,71	10,40	9,28	9,59	8,86	1,95	3,65	4,29
Na ₂ O	7,82	8,30	8,70	8,77	7,73	11,52	7,61	10,36	10,36	8,77	14,04	12,61	12,10
K ₂ O	0,19	—	—	0,10	—	0,32	0,010	0,06	0,20	0,0	0,02	0,02	0,02
Li ₂ O	—	—	—	—	—	0,02	0,02	0,013	0,015	—	—	—	—
H ₂ O	—	—	—	—	—	0,58	0,45	0,07	0,25	—	—	—	—
Сумма ...	99,58	100,63	100,38	100,12	100,89	99,44	100,17	100,73	100,68	99,07	98,50	100,52	100,36

Si	2,01	2,00	1,99	1,99	2,01	2,014	1,976	2,002	2,002	2,022	2,015	1,984	1,978
Ti	—	—	—	—	—	0,001	0,001	0,004	0,004	0,002	—	—	0,001
Al	0,43	0,43	0,46	0,57	0,46	0,860	0,707	0,595	0,583	0,331	0,882	0,716	0,541
Cr	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,276	—	0,149	0,280
Fe ³⁺	0,15	0,14	0,12	0,06	0,07	0,037	0,066	0,049	0,058	—	—	—	—
Fe ²⁺	0,09	0,04	0,03	0,04	0,03	—	0,010	0,016	0,006	0,079	0,033	0,046	0,046
Mn	—	—	—	—	—	—	0,001	0,001	—	—	—	—	—
Mg	0,34	0,35	0,39	0,36	0,43	0,133	0,245	0,304	0,298	0,311	0,064	0,012	0,082
Ca	0,40	0,46	0,44	0,39	0,43	0,099	0,385	0,344	0,357	0,346	0,072	0,135	0,162
Na	0,56	0,57	0,59	0,60	0,53	0,765	0,513	0,697	0,699	0,620	0,942	0,855	0,829
K	—	—	—	—	—	0,013	—	0,02	0,008	—	—	—	—
Li	—	—	—	—	—	0,002	0,002	0,001	0,001	—	—	—	—
Сумма ...	3,98	3,99	4,02	4,01	3,96	3,924	3,897	3,972	4,017	3,987	3,942	3,897	4,019
Fe/(Fe+Mg)	41,4	34,0	27,7	21,7	18,9	21,8	23,7	17,6	17,7	34,0	31,4	20,2	20,3
Ca/(Ca+Mg)	54,1	56,8	53,0	52,0	50,0	42,7	61,1	53,1	54,5	52,9	60,3	47,1	52,7
Cr/(Cr+Al)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	45,5	—	17,2	34,1

Из работы Н. Л. Добрецова,
Л. Г. Пономаревой [1977]Аналитик В. А. Ширяева, химические
анализыАнализы выполнены на микрозонде под руковод-
ством Ю. Г. Лаврентьева

Примечание. Обр. 76, 43, КШ-1а, 1б — из периферических частей тела № 1 (участок Кашкарак); Т-1 — пироксен в ассоциации с хромшпинелидом из оторочки тела № 1; ЖТ-2 и ЖТ-2а — прожилки яблочно-зеленых жадеитов в теле № 1; ЖТ-3 — прожилки ярко-зеленых жадеитов с хромшпинелидом (1 — реликты первичного жадеита; 2 и 3 — хромсодержащие пироксены в прожилках).

Содержание некоторых элементов-примесей в жадеитовых пироксенах Борусского пояса, г/т

Порода	Номер пробы	Li	Rb	Ca	Cr	Co	Ni	Zn	Cd
Неизмененные и слабо измененные центральные части тел мономинеральных жадеитов	11/2	140	55	30	—	50	—	—	—
	B/2	80	55	20	—	50	—	—	—
	Кш-1в	150	—	—	16	21	32	500	—
	20/1	129	—	—	45	30	16	1200	—
	20/1a	129	—	—	40	6	42	1700	—
Краевые части мономинеральных тел жадеитов	Кш-1а	129	—	—	26	9	490	1400	—
	Кш-1б	150	—	—	62	31	2300	1900	—
Краевые части амфиболизированных эклогитов	29/1	120	46	20	—	30	100	—	—
	29/2	160	46	20	—	60	2700	—	—

Примечание. Содержания щелочных элементов определены методом фотометрии пламени, остальных — количественным спектральным анализом (Институт геохимии СО АН СССР).

Хромсодержащие пироксены обладают яркой изумрудно-зеленой окраской и часто содержат реликтовые корродированные зерна хромшпинелида. Их компонентный состав выглядит следующим образом: жадеит (36—93%), космохлор (0,5—29%), диопсид (1—33%), геденбергит (до 1%), эгирин (0—3%).

Для хромсодержащих пироксенов весьма широки колебания отношений $Cr/(Cr + Al)$ (до 45,5) при меньшем разбросе значений железистости $Fe/Fe + Mg$ (20,2—34,0), отношений $Ca/Ca + Mg$ (47,1—60,3). Относительно ранних жадеитовых пироксенов они обогащены не только Cr_2O_3 (до 15%), но и Mg , Ni , Zn , меньше содержат железа (см. табл. 12).

Состав пироксенов, ассоциирующих с хромшпинелидами, резко и закономерно меняется (табл. 19). С удалением от хромшпинелида концентрации хрома в пироксене уменьшаются. Параллельно происходит обогащение пироксена катионами Al , Ca , в меньшей степени — Mg . Уровень содержания Na и Fe практически остается постоянным или колеблется без видимой закономерности.

Таким образом, наблюдается процесс растворения хромшпинелидов в жадеитовом пироксене. Хром изоморфно входит в решетку пироксена, замещая алюминий и в меньшей мере — магний.

Основным хромовым компонентом изумрудно-зеленого пироксена являются ионы Cr^{3+} , которые изоморфно входят в структуру диопсиджадеита. Изоморфное замещение трехвалентного хрома предположительно осуществляется как по чермакитовой, так и по космохлоровой схеме, что фиксируется по особенностям оптических спектров поглощения [Беличенко и др., 1979].

Таблица 19

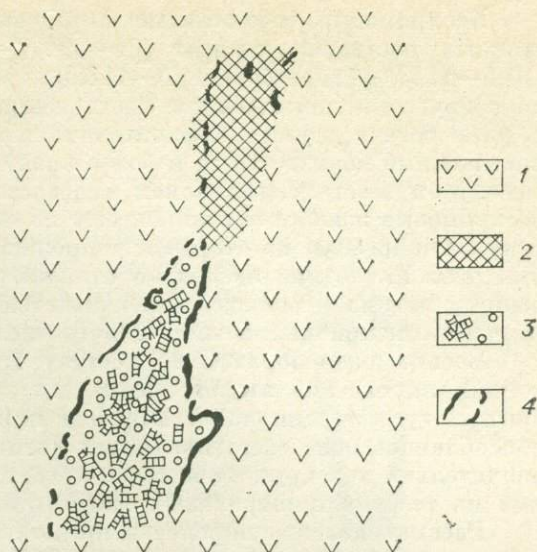
Изменение химического состава жадеитового пироксена, ассоциирующего с хромшпинелидом в прожилке тела мономинеральных жадеитов (тело № 1, р. Кашкарк)

Характеристика пироксена (обр. ЖТ-1)	Al_2O_3	Cr_2O_3	Na_2O	CaO	$Fe_{общ}$	MgO
Темно-зеленая кайма вокруг зерна хромшпинелида (75 мкм от края зерна)	9,64	15,06	10,51	2,38	2,35	1,51
Изумрудно-зеленая зона (100 мкм от края зерна хромшпинелида)	13,98	10,96	9,84	3,92	2,46	2,32
Изумрудно-зеленая зона (130 мкм от зерна хромшпинелида)	22,75	8,62	11,19	4,48	2,82	2,82

Примечание. Анализы выполнены на микрозонде MS-46 Л. Л. Завьяловой в Институте геохимии СО АН СССР. Окраска в штуде визуальная.

Рис. 30. Жадеит-альбитовый агрегат в мономинеральном жадеитите (зарисовка полдированного штуфа, обр. 11/2, 14×12 см).

1 — серо-зеленый крупно-призматически-зернистый жадеит; 2 — мелкозернистый жадеит; 3 — агрегаты серого длинно-призматического диопсид-жадеита в альбите; 4 — изумрудно-зеленый жадеитовый пироксен.



Содержание Cr_2O_3 в изумрудно-зеленом пироксене варьирует в пределах 0,1—15 (вес. %), т. е. интенсивность окраски не коррелируется с уровнем концентраций хрома.

Существуют малохромистые разновидности жадеитового пироксена, которые не содержат реликтовых включений хромшпинелида (рис. 30) и не ассоциируют с ним. Источником небольших количеств (сотые и десятые доли процента) хрома в этом случае служат первичные призматически-зернистые жадеиты, в которых содержание элемента достигает 40—45 г/т. Хром концентрируется в остаточном пироксене в процессе замещения жадеита альбитом и входит в кристаллическую решетку новообразованного диопсид-жадеитового пироксена, устойчивого при более низком давлении, чем призматически-зернистый жадеит.

Хромсодержащие жадеитовые пироксены сложного состава (хром-жадеиты по Лакруа) впервые были обнаружены в альбит-жадеитовых телах и глаукофановых сланцах месторождения Тау-Мау в Бирме [Lacroix, 1930]. При этом содержание Cr_2O_3 в изученных образцах из Бирмы оказалось равным 3,75 вес. % (41% космохлорового компонента). Эти первоначальные данные о хромжадеите были подтверждены позднее Е. Гюбелиным [Gübelin, 1965], установившим уровень содержаний Cr_2O_3 в жадеитовом пироксене из Тау-Мау до 7%.

В опубликованных анализах пироксена из жадеитовых пород Полярного Урала и Прибалхашья содержание Cr_2O_3 не выше 0,1 вес. % [Морковкина, Гаврилова, 1965; Свириденко и др., 1979]. Однако этот факт еще не означает отсутствия здесь более хромистых пироксенов. Нами наблюдались образцы жадеититов из Прибалхашья и Полярного Урала, совершенно идентичные западносибирским, где изумрудно-зеленый жадеитовый пироксен ассоциирует с хромшпинелидами и должен содержать повышенную примесь Cr_2O_3 , обуславливающую окраску этих минералов (см. табл. 16).

В пироксенах амфиболлизированных и жадеитизированных эклогитовых тел устанавливаются две генерации жадеитовых пироксенов. Ранняя генерация — пироксен из участков эклогитов, не затронутых диафторезом и метасоматозом, — по составу является типичным омфацитом и содержит следующие компоненты: жадеит (19,6%), диопсид (54,7%), геденбергит (17,2%), эгирин (8,5%). Это обычный пироксен из низкотемпературных эклогитов, ассоциирующий с кальциевым алмандином и натровой роговой обманкой.

Характерно, что значения железистости и отношения $\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Mg})$ ранней генерации пироксена эклогитов вполне сопоставимы с таковыми для пироксенов из мономинеральных жадеитовых тел, хотя по содержанию жадеитового компонента эта генерация не находит себе аналогов среди бесхромовых пироксенов жадеитсодержащих пород.

Жадеитовые пироксены поздней генерации, слагающие оторочки амфиболлизированных тел эклогитов или образующие прожилки, гнезда, сгруппированы в две разновидности, различающиеся содержанием хрома.

Бесхромовые серо-зеленые пироксены образуют такую же серию твердых растворов (жадеит (21—42%) + диопсид (37—38%) + эгирин (10,5—11%) + геденбергит (9—11%)), что и пироксен ранней генерации, но с другим количественным соотношением между компонентами. Они в 2 раза богаче ранних омфацитов жадеитовой составляющей, содержат повышенные количества Si и более низкие значения Ca, Mg, Fe. По компонентному составу, величинам железистости и отношению Ca/(Ca + Mg) бесхромовые жадеитовые пироксены из оторочек эклогитовых тел аналогичны пироксенам из оторочек и прожилков мономинеральных жадеитовых тел. Последние несколько отличаются лишь более высоким содержанием магния и меньшей изменчивостью, но это может быть обусловлено случайными причинами из-за малого числа анализов.

Весьма разнообразна по составу группа ярко-зеленых хромсодержащих пироксенов второй генерации, ассоциирующих с хромшпинелидами и сульфидами (табл. 20). Эти пироксены (см. рис. 13) образуют обособленное поле составов, сильно тяготеющее к NaCr-компоненту. Оно значительно перекрывается полем хромсодержащих жадеитовых пироксенов из тел мономинеральных жадеитов.

Рассматриваемые пироксены представлены серией твердых растворов: космохлор (1—63%) + жадеит (15—64%) + диопсид (9—35%) + эгирин (6—13%) ± чермакит (1—10%) и геденбергит (1—3%) в различных количественных соотношениях между компонентами (см. рис. 26). Они заметно отличаются от хромсодержащих пироксенов мономинеральных жадеитовых тел. В частности, среди хромовых пироксенов эклогитов не

Таблица 20

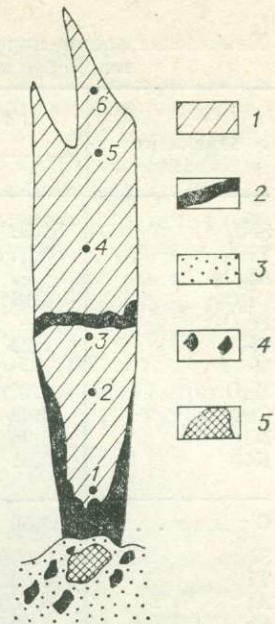
Химический состав пироксенов из эклогитов и жадеитизированных апоэклогитовых амфиболитов Борусского пояса (по данным микрозонда)

Компонент	K-57-7	K-57-12a	T-10/1	29/1(1)	29/1(2)	29/1(3)	29/1(4)	29/1(5)	29/1(6)
SiO ₂	53,82	55,94	55,90	52,84	53,91	51,90	52,20	52,40	54,70
TiO ₂	0,13	0,13	0,08	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	4,97	9,83	9,39	6,80	6,99	7,18	14,74	17,00	14,50
Cr ₂ O ₃	0,0	0,01	0,0	19,73	14,62	12,80	2,25	1,16	0,29
Fe ₂ O ₃	2,77	3,85	4,06	1,93	3,54	4,48	3,37	4,48	4,71
FeO	5,86	3,47	2,90	0,35	0,65	0,92	0,63	0,92	0,96
MnO	0,0	0,0	0,0	0,10	0,09	—	0,09	—	—
MgO	10,0	6,72	6,90	2,49	3,98	9,78	9,29	7,62	6,96
CaO	19,20	12,65	12,51	3,08	4,76	3,49	11,23	8,81	7,27
Na ₂ O	3,99	8,02	7,88	10,65	9,48	9,43	7,68	8,75	9,70
K ₂ O	0,02	0,0	0,01	—	—	—	—	—	—
Сумма . . .	100,76	100,60	99,62	99,97	98,02	99,08	101,48	101,14	99,09
Si	1,981	2,015	2,028	1,975	1,990	1,887	1,834	1,835	1,942
Ti	0,004	0,003	0,002	—	—	—	—	—	—
Al	0,216	0,417	0,402	0,300	0,306	0,309	0,609	0,703	0,606
Cr	—	—	—	0,583	0,426	0,367	0,061	0,032	0,008
Fe ⁺³	0,085	0,105	0,110	0,055	0,099	0,122	0,088	0,118	0,126
Fe ⁺²	0,173	0,104	0,090	0,011	0,019	0,028	0,017	0,027	0,029
Mn	—	—	—	0,002	0,002	—	0,002	—	—
Mg	0,549	0,361	0,373	0,139	0,218	0,530	0,487	0,396	0,369
Ca	0,757	0,487	0,486	0,123	0,190	0,135	0,423	0,331	0,276
Na	0,284	0,560	0,554	0,772	0,678	0,665	0,522	0,591	0,663
K	0,001	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма . . .	4,050	4,050	4,046	3,960	4,028	4,043	4,043	4,033	4,019
Fe/(Fe + Mg)	32,0	36,7	34,9	32,2	35,1	22,1	17,7	26,8	29,6
Ca/(Ca + Mg)	58,0	57,4	56,6	47,0	46,6	20,3	46,5	45,5	42,8
Cr/(Cr + Al)	—	—	—	66,0	58,2	54,3	9,1	4,4	0,4

Примечание. Обр. K-57-7 — темно-зеленый из эклогита; K-57-12a и T-10/1 — кайма эклогитового тела (темно-зеленый); 29/1(1) — 29/1(6) — из сферолитового агрегата с хромшпинелидом; анализировались участки одного индивида при постепенном удалении от зерна хромшпинелида; 29/1(1) — черно-зеленая кайма вокруг хромшпинелида; 29/1(2) — 29/1(6) — изумрудно-зеленый пироксен.

Рис. 31. Схема кристалла жадеитового пироксена из сферолитового агрегата обр. 29/1 (3 мм).

1—3 — пироксен (1 — светло-серый, 2 — изумрудно-зеленый; 3 — темно-зеленый); 4 — зерна хромшпинелида равномерной черной окраски (под микроскопом микроанализатора), 5 — зерна хромшпинелида, неравномерно окрашенные (в центре — темно-красные, по краям — черные). 1—6 — точечные участки определения химсостава на микрозонде.



обнаружены бедные CaO (беднее 3%) и богатые жадеитом (богаче 60%) пироксены. Это может быть обусловлено как случайностью опробования, так и тем обстоятельством, что жадеитовые каймы эцлогитовых тел представляют начальную стадию процесса, приводившего к образованию чистых мономинеральных жадеитов. В некоторых анализах устанавливается нехватка натрия и появление чермакитового компонента. Концентрации редких щелочей, никеля и кобальта в тех и других сравниваемых группах пироксенов приблизительно одинаковы (см. табл. 18). В целом проанализированная группа пироксенов из эцлогитов менее железиста и более хромиста по сравнению с хромпироксенами мономинеральных жадеитовых тел.

Проведены специальные исследования изменчивости состава хромсодержащих пироксенов из радиально-лучистых сферолитовых агрегатов, центром кристаллизации которых являлись зерна хромшпинелида. Эти исследования необходимы, чтобы проследить эволюцию химизма пироксенов в ходе кристаллизации и характер взаимодействия между этими двумя минеральными фазами. С этой целью был приготовлен прозрачный шлиф сферолитового агрегата и в нем выбран призматический кристалл, схематически представленный на рис. 31. Окраска этого кристалла в полированном шлифе меняется от темно- (кайма вокруг хромшпинелида) до изумрудно-зеленой, а в шлифе дифференцировались на темно-, изумрудно-зеленую и светло-серую.

Для количественных микрозондовых определений было выбрано шесть точечных участков (см. рис. 31 и табл. 20). По мере роста кристалла жадеитового пироксена при удалении от зерна хромшпинелида, служащего центром кристаллизации пироксенового сферолита, состав пироксена меняется вполне закономерно: резко уменьшается содержание хрома и пропорционально увеличивается концентрация алюминия. Содержания магния и кальция в начале роста резко возрастают, а затем с удалением от хромшпинелида падают, но не столь контрастно, так что уровень концентраций этих элементов в конечную стадию кристаллизации пироксена значительно выше, чем в начальную.

Темно-зеленый пироксен, образующий узкую (~20 мкм) кайму вокруг отдельных зерен хромшпинелида или цементирующий их обломки, содержит максимальный процент молекулы космохлора (63%) по сравнению с отдельными, более удаленными от хромшпинелида участками. В процессе роста кристалла пироксена, при постепенном удалении от агрегата зерен хромшпинелида состав изумрудно-зеленого пироксена резко обедняется космохлоровой составляющей при некотором возрастании содержания жадеитового и эгиринового компонентов. Отчетливая положительная корреляционная связь между содержаниями Cr и Al фиксируется в участках, близко расположенных к зерну хромшпинелида. При удалении от него она ослабевает.

Пироксены жадеит-альбитовых тел по многим признакам не отличаются от пироксенов мономинеральных тел жадеитов. Ранние генерации в обоих типах жадеитсодержащих тел представлены реликтами светлоокрашенного призматически-зернистого жадеита. Отмечается также перекристаллизованный (вторичный) хлоромеланит (диопсид—геденбергит —

Химический состав пироксенов из жадеит-альбитовых и жадеит-амфибол-альбитовых тел Борусского пояса (по данным анализов на микрозонде)

Компонент	3000/1		151/6	Т-4/1		245В [Добрецов, Пономарева, 1977]			
	1	2		1	2	2	2а	1а	1
SiO ₂	58,30	56,03	60,32	57,80	55,53	51,6	52,1	60,1	59,3
TiO ₂	0,04	0,13	0,32	0,08	0,11	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	21,42	9,93	7,00	17,71	10,51	1,0	2,7	20,4	23,8
Cr ₂ O ₃	0,18	0,07	0,78	3,07	12,36	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	—	3,49	3,33	2,22	1,90	5,2	11,4	3,90	1,50
FeO	1,22	—	3,0	0,29	0,76	15,8	8,1	0,15	—
MnO	—	—	—	0,0	0,0	0,0	—	—	—
MgO	1,74	8,12	7,36	1,71	2,25	4,35	4,37	0,44	0,13
CaO	2,82	12,20	11,39	2,93	3,73	18,6	13,9	0,80	0,26
Na ₂ O	13,34	8,12	5,80	12,91	11,80	2,90	6,1	14,2	14,2
K ₂ O	0,01	0,0	0,05	0,0	0,01	—	—	—	—
С у м м а . . .	99,08	98,17	99,35	98,72	98,96	99,45	96,67	99,99	99,19
Si	2,005	2,012	2,132	2,031	2,015	2,045	2,06	2,07	2,02
Ti	0,001	0,003	0,009	0,002	0,003	—	—	—	—
Al	0,869	0,420	0,292	0,733	0,450	0,05	0,13	0,84	0,96
Cr	0,006	0,002	0,023	0,085	0,356	—	—	—	—
Fe ³⁺	—	0,096	0,090	0,058	0,031	0,16	0,31	0,10	0,04
Fe ²⁺	0,035	—	0,089	0,010	0,025	0,52	0,29	0,01	—
Mn	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mg	0,089	0,435	0,387	0,089	0,122	0,26	0,26	0,03	0,01
Ca	0,104	0,473	0,430	0,110	0,145	0,75	0,59	0,03	0,015
Na	0,891	0,566	0,399	0,880	0,831	0,22	0,46	0,95	0,95
K	—	—	0,002	—	—	—	—	—	—
С у м м а . . .	4,000	4,006	3,853	4,000	3,997	4,045	4,10	4,02	4,005
Fe/(Fe + Mg)	28,2	18,1	31,6	43,3	31,5	72,3	69,8	78,6	80,0
Ca/(Ca + Mg)	53,9	52,1	52,6	55,3	54,3	74,3	69,4	50,0	93,8
Cr/(Cr + Al)	0,7	0,5	5,6	9,3	44,2	—	—	—	—

Краевые части жадеит-альбитового тела, участок Крутой (левый берег р. Кантегир); 151/6 — р. Катунь

Жадеит-амфибол-альбитовое тело в водораздельной части хр. Борус.

Примечание. Обр. 3000/1: 1 — темно-зеленый в ассоциации с хромшпинелидом; 2 — прожилок светло-серого радиально-лучистого пироксена; 151/6, Т-4/1 — ярко-зеленые пироксены в ассоциации с хромшпинелидом; 245В — зональный пироксен (2 и 2а — центральная часть, 1 и 1а — крайняя с вростками кварца).

эгирин — жадеит). Ранние пироксены наблюдаются здесь редко и образуют реликтовые участки в центральных частях тел. Что касается краевых частей (оторочек) жадеит-альбитовых тел, то вторичные жадеитовые пироксены здесь идентичны поздним пироксенам мономинеральных жадеитовых тел и формируют полиминеральные агрегаты с альбитом и анальцитом, ассоциируя иногда с хромшпинелидом. Среди них встречаются бесхромовые и хромовые разновидности (табл. 21). Железистость (18,1—43,3) и хромистость (0,5—44,2) этих пироксенов меняются весьма контрастно при незначительных вариациях отношения Ca/(Ca + Mg) (52,1—55,3). По сравнению с аналогичными пироксенами из мономинеральных тел жадеититов и измененных эклогитов их компонентный состав характеризуется более низким уровнем содержания NaAl-компонента (9—34%). В целом же поле их составов (см. рис. 27) совпадает с полем составов пироксенов из оторочек тел мономинеральных жадеититов. Самые поздние прожилки (обр. 3000/1, генерация 2) светло-серого радиально-лучистого пироксена, рассекающие агрегаты хромсодержащих пироксенов темно- и изумрудно-зеленой окраски, характеризуются максимальным содержанием Fe³⁺, Ca и Mg и очень низким — Cr(Cr₂O₃ = 0,07 вес. %). Подобные

прожилки наблюдались и в сферолитовых агрегатах оторочек тел мономинеральных жадеититов.

Пироксены жадеит-амфибол-альбитовых тел и альбититов являются наиболее низкотемпературными и резко отличаются от всех рассмотренных выше пироксенов жадеитового ряда аномально-высокой железистостью ($f = 69,8-80,0$) и повышенными значениями отношения $Ca/(Ca + Mg)$ ($50-93,8$). Пироксены нередко образуют зональные зерна, агрегаты, центральные части которых содержат весьма незначительный процент жадеитового минала ($5-13$ мол. %), представляя собой главным образом твердый раствор геденбергита ($29-49\%$), диопсида (26%), эгирина ($16-30\%$). По направлению к краевым частям зерен в породах, где пироксен находится в парагенезисе с кварцем и с альбитом, иногда цеолитами, состав пироксена резко обогащается NaAl-компонентом ($84-90\%$) при закономерном уменьшении содержания Ca, Mg, Fe (см. табл. 21). Таким образом, в породах рассматриваемого типа правомерно выделить две генерации жадеитового пироксена: раннюю — эгирин-авгита и позднюю — жадеита, встречающуюся реже.

Щелочные пироксены ряда эгирин — авгит — наиболее характерные минералы апожадеитовых альбититов. Они часто обуславливают зеленый цвет пород, хотя содержание их не превышает нескольких процентов [Добрецов, 1963]. Пироксены обычно образуют цепочки или вытянутые скопления мелких зерен, придавая породе тонкополосчатый облик. Они представлены непрерывной серией составов от авгита до эгирин-авгита с максимальным содержанием эгиринового компонента около 60% (табл. 22).

Анализ состава пироксенов из различных типов жадеитсодержащих тел Борусского пояса позволяет наметить в общих чертах эволюцию состава жадеитовых пироксенов при диафторезе исходных эклогитов и мономинеральных призматически-зернистых жадеититов. В последних благодаря диафторезу и метасоматозу регрессивной стадии возникает наиболее многообразное жадеитсодержащих ассоциаций.

Ранние, наиболее высокотемпературные ассоциации представлены эклогитами, содержащими жадеитовые оторочки, и призматически-зернистыми жадеититами, содержащимися в обрамлении тела гранатовых амфиболитов. На Полярном Урале установлено [Добрецов, Пономарева, 1965; Добрецов и др., 1977], что аналогичные амфиболиты (иногда с флогопитом), а также пироксениты, содержащие клинопироксен ряда диопсид → диопсид — жадеит и примесь ортопироксена во внешней зоне, образуют прерывистую оторочку вокруг тел жадеититов. Такие переходы

Т а б л и ц а 22

Оптические свойства пироксенов из апожадеитовых альбититов Борусского пояса

Разновидность пироксена	Номер обр.	N_g	N_m	N_p	$2V(^\circ)$
Эгирин-авгит	273	1,793	1,770	1,746	-77
	245	1,790	1,772	1,748	-80
	245в	1,784	1,765	1,739	-88
	245а	1,788	1,772	1,742	-80
	8917	1,778	1,772	1,746	-80-83
	246	1,757	1,740	1,720	+84
Эгиринсодержащий авгит	275	1,745	1,725	1,712	+78
	277	1,747	1,726	1,716	+82
	277б	1,745	1,725	1,714	+78
	270	1,740	1,717	1,708	+80
	277а	1,731	1,708	1,695	+70
Авгит	343д	1,706	—	1,674	+61
	8917	1,693	—	1,670	+67
	358б	1,693	—	1,672	+60

(эклогит или клинопироксенит → гранатовый амфиболит → жадеитит ± амфибол) сохраняются редко, поскольку при последующих перемещениях тел в серпентинитовом меланже первичные соотношения зон нарушаются и внешние зоны, как правило, сдираются. Здесь важно подчеркнуть примерную изофациальность ранних ассоциаций, соответствующих фациям $C_2 - C_3$, что подтверждается и независимыми оценками по минеральным геотермобарометрам: T более 600°C , $P \geq 10$ кбар.

Процесс диафтореза эклогитов происходит по схеме эклогиты — гранатовые амфиболиты → амфиболиты → амфибол — альбит — жадеитовые породы с фенгитом, что соответствует регрессивной смене PT -условий фаций регионального метаморфизма от $C_2 - C_3$ до $B_4 - B_5$ [Фации..., 1970]. Первичный омфацил с гранатом, устойчивый в условиях высоких температур и давлений, при снижении давления и температуры сменяется роговой обманкой с гранатом (± плагноклаз). При дальнейшем снижении P и T , вплоть до значений, характеризующих условия зеленосланцевой (глаукофансланцевой) фации, гранат и амфибол замещаются альбитом, актинолитом или жадеитовым пироксеном. Последний по сравнению с омфацилом эклогитового парагенезиса обогащен NaAl - и NaFe -компонентами при более низких содержаниях Ca , Mg , Fe^{2+} . В краевых частях тел, на контакте с ультрабазитами, при участии высокотемпературных флюидов образуется хромовый жадеитовый пироксен с повышенным содержанием Cr , Mg .

Диафторез мономинеральных тел, сложенных первичным призматически-зернистым жадеитом, происходит по той же схеме, что и эклогитов. При метаморфизме тел мономинеральных жадеитов в условиях эпидот-амфиболитовой фации пироксен, по составу близкий чистому жадеиту, становится неустойчивым, замещаясь пироксеном с меньшим содержанием NaAl -компонента и большим диопсид-геденбергитовой (или авгитовой) составляющей. Одновременно образуются альбит и амфибол в переменном количестве. При метасоматозе в условиях этой фации (до серпентинизации?) основная масса первичных жадеитовых пироксенов замещалась альбитом с параллельным формированием на контакте с ультрабазитами и в трещинах тел менее железистых хромсодержащих пироксенов сложного состава.

В условиях низкотемпературного диафтореза глаукофан-сланцевой фации становятся неустойчивыми пироксены ранних генераций, сменяясь ассоциацией альбит + натровый амфибол + анальцит или натролит + эгирип-авгит + жадеит + кварц. При этом могут сохраняться ранние или вновь образовываться оторочки хромсодержащих, обогащенных магнием жадеитовых пироксенов на контакте с ультрабазитами, характеризующиеся наиболее низким уровнем содержаний жадеитового компонента.

АМФИБОЛЫ

Амфиболы — широко распространенные минералы в различных породах зон серпентинитового меланжа обоих типов. Все многообразие составов амфиболов можно сгруппировать в несколько парагенетических типов: нефрит-родингитовый, апоэклогитовый, жадеит-альбитовый, альбитовый, поля составов которых практически не перекрываются (рис. 32). Однако для представительного сравнения анализов недостаточно (табл. 23).

Амфиболы родингитов слагают преимущественно мономинеральные актинолитовые и нефритовые (спутанно-волокнистые) зоны. Они представлены серией составов тремолит — ферротремолит (актинолит), что характеризует любые нефриты из известных месторождений СССР [Сутурин и др., 1980]. Аналогичные актинолитовые каймы возникают и на низкотемпературной стадии диафтореза вокруг альбититов. Содержания Na и Al в этой серии амфиболов (см. табл. 23) самые низкие из всей совокупности представленных анализов, хотя в обр. ТЛ-8 содержание Na повышенное

Микрозондовые анализы амфиболов из пород серпентинитового меланжа Борусского пояса

Компонент	Измененные эглогиты				Жадит-альбитовые, жадит-амфибол-альбитовые тела				Нефриты			
	К-57-7	Т-10		К-57-12а	К-2	343-2	275	151/6	ТЛ-8	ТЛ-4	Бр-1	Ар-2
		1	2									
	в	б	в	в	а	г	г	в	д	д	д	д
SiO ₂	54,28	53,01	56,53	51,62	47,73	55,37	49,96	57,56	54,48	53,56	60,0	57,73
TiO ₂	0,36	0,28	0,04	0,10	0,15	0,13	0,73	0,05	0,73	—	—	0,0
Al ₂ O ₃	3,21	5,47	2,07	4,16	10,79	1,78	9,25	1,61	0,51	1,53	0,3	0,06
Cr ₂ O ₃	0,0	0,02	0,0	0,03	2,38	0,40	—	0,01	—	—	0,2	0,0
Fe ₂ O ₃	2,25	—	1,11	2,52	4,45	1,24	6,41	2,22	3,80	6,40	3,0	—
FeO	10,0	4,27	6,04	12,90	1,78	5,34	13,89	1,66	0,35	0,14	—	3,91
MnO	0,0	0,0	0,0	0,0	—	0,14	0,41	—	—	—	0,2	—
MgO	15,1	20,1	18,18	12,71	15,67	19,98	9,85	21,18	21,77	17,74	22,9	21,13
CaO	10,14	11,95	10,74	9,44	8,00	7,23	8,13	11,07	15,37	18,06	13,2	13,48
NiO	—	—	—	—	—	—	—	—	0,05	0,09	0,3	—
Na ₂ O	1,92	1,17	2,76	2,26	6,14	5,88	5,87	2,84	1,10	0,55	—	0,18
K ₂ O	0,116	0,02	0,37	0,21	0,05	0,58	0,30	0,20	0,25	0,25	—	0,02
H ₂ O ⁺	2,0	2,0	2,0	2,0	0,2	1,34	1,96	2,0	2,46	1,98	2,0	2,0
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	—	—	0,06	—	—	—	—	—
П. п. п.	—	—	—	—	—	—	—	—	0,08	0,06	—	—
Сумма . .	99,13	98,34	99,93	98,05	99,14	100,11	99,82	100,40	100,22	100,36	101,8	98,21
Si	7,815	7,450	7,912	7,670	6,725	7,80	6,51	7,901	7,809	8,023	8,033	8,07
Ti	0,006	0,029	0,004	0,011	0,013	0,01	0,08	0,004	—	—	—	—
Al	5,545	0,906	0,353	0,728	1,792	0,31	1,66	0,265	0,083	0,270	0,047	0,01
Cr	—	0,002	—	0,003	0,262	0,01	—	0,001	—	—	0,021	—
Fe ⁺³	0,250	—	0,119	0,280	0,479	0,12	0,73	0,232	0,410	0,722	0,302	—
Fe ⁺²	1,200	0,502	0,707	1,600	0,211	0,62	1,76	0,188	0,042	0,017	—	0,457
Mn	—	—	—	—	—	0,02	0,06	—	—	—	0,029	—
Mg	3,243	4,211	3,796	2,815	3,290	4,20	2,22	4,329	4,650	3,959	4,569	4,391
Cd	1,565	1,800	1,616	1,502	1,379	1,09	1,32	1,626	2,354	2,898	1,894	2,019
Ni	—	—	—	—	—	—	—	—	0,005	0,011	0,032	—
Na	0,537	0,318	0,749	0,651	1,669	1,61	1,73	0,752	0,305	0,158	—	0,048
K	0,029	0,016	0,062	0,039	0,008	0,10	0,06	0,001	0,045	0,047	—	0,004
Сумма . .	15,189	15,233	15,318	15,300	15,828	15,89	16,13	15,00	15,703	16,105	14,927	15,299
Fe/(Fe + Mg)	30,9	10,7	17,9	40,0	17,3	15,3	53,5	8,8	8,9	15,7	6,8	9,4

Примечание. Обр. Ар-2 — нефрит из Изыхского массива (Северо-Саянский пояс).

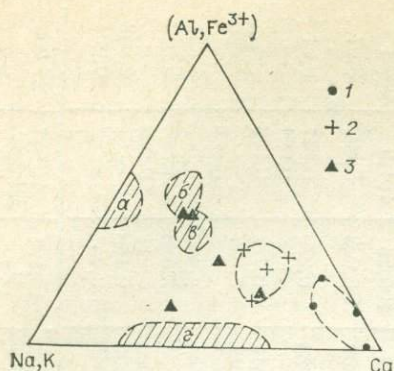


Рис. 32. Состав амфиболов из пород зон меланжа Бурусского пояса.

1 — нефрит; 2 — апоэклогитовые амфиболиты; 3 — альбит-жадеитовые, жадеит-амфибол-альбитовые тела. α — ζ — поля составов амфиболов (α — глаукофан-кроссит-рибекитового ряда, β — барруазит, ϵ — магнийевый гастингсит, ζ — рихтерит).

по сравнению с типичными нефритами. Окраска нефритов варьирует от светло-зеленой, зеленовато-серой. Реже встречаются ярко-зеленые разновидности. Окраска первых обусловлена ионами Fe, а вторых — Cr [Сутурич и др., 1980]. Содержание Cr_2O_3 в одном из образцов ярко-зеленого нефрита, содержащего включения хромшпинелида, составило 0,2 вес. %.

Амфиболы гранатовых и безгранатовых амфиболитов, образующихся при диафторезе эклогитов (см. табл. 23), представлены рядом актинолит — роговая обманка. Здесь можно выделить три разновидности: а) сине-зеленый барруазит (аналогично обр. К-2 в кайме альбитизированного жадеитита); б) актинолитовая роговая обманка с очень низкой железистостью (Т-10—1); в) винциты и натровые актинолиты переменной железистости (18—40%) и натровости.

От амфиболов родингитового типа они отличаются более низкими содержаниями Ca, Mg, Si и повышенными значениями Na, K, Fe, Al. Как и глиноземистость и натровость, железистость роговых обманок апоэклогитовых амфиболитов является типоморфным признаком, указывающим на различные *PT*-условия их образования. Так, амфиболы из гранатовых амфиболитов, формирующихся в условиях повышенных давлений, обладают в 2—3 раза более высокими значениями железистости (ан. К-57—7, К-57—12а в табл. 23), чем остальные амфиболы. Температура по паре гранат — амфибол [Перчук, 1970] оценивается в 420—475°.

Особую группу натровых амфиболов (см. табл. 23, г) образуют амфиболы, кристаллизующиеся при интенсивном диафторезе тел жадеититов, а также амфиболитизированных эклогитов. При этом ранние роговообманковые оторочки большей частью замещаются и лишь изредка сохраняются как реликты. В ходе альбитизации, цеолитизации и образования вторичных жадеитовых пироксенов, ассоциирующих со слюдами, анальцимом, кварцем, образуются вторичные амфиболы серии актинолит (рихтерит) — барруазит — глаукофан. Амфиболам рассматриваемой группы свойственна тенденция эволюционировать в направлении железистых составов типа Fe-барруазита (обр. 275), или магнезиоарфведсонита (см. табл. 23, ан. 343/2). Для наиболее железистых кросситов и рибекитов характерны высокие показатели преломления ($N_g = 1,684$ — $1,694$; $N_m = 1,692$; $N_p = 1,667$ — $1,672$), большие $2V(-56^\circ, -84^\circ)$. Они наиболее железисты, ассоциируют главным образом с гранатом в амфибол-альбитовых, амфибол-кварц-анальцимовых породах, в альбититах с эгирин-авгитом, либо образуются по натровым тремолитам в амфибол-альбитовых и альбит-амфиболовых оторочках [Добрецов, 1963].

В апожадеитовых кварцевых альбититах широко распространены амфиболы типа натрового тремолита, слабо окрашенные в голубовато-зеленые тона (см. табл. 23, обр. 151/6). По величинам показателей преломления они близки к тремолиту — маложелезистому актинолиту ($N_g = 1,640$ — $1,648$; $N_p = 1,615$ — $1,630$; $2V = 55^\circ$ — 65°), а по составу — винцитам и натровым актинолитам, образующимся при диафторезе эклогитов, но отличаются низкой железистостью.

Таким образом, состав амфиболов, как и пироксенов, является чутким индикатором состава среды и изменения физико-химических условий метаморфического преобразования эклогитов, мономинеральных жадеититов, габброидов в зонах серпентинитового меланжа.

При сравнительно низких давлениях и температурах, соответствующих *PT*-уровню зеленосланцевой фации, формируются актинолит-тремолитовые (нефритовые) зоны апогаббровых родингитов.

Диафторез эклогитов и мономинеральных тел жадеититов в условиях повышенных давлений и температур амфиболитовой фации сопровождается образованием менее кальциевых амфиболов, эволюционирующих от барруазитовой роговой обманки с повышенным содержанием Na и Al через актинолитовую роговую обманку к натровым актинолитам и винчитам переменной железистости.

В стадию диафтореза, характеризующуюся *PT*-параметрами, переходными к глаукофансланцевой фации метаморфизма, формируется специфическая серия натровых амфиболов (содержания Na_2O более 5 вес. %).

В разной степени альбитизированные жадеитовые тела часто бывают окружены хлорит-актинолитовой оторочкой. Актинолит при этом находится в форме крупных радиально-лучистых агрегатов в ассоциации с хлоритом. Хлорит-актинолитовые оторочки, как правило, вторичны, они развиваются по роговой обманке, идентичной амфиболам апоэклогитовых амфиболитов.

ГРАНАТЫ

Гранат весьма распространенный минерал в породах зон серпентинитового меланжа. Гранаты пироп-альмандинового ряда — главный породообразующий минерал эклогитов и гранатовых амфиболитов. Гранаты гроссулар-андрадит-уваровитового ряда встречаются в высокотемпературных родингитах, хромитах, а также в диафторитах альбит-жадеитового, альбитового, кварц- и амфибол-альбитового составов.

Типоморфные особенности состава гранатов (табл. 24) обусловлены составом пород и *PT*-условиями их формирования в зонах меланжа.

Таблица 24

Химический состав гранатов из эклогитов, жадеит-альбитовых пород, нефритов и хромититов (анализ на микрозонде, кроме обр. 246)

Компонент	Обр. К-57-7	Обр. 246	Обр. 3705		Обр. Бр-1	Обр. ХМ-1	
			1	2		1	2
SiO ₂	38,45	37,92	38,10	35,8	37,10	38,40	40,40
TiO ₂	0,20	0,44	—	—	—	—	0,08
Al ₂ O ₃	21,03	9,79	0,40	0,40	13,50	10,77	8,15
Cr ₂ O ₃	0,01	—	14,20	13,10	11,50	14,97	12,40
Fe ₂ O ₃	—	17,02	11,31	11,77	—	—	—
FeO	27,11	0,95	—	—	1,30	1,89	2,29
MnO	1,24	0,35	—	—	2,50	—	1,29
MgO	3,09	0,12	—	—	0,20	0,48	0,14
CaO	8,99	32,93	37,70	37,60	35,10	33,08	28,80
Na ₂ O	0,005	—	—	—	—	—	—
H ₂ O	—	0,51	—	—	—	—	—
Сумма . . .	100,17	100,03	101,71	98,67	101,20	99,59	93,55
Si	3,028	3,04	3,113	3,059	2,913	3,033	3,349
Ti	0,012	0,05	—	—	—	—	0,004
Al	1,952	0,93	0,039	0,041	1,246	1,003	0,792
Cr	0,001	—	0,913	0,877	0,718	0,937	0,817
Fe ³⁺	—	1,02	0,697	0,752	—	—	—
Fe ²⁺	1,786	0,06	—	—	0,085	0,113	0,139
Mn	0,083	0,24	—	—	0,165	—	—
Mg	0,363	0,015	—	—	0,024	0,055	0,016
Ca	0,758	2,83	3,299	3,416	2,965	2,798	2,562
f	83,1	98,6	—	—	78,9	67,3	89,6

Примечание. Обр. К-57-7 — из эклогитов; 246 — из жадеит-альбитовых тел; 3705(1,2) — из хромититов (уваровит-хромитовых пород); Бр-1 — из нефрита; обр. ХМ-1(1,2) — из нефритов Хамархундинского месторождения Юго-Западного Прибайкалья.

Гранаты измененных эклогитов (апоэклогитовых гранатовых амфиболитов) образуют буровато-красные вкрапленники размером до 5 мм, равномерно распределенные в тонкозернистой амфиболовой массе с реликтами омфацита и включениями сульфидов. Содержание граната в отдельных образцах породы достигает 30—35%. Отделить первичные гранаты эклогитового парагенезиса от гранатов амфиболитов в связи с интенсивной переработкой эклогитов чрезвычайно трудно. В этой связи нельзя утверждать, что приведенный анализ граната (см. табл. 24, К-57—7) из реликтового эклогитового гранат-омфацитового парагенезиса выполнен для зерна, совершенно не затронутого ретроградным метаморфизмом. Компонентный состав граната (альмандин — 58,4%, гроссуляр — 24,8, пироп — 15,8, спессартин — 1%) из эклогитов Борусского пояса характеризуется повышенным значением альмандинового компонента и невысоким — пиропового минала, что является отличительной особенностью состава гранатов из низкотемпературных эклогитовых пород метаморфических комплексов [Dobretsov, Sobolev, 1975; Добрецов, 1974; Кушев, Виноградов, 1978], в частности, Казахстана и Южного Урала.

Повышенная железистость и кальциевость минерала наряду с невысоким (для эклогитов) содержанием пиропового компонента, вероятно, являются следствием того, что первичный состав граната изменен в начальную стадию высокотемпературного диафтореза, соответствующего *PT*-параметрам эпидот-амфиболитовой фации.

Гранаты эклогитов и развивающихся по ним гранатовых амфиболитов при понижении температуры до уровня зеленосланцевой и глаукофансланцевой фации становятся неустойчивыми и замещаются плагиоклазом, амфиболом, хлоритом.

При диафторезе мономинеральных тел жадеититов в некоторых случаях (в ассоциации с эгирин-авгитом) образуется специфический гранат гроссуляр-андрадитового ряда (см. табл. 24) с низкими содержаниями пиропового и альмандинового миналов. Этот гранат — показатель высокой окисленности и щелочности породы. Такой гроссуляр-андрадитовый гранат и корунд в ассоциации с альбитом и анальцитом в виде единичных зерен размером от 0,1 до 0,3 мм отмечается в апожадеитовых альбититах центральной части хр. Борус [Добрецов, 1963; Юдин, 1963].

В слабо диафторированных мономинеральных жадеититах гранат нами не встречен. Содержание гроссулярового компонента в гроссуляр-андрадитовых гранатах из диафторитов по жадеититам широко варьирует, вплоть до образования гроссуляра.

Гроссуляр ($N = 1,775 \pm 0,002$) в виде мелких кристаллов совершенного габитуса наблюдался также в отдельных телах альбититов в ассоциации с альбитом, игольчатым тремолитом, эгирин-авгитом. Однако чаще всего он обнаруживается вместе с анальцитом и натролитом — наиболее поздними минералами диафторитов.

Гроссуляр-андрадит (см. табл. 24, обр. 246) в одних случаях ассоциирует с эгирин-авгитом, альбитом (\pm натролит), в других присутствует совместно с кварцем, анальцитом, эгирин-авгитом, арфведсонитом, апатитом. В последней ассоциации гранат представлен медово-желтыми и зеленовато-желтыми кристаллами в форме ромбододекаэдров. Трещины в некоторых зернах граната залечены эгирин-авгитом.

По химсоставу гранат из альбитовых тел сходен с гранатами из скарнов и различных контактово-метасоматических пород [Добрецов и др., 1974], которые устойчивы в широком диапазоне температур, давлений, но повышенном окислительном потенциале.

Другой тип граната свойствен гранат-хромитовым породам (хромититам или хромитовым рудам). Он представлен изоморфным рядом андрадит — уваровит с незначительной долей гроссуляровой составляющей (до 2,5%).

Серия гранатов из нефритов представлена уграндитами, но с преобладанием гроссулярового компонента над андрадитовым (см. табл. 24).

В нефритах гранат встречается главным образом в ассоциации с хро-

шпинелидом, образуя вокруг зерен последнего оторочки или каймы. Ассоциации такого типа нами установлены для многих других месторождений нефрита Сибири, связанных с ультрабазитами [Татаринов и др., 1980а, б].

Р. Колеманом [Coleman, 1961] в зонах серпентинитового меланжа жадеитового месторождения массива Нью-Идрия (Калифорния) обнаружены нефриты с реликтами диоксид-жадеита, везувиана и гидрогроссуляра, а также изучены мономинеральные жадеитовые тела, отороченные породой, состоящей в основном из гидрогроссуляра с гнездово-прожилковыми обособлениями пектолита, томсонита, арагонита [Coleman, 1961]. Ассоциация гроссуляр + везувиан + диоксид + скаполит ± пренит, по нашему мнению, типична для высокотемпературных родингитов, отмечена в связи с жадеитами на Полярном Урале и в Прибалхашье [Казак и др., 1976; Коваленко, 1981].

ПЛАГИОКЛАЗЫ

Плагиоклаз присутствует практически во всех породах зон серпентинитового меланжа. В зонах меланжа I типа он в основном имеет вторичное, апожадеитовое, происхождение, ассоциируя с фенгитом, хромовым жадеитовым пироксеном, диоксид-жадеитом, амфиболом и другими минералами жадеититов и альбититов.

Плагиоклаз на редкость выдержан по составу и почти повсеместно представлен альбитом ($N_g = 1,540 \pm 0,002$; $N_p = 1,531 \pm 0,002$) с небольшой (3—8%) примесью анортитового компонента. Он редко бывает сдвойникован. Двойники в основном свойственны альбиту слабо диафторированных тел мономинеральных жадеититов, где он выполняет интерстиции между кристаллами жадеита.

Очень редки плагиоклазы, содержащие в значительном количестве анортитовую и ортоклазовую молекулы. Они встречены только в прожилковых обособлениях среди мономинеральных слабо измененных первичных жадеититов. В табл. 25 приведены два анализа таких плагиоклазов. Один из плагиоклазов (обр. 382/3) состоит из альбита (65%), анортита (18%) и ортоклаза (17%). Полевой шпат с таким компонентным составом устойчив при температурах свыше 700°C.

Второй анализ (ЖТ-2) характеризует плагиоклаз существенно анортитового состава ($An_{96}Ab_4$), область стабильности которого определяется весьма широким температурным интервалом (200—700°C).

Обращают на себя внимание значительные концентрации Fe и Li в полевых шпатах.

ЭПИДОТ

Эпидот — сравнительно редкий минерал жадеитсодержащих пород и отмечен только в кашкаретском типе диафторитов. Здесь вместе с цоизитом и скаполитом он образует агрегаты мелких зерен в альбитовой массе или развивается по сферолитовым агрегатам вторичного жадеитового пироксена с хромшпинелидом или без него. Химический анализ эпидота, ассоциирующего с альбитом, флогопитом и хромшпинелидом, слагающих краевую часть мономинеральных жадеитовых тел кашкаретского типа, приведен в табл. 25. Как и многие другие силикаты, сосуществующие с хромшпинелидами, эпидот содержит примесь хрома.

СЛЮДЫ

Слюды встречаются лишь в зонах серпентинитового меланжа I типа, являясь главными породообразующими минералами внешних зон и оторочек некоторых тел измененных эклогитов, жадеититов, альбититов.

Таблица 25

Химический состав плагиноклазов, эпидота, сфена из жадеит-альбитовых и жадеитовых пород Борусского пояса

Компонент	Анортит (ЖТ-2)	Альбит (382/3)	Эпидот (БЖ-8а)	Сфен (2011-2)
SiO ₂	40,42	64,80	40,26	30,61
TiO ₂	0,06	0,025	0,17	39,24
Al ₂ O ₃	35,0	20,95	24,37	1,51
Cr ₂ O ₃	Не опр.	Не опр.	0,10	0,01
Fe ₂ O ₃	1,74	0,31	8,25	—
FeO	0,35	0,54	0,90	0,71
MgO	—	0,15	0,83	0,02
MnO	—	0,03	0,09	0,02
CaO	20,10	3,60	22,26	26,98
K ₂ O	—	2,54	0,31	0,02
Na ₂ O	0,45	7,61	0,35	0,62
Li ₂ O	0,01	0,06	0,0058	—
Rb ₂ O	—	0,03	—	—
Cs ₂ O	—	—	—	—
H ₂ O [±]	1,73	0,04	1,78	0,32
F	—	—	0,02	—
Сумма	99,86	100,68	O~F ₂ 99,70	99,96
Si	1,935	2,854	3,107	0,995
Ti	0,002	0,009	0,011	0,961
Al	1,975	1,091	2,210	0,059
Cr	—	—	0,009	—
Fe ³⁺	0,063	0,011	0,487	—
Fe ²⁺	0,014	0,019	0,061	0,019
Mg	—	0,011	0,097	0,001
Mn	—	—	0,004	—
Ca	1,031	0,169	1,878	0,916
K	—	0,145	0,029	0,001
Na	0,040	0,654	0,052	0,039
Li	0,002	0,009	—	—
ОН	—	—	0,904	9,071
F	—	—	0,004	—

Примечание. Обр. ЖТ-2 — плагиноклаз-жадеитовый прожилок с хромшпинелидом из тела мономинеральных жадеитов; 382/3 — прожилок альбита в мономинеральных жадеитах; БЖ-8а — крайняя часть тела мономинеральных жадеитов; 2011-2 — призматически-зернистый мономинеральный жадеит (сфен с примесью эпидота, слюды и альбита). Аналитики В. К. Халтуева и В. А. Ширяева.

Иногда слюды нацело замещают первичную породу, формируя тела слюдитов. Состав исходной породы при этом определить невозможно.

Установлены две разновидности слюд: флогопит и фенгит. Последний явно преобладает.

Флогопит обнаружен только в одном теле мономинеральных жадеитов в жадеитоносной зоне по р. Кашкарет, где он образует маломощную прерывистую мономинеральную оторочку вокруг тела с реликтами жадеита. Во внешней альбит-жадеитовой зоне тела содержание минерала резко уменьшается. Здесь он ассоциирует с диоксид-жадеитом, альбитом, скаполитом, сфеном и кальцитом. Флогопит — единственный минерал из группы слюд, который широко распространен в краевых частях тел мономинеральных жадеитов Лево-Кечпельского месторождения на Полярном Урале [Добрецов, Пономарева, 1965; Свириденко и др., 1979]. Судя по литературе, для других жадеитоносных районов мира флогопит не характерен.

Химический состав полярно-уральского и западносибирского флогопита приведен в табл. 26. Первый содержит примеси хрома и лития и в большей степени обогащен магнием и титаном. Повышенные содержания кремния и алюминия характеризуют флогопит Борусского пояса. Неоди-

Химический состав слюд из пород зон серпентинитового меланжа

Компонент	Флогопит		Фенгит			
	БЖ-8	К-43а	29в	1123	К-71—11	УР-1
SiO ₂	41,61	40,23	51,20	50,87	50,33	48,79
TiO ₂	0,48	1,00	0,31	0,25	0,23	0,58
Al ₂ O ₃	17,40	15,39	23,56	25,64	28,03	28,20
Cr ₂ O ₃	0,10	0,29	Не опр.	Не опр.	Не опр.	—
Fe ₂ O ₃	1,26	0,35	0,32	0,76	1,84	1,06
FeO	3,77	7,00	1,08	0,86	0,54	1,25
MgO	19,41	21,62	5,02	5,01	2,80	3,48
MnO	0,11	0,05	0,02	0,05	0,03	0,01
CaO	0,10	0,19	—	0,50	0,10	0,08
BaO	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,42	Не опр.	Не опр.
P ₂ O ₅	0,02	0,02	»	Не опр.	»	»
K ₂ O	10,46	9,83	10,83	10,55	9,63	9,35
Na ₂ O	0,23	0,72	0,57	0,37	1,55	1,09
Li ₂ O	—	0,0812	0,06	Не опр.	0,68	0,0462
Rb ₂ O	0,0158	0,0163	—	»	0,08	0,0125
Cs ₂ O	—	—	—	»	—	—
H ₂ O	4,38	3,12	7,26	4,80	4,46	5,33
F	—	—	0,12	Не опр.	—	0,02
С у м м а	99,24	99,91	100,35	100,08	100,30	99,32
Si	3,045	2,872	3,498	3,388	3,278	3,264
Ti	0,025	0,056	0,016	0,014	0,013	0,031
Al	1,504	1,294	1,893	2,013	2,154	2,226
Cr	0,009	0,012	—	—	—	—
Fe ³⁺	0,07	0,021	0,018	0,037	0,089	0,054
Fe ²⁺	0,231	0,416	0,061	0,048	0,029	0,070
Mg	2,113	2,301	0,512	0,497	0,270	0,347
Mn	0,005	0,002	0,001	0,002	0,001	—
Ca	0,009	0,016	—	0,036	0,008	0,007
Ba	—	—	—	0,012	—	—
K	0,973	0,894	0,947	0,896	0,801	0,800
Na	0,031	0,097	0,077	0,045	0,196	0,143
Li	—	0,021	0,014	—	—	0,012
Rb	0,001	—	—	—	—	—
OH	2,138	1,273	1,973	2,00	2,00	2,00
F	—	—	0,027	—	—	0,004

Примечание. Обр. БЖ-8 — из краевой части тела мономинеральных жадеититов; К-43а — то же, для Полярного Урала; 29в — из оторочки эглогитового тела; 1123 — из оторочки апожадеитовых альбититов; К-71—11, УР-1 из слюдитов (реки Уртен и Кантегир). Аналитики В. К. Халтуева и В. А. Ширяева.

наков и компонентный состав. Полярно-уральский флогопит в своем составе содержит около 12 мол. % диоктаэдрического компонента (мусковита), который отсутствует во флогопите из Борусского пояса.

Само по себе появление флогопита в ассоциации с жадеитовым пироксеном и специфической группой кальциевых минералов явно свидетельствует о существовании более высокотемпературного, чем глаукофан-сланцевый метаморфизм, диафтореза тел мономинеральных жадеититов. Флогопит (и роговую обманку), по-видимому, следует рассматривать как типоморфные минералы начальной стадии диафторических преобразований тел мономинеральных жадеититов в *PT*-условиях амфиболитовой фации, но в специфических условиях высокого потенциала K₂O. Редкость флогопитовой минерализации, очевидно, объясняется редкостью составов, обогащенных K₂O, а также неустойчивостью флогопита в условиях низких температур при последующем диафторезе.

Среди фенгитовых слюд Борусского пояса намечается два парагенетических типа, отличающихся особенностями химизма.

Фенгиты первого типа (обр. 29/2, 1123) ассоциируют с вторичными жадеитовыми пироксенами, альбитом, натровыми амфиболами, слагающими краевые зоны и прожилки в телах измененных эглогитов (апоэглогитовых амфиболитов), жадеититов, альбититов. Они маложелезисты (*f* =

=13,4—14,6), содержат высокий процент селадонитовой составляющей (47—53,9%) и в 2—3 раза беднее натрием, чем фенгиты второго типа.

По соотношению Al_2O_3 и ΣFe и Mg , а также Si и Na белые слюды первого типа попадают в поле низкотемпературных слюд глаукофан- и зеленосланцевой фаций (соответственно кроссит-актинолитовая и пумпеллит-стильпномелановая субфации). Для приближенной оценки PT -параметров кристаллизации этих слюд использован график Н. Л. Добрецова с соавторами [Добрецов и др., 1974а, б]. Минимальные значения температур оказались равными 320—390°C, а давления — 4—8 кбар. Максимальные величины давлений ($P \geq 8$ кбар) и температур ($T \geq 390^\circ C$) характеризуют фенгиты в ассоциации с жадеитовым пироксеном, минимальные — фенгиты из альбититов.

Белые слюды второго типа (см. табл. 26, обр. К-71—11 и УР-1) представлены фенгитами мономинеральных слюдитовых тел, иногда встречающихся в зонах серпентинитового меланжа I типа. Им свойственны повышенные значения железистости (26,3—30,4), а процент селадонита (34,7—35,2%) в их составе значительно ниже, чем в слюдах первого типа. Условия кристаллизации белых слюд рассматриваемого типа примерно соответствуют PT -параметрам фации BC_3 (дистеновых сланцев; $T = 550—600^\circ C$, $P = 6—10$ кбар), достигаая условий кристаллизации флогопита, гранатовых амфиболитов и эклогитов.

Таким образом, химические особенности слюд вполне могут быть использованы для изучения режима регрессивного метаморфизма пород зон серпентинитового меланжа.

АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ

РУТИЛ И СФЕН

Рутил и сфен — типичные акцессорные минералы мономинеральных жадеитовых пород (ранняя генерация). Сфен образует агрегаты зерен размером до 2—3 см и отдельные ромбоидные кристаллы до 0,5 мм. Рутил поздней генерации обнаружен в зальбандах прожилка хромсодержащего жадеитового пироксена в краевой зоне тела № 1 (участок Кашкарак). Поздний рутил образует желтые, оранжево-желтые зерна размером до 1 мм в сростании с хромовым пироксеном. Спектральным анализом в рутиле поздней генерации установлено присутствие хрома (первые проценты), а также примесей других элементов (Ca, Al, V, Mg, Fe, Mn, Nb, Sr), частично обусловленных механическими примесями других минералов. На рентгенограмме (табл. 27) видно заметное отличие исследованного рутила от стандартного рутила, что подтверждает вхождение в него Cr.

Таблица 27

Рентгенограмма хромсодержащего рутила

Рутил из прожилка в теле № 1, участок Кашкарак		Справочные данные по В. И. Михееву		Рутил из прожилка в теле № 1, участок Кашкарак		Справочные данные по В. И. Михееву	
<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>
3	3,536	3	3,598	2	1,482	3	1,482
7	3,186	9	3,242	2	1,448	4	1,453
3	2,703	1	2,750	6	1,353	6	1,362
5	2,479	8	2,488	3	1,342	3	1,347
5	2,163	7	2,189	2	1,165	2	1,169
2	2,046	3	2,053	2	1,142	2	1,149
2	1,854	4	1,870	4	1,094	4	1,093
8	1,680	10	1,689	3	1,081	2	1,082
6	1,619	8	1,624	3	1,041	5	1,041

Хромовые рутилы характерны для дистеновых эклогитов, известны они и в парагенезисах с пиропом [Добрецов и др., 1974б].

Таким образом, хромовый рутил, очевидно, является типоморфным минералом высокобарических минеральных ассоциаций пород в зонах меланжа.

ХРОМШПИНЕЛИДЫ

Хромшпинелиды обнаружены не только в ультрабазитах офиолитов, но и в самых различных породах зон серпентинитового меланжа. Они сложены тела брекчиевидных хромитовых руд (гранат-хромитовые породы), они также присутствуют в краевых зонах и прожилках в телах апоэклогитовых амфиболитов, мономинеральных и интенсивно альбитизированных жадеититов.

Как в жадеитовых, так и в нефритовых породах хромшпинелид — один из наиболее примечательных аксессуарных минералов. Он является минералом-спутником изумрудно-зеленого ювелирного и высококачественного поделочного жадеитита. Несмотря на вариации в химизме (табл. 28), формы нахождения и взаимоотношения хромшпинелидов с жадеитовыми пироксенами в различных типах жадеитсодержащих пород совершенно одинаковы.

По классификации Н. В. Павлова [1949], хромшпинелиды из жадеитовых пород следует относить к алюмохромитам и субферриалюмохромитам. Они замечательны тем, что в их составе присутствуют в значительных количествах Zn и V. Все изученные хромшпинелиды бедны Mg ($\leq 2\%$), но и среди них наиболее железистыми являются хромшпинелиды из жадеититов апоэклогитового происхождения и прожилков в мономинеральных телах (обл. 29/1, ЖТ-1). Хромшпинелидам последних также присущи повышенные значения отношения Cr/Al (см. табл. 28). Содержание хромитового компонента в хромшпинелидах из жадеитовых пород колеблется в интервале 54—81%, а ганитового Zn-минерала достигает 15%.

Цинковые хромшпинелиды пока известны в двух типах пород: во включениях из алмазов кимберлитов [Добровольская и др., 1975] и во включениях глиноземистых пород в кордиерите среди серпентинизированных ультрабазитов [Oep e. a., 1973]. Хромшпинелиды последних содержат также и высокие концентрации ванадия ($V_2O_5 = 1,8-2,9$ вес. %). Однако уровни содержаний ZnO в хромшпинелидах из кимберлитов и хромникелевых образований с кордиеритом несколько ниже, чем в жадеититах. Довольно резко между собой различаются составы хромшпинелидов из жадеитовых пород и ультрабазитов офиолитов Борусского пояса. Хромшпинелиды из ультрабазитов [Добрецов, Пономарева, 1977] заметно богаче Mg, содержат меньше Al, беднее Mn.

В шлифах под микроскопом раздробленные и корродированные зерна хромшпинелида, находящиеся в окружении пироксена, имеют неравномерную окраску. Им свойственны блочное (мозаичное) строение и неоднородности состава. Профили концентрации Cr, Fe, Al, Zn и Si, захватывающие центр и край зерна хромшпинелида, иллюстрируют процесс растворения и замещения последнего жадеитовым пироксеном (рис. 33). Из анализа профилей концентраций элементов следует, что содержания Cr, Fe и Zn в центральной части зерна (см. рис. 33, интервал AC) распределены равномерно. Более неравномерна концентрация Al и в особенности Si. Кривая распределения концентраций Si обладает несколькими максимумами, которые коррелируются с минимумами графика Al. Равномерный характер и высокий уровень содержаний (относительно фона) Zn свидетельствуют о вхождении элемента в кристаллическую решетку хромшпинелида наряду с Al, Fe и Cr.

В краевой части зерна хромшпинелида, на границе его с пироксеном (см. рис. 33, отрезок CB), характер распределения всех рассматриваемых элементов становится весьма неравномерным. При этом общий уровень

Микрозондовые анализы хромшпинелидов из пород зон серпентинитового меланжа

Компонент	Жадейтсодержащие породы					Гранат-хромитовая порода		Нефрит и серпентинит						
	ЖТ-1		Т-1	151/6	Т-4/1	3705		Бр-1	ХМ-1		ХМ-2		ЗА-15	
	1	2				1	2		1	2	1	2	1	2
SiO ₂	—	—	0,03	0,02	0,03	—	—	0,40	0,91	4,49	0,40	0,20	0,40	0,32
TiO ₂	—	—	0,06	0,11	0,08	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	7,18	12,66	5,37	12,17	12,00	0,80	1,40	20,90	6,20	13,69	3,70	—	0,53	4,90
Cr ₂ O ₃	49,55	42,39	59,90	52,42	52,48	68,30	68,70	46,81	56,09	44,51	62,80	4,30	53,77	43,78
V ₂ O ₃	4,10	3,00	—	—	—	—	—	0,01	0,20	0,11	0,07	—	0,70	0,60
FeO	20,04	28,12	30,20	32,60	23,17	29,32	29,60	20,13	25,81	23,18	30,31	95,99	32,06	37,22
MnO	1,29	1,68	—	—	(5,0)	1,20	0,90	0,50	4,42	3,21	1,40	0,10	0,50	0,80
M ₂ O	0,83	0,83	2,06	1,92	2,09	0,50	0,30	11,59	0,70	1,00	1,40	0,40	0,91	1,15
CaO	—	—	0,03	0,06	0,02	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CoO	—	—	—	—	—	—	—	—	0,05	0,06	0,05	0,08	—	—
NiO	—	—	—	—	—	—	—	—	0,05	0,08	0,02	0,60	—	—
ZnO	11,58	4,98	—	—	—	—	—	0,80	5,78	8,69	0,70	—	11,90	9,45
Na ₂ O	—	—	0,02	0,10	0,26	—	—	—	—	—	—	—	—	—
K ₂ O	—	—	0,04	0,01	0,03т	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма . . .	94,57	93,66	97,71	99,41	99,12	100,12	100,50	100,84	100,21	99,02	100,55	101,67	100,47	98,22

Si	—	—	0,001	—	0,001	—	—	0,003	0,032	0,151	0,004	0,007	0,004	0,012
Ti	—	—	0,001	0,002	0,002	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Al	0,325	0,557	0,253	0,503	0,499	0,126	0,171	0,740	0,262	0,545	0,156	—	0,208	0,214
Cr	1,502	1,231	1,707	1,451	1,462	1,912	1,896	1,411	1,589	1,213	1,787	0,128	1,488	1,284
V	0,124	0,089	—	—	—	—	—	—	0,006	0,003	0,002	—	0,020	0,018
Fe ²⁺	0,636	0,865	0,919	0,954	0,682	0,864	0,861	0,496	0,758	0,643	0,905	2,818	1,006	1,097
Mn	0,041	0,053	—	—	0,148	0,036	0,027	0,013	0,134	0,092	0,042	0,003	0,015	0,025
Mg	0,045	0,046	0,112	0,099	0,109	0,026	0,010	0,523	0,037	0,050	0,075	0,022	0,050	0,064
Ca	—	—	0,001	0,002	0,001	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Co	—	—	—	—	—	—	—	—	0,001	0,002	0,001	—	—	—
Ni	—	—	—	—	—	—	—	—	0,001	0,002	—	0,018	—	—
Zn	0,328	0,136	0,055	—	0,104	—	—	0,018	0,453	0,217	0,018	—	0,307	0,259
Na	—	—	0,002	0,008	0,018	—	—	—	—	—	—	—	—	—
K	—	—	0,002	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма . . .	3,001	2,977	3,053	3,019	3,026	2,964	2,965	2,904	2,973	2,918	2,990	2,996	3,098	2,973
f	93,4	94,9	89,1	60,3	86,2	97,0	98,9	48,7	95,3	92,8	92,3	—	95,3	94,5
Cr/(Cr + Al)	82,2	68,8	87,1	74,3	76,9	93,8	91,7	60,0	85,8	76,8	92,0	—	87,7	85,7
Cr/Al	4,6	2,2	6,7	2,9	2,9	15,2	11,1	1,5	6,1	2,2	11,5	—	7,2	6,0

Примечание. Обр. 29/1 — из сферолитового агрегата жадейтитов, развивающихся по измененным эклогитам; Т-1, ЖТ-1 (1,2) — из прожилка в мономинеральном теле жадейтитов; 151/6 и Т-4/1 — из жадейт-альбитовых пород; 3705(1,2) — из гранат-хромитовой породы, хр. Борус; Бр-1 — из глыбы нефрита; ХМ-1(1,2) — нефрит из Хамархудинского месторождения Юго-Западного Прибайкалья; ХМ-2(1,2) — нефритоподобный серпентинит из Хамархудинского месторождения; ЗА-15 (1,2) — нефрит Оспинского месторождения Восточного Саяна.

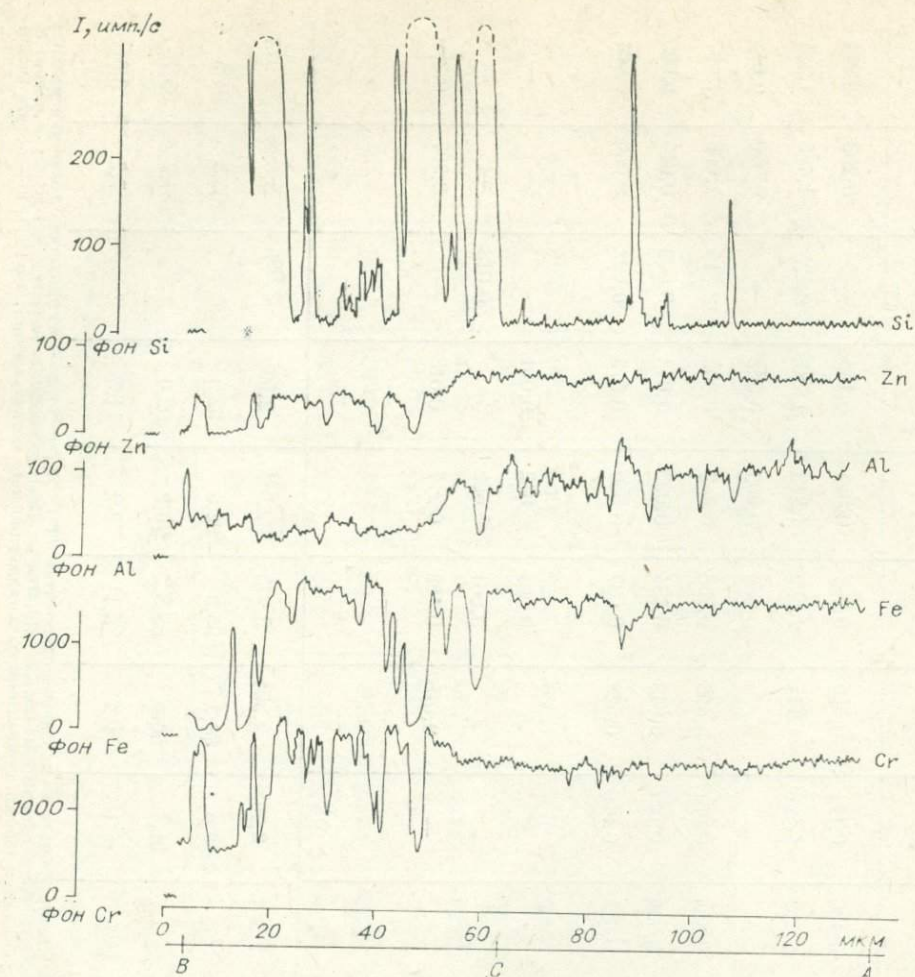


Рис. 33. Кривые распределения Cr, Fe, Al, Mg и Si в хромшпинелиде из жадеитов Бурского пояса (AC — центральная часть, CB — краевая часть зерна хромшпинелида; обр. 29/1).

концентраций Si повышается, резко возрастая в локальных участках шириной 10—20 мкм, где находятся, вероятно, вроски клиношроксена. Средний же уровень содержания Zn, Al, Cr, в меньшей степени Fe понижается по сравнению с центральной частью зерна хромшпинелида.

Хромшпинелид и жадеит, находясь в реакционных соотношениях, образуют ограниченную серию твердых растворов, что отчетливо фиксируется колебаниями концентраций Mg, Cr, Fe, Al, Zn в сосуществующих минеральных фазах при профилном сканировании на микрозонде, а также аргументируется количественными данными табл. 19 и 28.

Другая картина наблюдается в хромшпинелидах нефритов. Здесь концентрации Ca, Mg, Mn, Fe, Cr, Al в пределах каждой из соприкасающихся минеральных фаз более или менее постоянны, без резких колебаний, а на границах минералов отмечаются скачки содержания всех перечисленных элементов, что указывает на равновесный характер ассоциации хромшпинелид — гранат — тремолит (рис. 34). В нефритах хромшпинелид находится в ассоциации с гроссуляр-уваровит-андрадитовым гранатом или непосредственно с тремолитом. Гранат в нефрите (как и хромовый пироксен в жадеитовых породах) часто образует реакционные каймы вокруг зерен или обломков зерен хромшпинелида. Состав хромшпинелида из нефрита неоднороден. Каемки зерен его на границе с гранатом заметно обогащены Fe, Mn и Ca по сравнению с центральной частью.

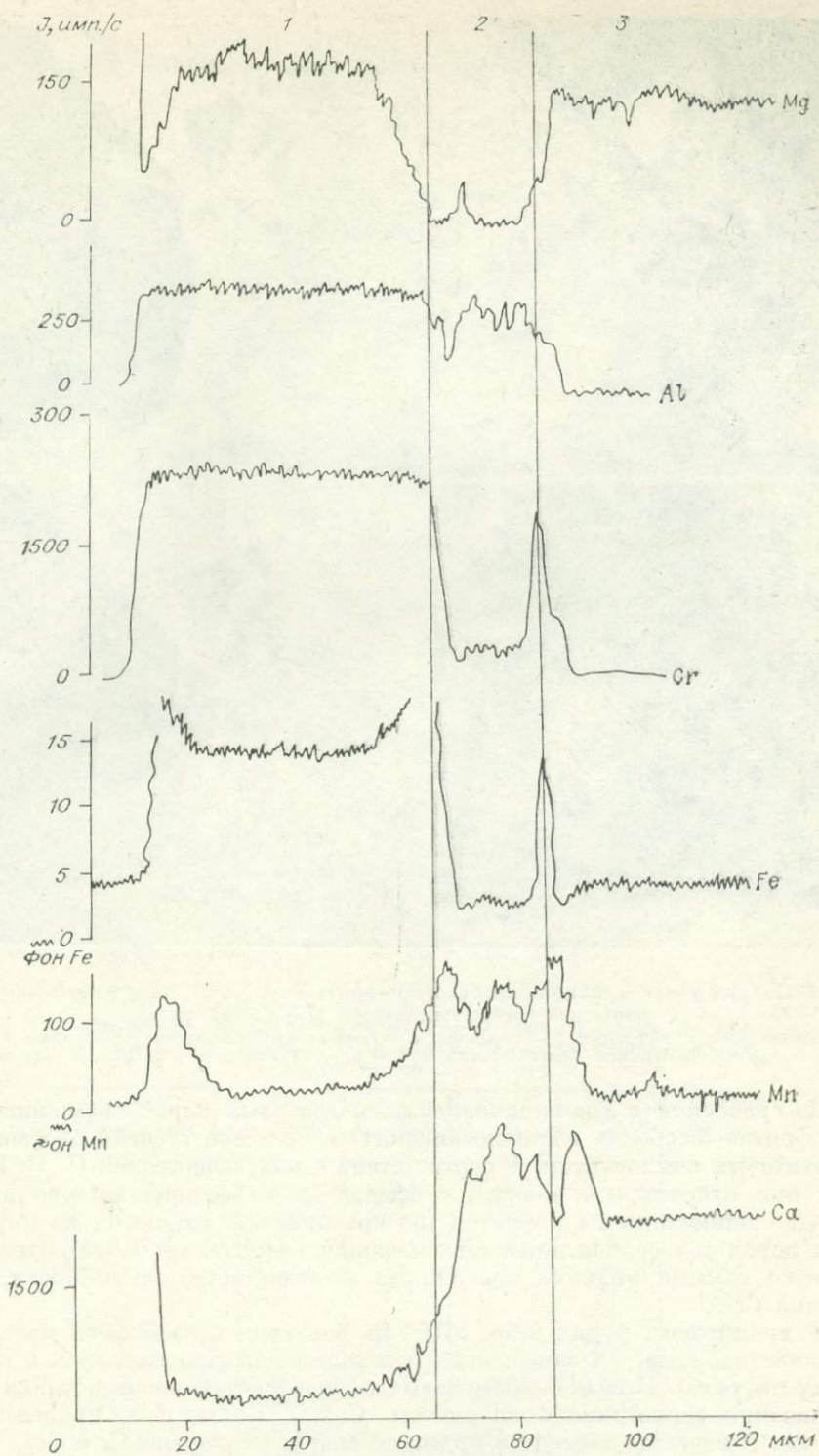


Рис. 34. Кривые распределения Mg, Al, Si, Fe, Mn и Ca в хромшпинелиде, гранате и тремолите нефритов Бурасского пояса.

1 — хромшпинелид; 2 — гранат; 3 — тремолит; обр. Бр-1.

Хромшпинелидам из нефритов Бурасского пояса (см. табл. 28, обр. Бр-1) свойственны высокое содержание Mg и меньшие концентрации Zn и V, чем хромшпинелидам из жадеитовых пород и нефритов других районов Сибири (рис. 35).

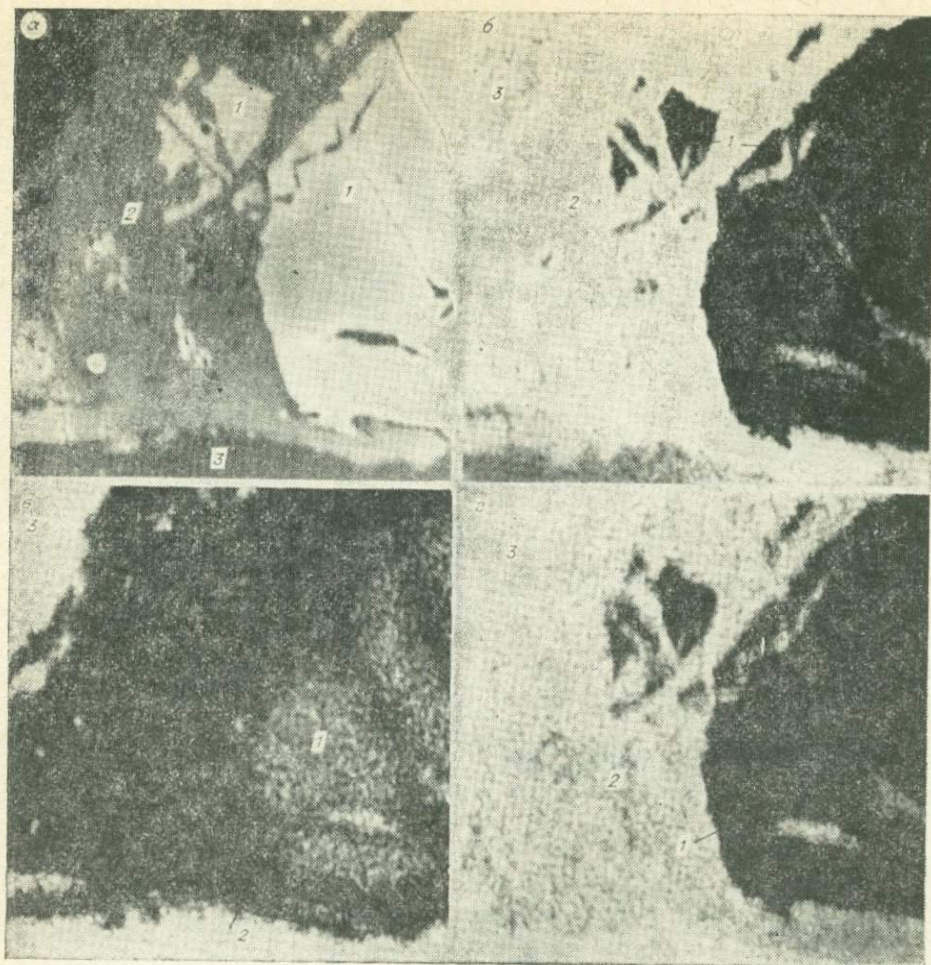


Рис. 35. Снимки участка шлифа борусского нефрита (обр. Бр-1), полученные на рентгеновском микроанализаторе MS-46, 0,3 мм.
 1 — хромшпинелид; 2 — гранат; 3 — тремолит. а — снимок в поглощенных электронах; б—г — снимки в характеристических рентгеновских лучах (б — кальций, г — магний, з — кремния).

По сравнению с хромшпинелидами жадеитовых пород хромшпинелиды нефритов (особенно восточносибирских) в большей степени обогащены магнетитовым компонентом. В соответствии с классификацией Н. В. Павлова, они относятся к алюмо-, субферри- и субферриалюмохромитам.

Хромшпинелиды из нефритов (по сравнению с таковыми из других типов пород зон серпентинитового меланжа Борусского пояса) характеризуются самыми низкими значениями железистости, хромистости, отношения Cr/Al .

В хромитовых рудах (обр. 3705) из зон серпентинитового меланжа отчетливо наблюдается замещение хромшпинелида гранатом (как и в образцах нефрита). В гранат-хромитовых породах установлена поздняя минерализация серпентина с аварунитом. Состав последнего приведен в табл. 29. В качестве элементов-примесей аварунит содержит Cr и Co.

Хромшпинелид из хромитовых руд представлен почти чистым хромитом ($FeCr_2O_4 = 93,4-94,5$ мол. %).

Таким образом, состав хромшпинелидов из пород зон серпентинитового меланжа Борусского пояса обладает значительными вариациями химизма вследствие широкого колебания состава пород и *PT*-условий их кристаллизации. В сегрегационных хромитовых рудах присутствуют почти чистые хромиты, наиболее бедные Al, Mg при отсутствии V, Zn. При условиях, отвечающих уровням дистен- и глаукофансланцевой фации

Микрозондовый анализ самородного никель-железа из серпентинита хромитовых руд Борусского пояса (обр. 3705)

№ п/п	Ni	Fe	Co	Cr	Сумма	№ п/п	Ni	Fe	Co	Cr	Сумма
1	75,2	22,8	0,8	0,6	99,4	4	74,0	23,4	1,0	0,6	99,0
2	73,3	25,9	0,7	0,3	100,2	5	74,5	25,2	1,2	0,4	101,3
3	73,5	25,3	0,8	0,6	100,2	6	75,0	24,5	0,5	0,3	100,3

Кристаллохимические формулы

- | | |
|--|--|
| 1. $Ni_{3,00}(Fe_{0,95}Co_{0,03}Cr_{0,03})_{1,01}$ | 4. $Ni_{2,96}(Fe_{0,98}Co_{0,04}Cr_{0,03})_{1,05}$ |
| 2. $Ni_{2,89}(Fe_{1,97}Co_{0,03}Cr_{0,01})_{1,11}$ | 5. $Ni_{2,90}(Fe_{1,03}Co_{0,05}Cr_{0,02})_{1,10}$ |
| 3. $Ni_{2,90}(Fe_{1,05}Co_{0,03}Cr_{0,02})_{1,10}$ | 6. $Ni_{2,95}(Fe_{1,01}Co_{0,02}Cr_{0,01})_{1,04}$ |

метаморфизма и высокой щелочности, шла кристаллизация более глиноземистых, цинк- и ванадийсодержащих хромшпинелидов жадеитовых пород, которые, по-видимому, устойчивы в широком диапазоне P - T -параметров. Высокоглиноземистые цинк- и ванадийсодержащие хромшпинелиды нефритов, обогащенные магнетитовым компонентом, формировались при низких P и T , отвечающих зеленосланцевой фации.

СУЛЬФИДЫ И АРСЕНИДЫ

В парагенезисе с хромсодержащими клинопироксенами и фенгитами жадеититов установлены и изучены микровыделения миллерита, пентландита, халькопирита [Кизияров и др., 1978]. Никелистые сульфиды — самые ранние из обнаруженных сульфидов. Миллерит и пентландит выделяются в сферолитах после формирования кайм хромсодержащего пироксена вокруг зерен хромшпинелида.

По пентландиту, содержащему примесь меди, развивается халькопирит. С процессами альбитизации и диафтореза ранних жадеититов связано появление редкой прожилково-вкрапленной галенитовой и молибденитовой минерализации [Татаринов и др., 1980б].

Таблица 30

Химический состав сульфидов и арсенидов из пород зон серпентинитового меланжа Борусского пояса (анализ на микрозонде, кроме обр. Т-10)

Элемент, вес. %	Миллерит (29/2)	Пентландит (25/1)	Гриновит (К-1)	Никелин (Бр-1)	Пирит (Т-10)
Ni	62,5	27,5	—	41,6	—
Fe	2,0	29,6	2,0	0,1	44,95
Co	—	—	—	0,3	—
Pb	—	—	1,0	—	—
Cd	—	—	74,4	—	—
As	—	—	—	58,4	—
S	34,5	38,7	23,2	—	50,72
Сумма . . .	99,0	95,8	100,6	100,4	95,67

Кристаллохимические формулы

- 29/2 — $(Ni_{0,90}Fe_{0,03})_{1,02}S_2$;
 25/1 — $(Ni_{3,10}Fe_{3,51}Pb_{0,61})S_8$;
 К-1 — $(Cd_{0,91}Fe_{0,05}Pb_{0,01})_{0,97}S_2$;
 Бр-1 — $(Ni_{0,96}Co_{0,01}Fe_{0,003})_{0,91}As_2$;
 Т-10 — $Fe_{0,93}S_{2,00}$

Примечание. В пирите (Т-10) химическим анализом определены (вес. %) SiO_2 (1,80), Al_2O_3 (0,80), MgO (0,12), CaO (0,45). 29/2 и 25/1 — из жадеитовых пород по апоэклогитовым амфиболитам; К-1 — включение в галените из прожилка в теле № 1 мономинеральных жадеититов; обр. Бр-1 — нефрит (р. Кантегир); обр. Т-10 — хлорит-магнетитовые диафториты, р. Уртьень.

Галенит в основном образует вкрапленные обособления размером до 4—2 см в интенсивно альбитизированных участках жадеита ранней генерации.

По данным сканирования на микрозонде отдельных зерен галенита установлено, что Pb и S распределены равномерно по всей исследуемой площади. Элементы-примеси (Ag, Zn, Bi, Mo) в галените не были обнаружены. Микроанализом — методом атомной абсорбции — в нем определены (вес. %) Mn (0,003), Cd ($\leq 0,01$), Fe (0,34). В галените найдены включения гринокита размером от 5×10 до 50×100 мкм. В составе гринокита присутствуют значительные количества Fe и Pb (табл. 30).

Мелкочешуйчатый молибденит выполняет узкие трещины в центральных частях зональных пироксен-альбитовых прожилков, рассекающих ранние парагенезисы жадеитита. Краевые части таких прожилков образованы ярко-зеленым хромсодержащим жадеитом.

Диагностика молибденита проведена рентгеновским методом. Количественный спектральный анализ монофракции молибденита показал, что последний не является гомогенным и, по-видимому, содержит мельчайшие включения других сульфидов. В молибдените установлены (вес. %) Zn (0,23), Mn (0,02), Fe (> 1), Cd (0,025), Ga (0,001), Ta ($\geq 0,1$), Ag (0,0031), Sn (0,0026). Индий и германий в числе элементов-примесей не определены. По результатам рентгеновского микроанализа молибденит содержит (вес. %): Mo — 57,10—60,05, S — 39,7—42,0.

В парагенезисе с темно-зеленым нефритом кристаллизуется никелин. Включения никелина имеют размеры 2—20 мкм.

НЕРУДНЫЕ АКЦЕССОРНЫЕ И ВТОРИЧНЫЕ МИНЕРАЛЫ

КАНКРИНИТ

Он был обнаружен в виде примеси в крупнозернистых жадеититах тела № 1 на р. Кашкарак [Добрецов, 1963]. Его оптические свойства ($N_o = 1,523$, $N_e = 1,498$) соответствуют типичному канкриниту, не содержащему SO_3 . Он присутствует (как и анальцим) в ксеноморфных зернах между призмами жадеита, образовался, возможно, по нефелину. Нефелин был описан в жадеититах Бирмы [Lacroix, 1930] и вполне возможен в высокотемпературном парагенезисе жадеититов Борусского пояса. Встречаются также участки альбитового агрегата с канкринитом, анальцимом, иногда эгирип-авгитом, а также жилки альбита с канкринитом и слюдой.

АНАЛЬЦИМ

Анальцим в жадеитовых породах встречается повсеместно как вторичный минерал. Наиболее часто и в Бурсе, и в других местах (Сев. Прибалхашье, Полярный Урал) отмечаются неправильные зерна и жилки, замещающие жадеит и устойчивые с вторичным жадеитовым пироксеном (обычно диоксид-жадеитом) и альбитом. Реже наблюдаются чистые, водяно-прозрачные жилки анальцима в жадеититах. Химанализ одного из таких анальцимов из Прибалхашья приведен в табл. 31.

Наиболее интересны другие, более редкие разновидности анальцима в Борусском поясе — сильно аномальный анальцим из жадеититов по р. Кашкарак и анальцим в сростках с кварцем и жадеитом. Аномальный анальцим [Добрецов, 1962] представлен ксеноморфными сравнительно крупными зернами между призмами жадеита с прямолинейными контактами, т. е. сходен по форме выделений с канкринитом и, возможно, образовался за счет нефелина или был относительно ранней генерацией, равновесной с жадеитом. Реже он отчетливо замещает жадеит, вплоть до полных псевдоморфоз. Аномальность проявляется в том, что минерал —

заметно анизотропный ($N_g - N_p$ достигает 0,004 — 0,005 при $N_m = 1,488 - 1,489 \pm 0,002$), погасание пятнистое или облачное, зерна трещиноваты, трещины спайности часто изогнуты. В наиболее аномальных участках минерал двуосный отрицательный, $2V$ мал. Очень характерна двойниковая решетка. Несмотря на оптическую анизотропию, на рентгенограмме не обнаруживается резкое утолщение линий и расщепления их на мультиплеты, что характерно для других аномальных анальцимов, а также вайрацитов. Возможно, это связано с тем, что сильно аномальные участки составляют только часть отобранного минерала. Размер ячейки (13,70—13,65 КХ) равен или несколько меньше параметров нормального анальцима.

Двойниковая решетка в аномальном анальциме также развита неравномерно, в виде отдельных участков или расплывчатых секториальных блоков. Двойниковые полоски на границах сдвойникового участка выклиниваются. Детальное изучение двойниковой решетки показало, что она отличается от известной решетки аномального (некубического) анальцима, но близка к лейцитовой, т. е. обусловлена срастанием по граням ромбических призм, образующих между собой углы 120° [Добрецов, 1963].

По мнению автора, наиболее вероятно, что аномальный анальцим был фазой высокого давления, равновесной с жадеитом, как это установлено экспериментально. Однако пока неясно, двупреломление и другие аномалии вызваны сжатием при скачкообразном изменении объема, либо сохранением низкой симметрии формы высокого давления.

Ассоциация анальцима с кварцем и жадеитом, встреченная в одном из тел жадеитсодержащих альбититов осевой части хр. Борус, близка к невариантной точке, параметры которой: $T = 250^\circ\text{C}$, $P = 11$ кбар или $T = 150^\circ\text{C}$, $P = 9$ кбар [Добрецов, 1974; и др.]. Не исключено, что анальцим с кварцем формировались за счет альбита после образования жадеита, обрастающего эгирин-авгит, и граната гроссуляр-андрадитового ряда (см. выше).

Таблица 31
Анализы анальцима и натролита из апожадеитовых пород и альбититов

Оксид	Анальцим			Натролит
	456	400д	527г	221
SiO ₂	53,0	53,78	52,46	47,35
TiO ₂	Сл.	—	Сл.	—
Al ₂ O ₃	25,1	24,33	23,79	25,57
Fe ₂ O ₃	0,21	0,26	0,08	0,12
FeO	—	0,07	0,14	0,07
MgO	—	—	0,12	0,41
CaO	0,15	0,36	0,37	1,73
Na ₂ O	13,6	13,50	13,53	14,25
K ₂ O	—	0,18	0,96	0,19
H ₂ O ⁺	(8,0)	8,20	8,31	9,86
Сумма . . .	100,06	100,68	99,76	99,55

Примечание. Обр. 456 — тело № 1 — Борусский пояс, анализ на микрозонде; 400д — Прибалхашье; 527г и 221 — Полярный Урал (химические анализы).

НАТРОЛИТ

Натролит сходен по генезису с анальцимом, но встречается, как правило, в более низкотемпературных и (или) более недосыщенных кремнеземом ассоциациях. В виде жилок, сходных с анальцимовыми, натролит наблюдается только на Полярном Урале. Гораздо чаще он отмечается в альбититах как в виде идиоморфных таблиц вместе с тремолитом и слюдой, так и в виде неправильных зерен, отчетливо замещающих альбит (осевая часть хр. Борус).

На Полярном Урале обнаружены такие своеобразные тела амфиболцеолитовых пород, центральная часть которых сложена призматическим агрегатом деформированных зерен натролита. Химический анализ такого натролита (см. табл. 31) соответствует теоретическому составу минерала.

ДРУГИЕ ЦЕОЛИТЫ

Они встречаются в виде пятен вторичных изменений в жадеититах тела № 1 вместе с натролитом, тремолитом, а также рутилом, во внешней зоне амфибол-цеолитовых тел на Полярном Урале, а также в некоторых зеленокаменных породах как самые поздние минералы. Среди них диагностирован томсонит и более редкие Na-Ca-цеолиты, а также филлипсит.

ШИЗОЛИТ

Это редкий силикат состава $\text{HNa}(\text{Ca}, \text{Mn})_2 \text{Si}_3\text{O}_9$ из группы пектолита отмечен в некоторых апожадеитовых альбититах осевой части хр. Борус. Как и канкринит, эгирин-авит и Na-амфиболы, он служит показателем высокой щелочности этих альбититов в отличие от альбититов Полярного Урала и Прибалхашья, где такие минералы не обнаружены и характерны кальциевые минералы — тремолит, реже эпидот или клиноцоизит, еще реже пумшеллит (в Прибалхашье). Эти ассоциации сближают соответствующие альбититы с родингитами, которые характеризуются максимальным потенциалом кальция [Добрецов, 1963, 1964а].

КАЛЬЦИТ

Это сравнительно редко встречающийся минерал в породах зон серпентинитового меланжа Боровского пояса, исключая серпентиниты и отдельные образцы нефритов, где содержание его значительное. Он обнаружен в краевых частях мономинеральных жадеитовых тел, в альбит-жадеитовых оторочках апоэклогитовых амфиболитов, альбититах, нефритах.

Кальцит кристаллизуется в завершающие стадии диафтореза эклогитов и тел мономинеральных жадеитов, участвует в строении концентрически-зональных сферолитовых агрегатов вместе с альбитом, фенгитом, хромовым жадеитовым пироксеном, сульфидами. Содержание его в краевых зонах не превышает 1%. Для анализа состава кальцита производились кислотные вытяжки (5—10-процентный раствор HCl). При анализе кальцита из сферолитового агрегата краевой зоны измененного эклогита получены следующие содержания элементов (мас. %): Ca — 12,44; Mg — 1,48; Fe — 5,09; Mn — 0,09; Sr — 0,416. Из редкоземельных элементов установлены Y = 26 и Tb — 0,47 г/т. Церий и лантан не обнаружены (анализы проведены Е. И. Воробьевым, Институт геохимии СО АН СССР).

По содержаниям элементов-примесей кальцит из жадеитовых пород близок высокотемпературной модификации кальцита из кимберлитов [Воробьев и др., 1978] и сильно отличается от других парагенетических типов эндогенного кальцита.

В одном из тел апожадеитовых альбитов по р. Кантегир кальцит является самым поздним минералом, так как он образует друзовидные обособления в трещинах, рассекающих альбититы. В результате анализа кислотной вытяжки (50% кальцита) получены следующие содержания (вес. %): Ca — 19,53; Mg — 1,52; Fe — 0,02; Sr — 0,967.

Следовательно, типоморфными признаками кальцитов из жадеитовых пород и диафторитов по ним служат повышенные концентрации Mg и Sr. По этим признакам они сходны с кальцитами из щелочных пород, но для последних характерны более высокие содержания редкоземельных элементов.

АПАТИТ

Этот минерал встречается в диопсид-жадеитовых участках тела № 1, в блоках эклогитов, метагаббро, родингитах, апогранитных альбититах, а также в своеобразных карбонатно-амфиболовых породах на Полярном Урале, где он присутствует в значительных количествах. Изученные образцы минерала соответствуют фтор-апатиту.

ГЕНЕЗИС ЖАДЕИТОВЫХ И НЕФРИТОВЫХ ПОРОД В ЗОНАХ СЕРПЕНТИНИТОВОГО МЕЛАНЖА

СЕРПЕНТИНИТОВЫЙ МЕЛАНЖ И МОДЕЛИ ЕГО ФОРМИРОВАНИЯ

Тектонические включения в серпентинитах описывались давно. В частности, В. Н. Лодочников [1936] систематизировал описания разнообразных экзотических включений и жил (по данным разных авторов) в серпентинитах Урала, Калифорнии, Кубы, Альп, Динарид, Турции и др.

Позже значение тектонических включений в серпентинитах было подчеркнуто Г. Хессом [Hess, 1955], Г. Шюрманном [Schürmann, 1951, 1953].

В 1956 г. И. Бейли и У. Макколин [Bailey, McCallien, 1951] впервые использовали термин меланж * (Ansaга melange) для характеристики специфического тектонического комплекса, состоящего из различных по величине блоков ультрабазитов, габбро, базальтов, радиоляритов, известняков, флиша, кристаллических сланцев, и показали связь этого комплекса с крупными надвигами. Эти же образования назывались «серией валунных слоев» [Erol, 1956]. Позже аналогичные формации были выделены в других частях Альпийского пояса, в частности в Иране, под названием «пестрый» или «цветной» меланж [Штёклин, 1966; Shtöklin, 1968; Gansser, 1960]. Но долгое время термин и понятие меланж использовались преимущественно зарубежными геологами, изучавшими Альпийский пояс.

В Советском Союзе и за рубежом более широко понятие «меланж» стало использоваться в связи с развитием идей новой глобальной тектоники [Пейве, 1969; Hsü, 1968; Книппер, 1971а, б; Казьмин, 1971]. Как писал А. А. Книппер [1971а, с. 11], «...в 1967 г. после посещения советскими геологами территорий Ирана и Турции... неожиданно стало ясным, что на территории Советского Союза (по крайней мере, на Малом Кавказе) широким распространением пользуется весьма своеобразная тектоническая формация меланж... Специфичность условий образования этой формации вне зависимости от точки зрения на ее происхождение заставляет нас коренным образом пересмотреть многие устоявшиеся представления о стратиграфии, истории развития и тектоническом строении Малого Кавказа, что частично было сделано В. Е. Ханным [1968] и А. В. Пейве [1969]».

Почти одновременно с тектонистами значение серпентинитового меланжа и экзотических блоков в них было подчеркнуто петрологами [Добрецов, 1970; Coleman, 1963, 1967, 1971]. В частности, в Советском Союзе зоны серпентинитов, насыщенные тектоническими включениями (включая жадеитовые породы) с петрологической точки зрения изучались одним из авторов этой книги в 1960—1963 гг. в Западном Саяне, Полярном Урале и Прибалхашье [Добрецов, 1963; Добрецов, Пономарева, 1965], а затем в 1967—1970 гг. в Чарском поясе Зайсанской области и Канско-Атбашинской зоне Южного Тянь-Шаня [Добрецов, Пономарева, 1969; Бакиров, Добрецов, 1972]. Н. Л. Добрецов [1970] предложил аналогию

* Первоначально термин «меланж» («автокластический меланж») использовал Н. Гринли [Greenley, 1919] для обозначения вулканогенно-осадочной брекчии в докембрии о. Энглси (Великобритания), ближе соответствующей современному понятию олистострома.

этих зон с анкарским меланжем и их связь с крупными надвигами. И действительно, позже во всех этих районах были выделены те же образования под названием «меланж», а в ряде случаев показано их более широкое распространение [Буртман, 1976; Дергунов и др., 1975; Добрецов, Пономарева, 1976; Петрология..., 1977; Полянский и др., 1979].

В то же время возникла необходимость уточнить понятие «меланж» и более четко отделить его от понятия «олистострома», так как «цветной меланж» Турции и Ирана, «францисканский меланж» Калифорнии включал и не только меланж, но и олистострому. Провести границу между теми и другими иногда было очень трудно. Появился термин «меланжево-олистостромовый комплекс» [Берзин, 1980]. В возникшей дискуссии [Hsü, 1968, Книппер, 1971а, б; 1975; Соколов, 1977; Леонов, 1981] некоторые понятия были уточнены.

Вслед за А. Л. Книппером мы формулируем, что серпентинитовый меланж, олистостромовый меланж и олистострома — конкретные, геологически картируемые тела, отделенные от подстилающих или перекрывающих комплексов тектоническим контактом (поверхностью надвига).

Серпентинитовый меланж (или анкарский меланж по И. Бейли и У. Макколину) характеризуется наличием брекчированного или перетертого серпентинитового цемента, в котором перемешаны различные по величине блоки (в том числе и экзотические, т. е. отсутствующие в ближайшем окружении), часть которых моложе серпентинитового цемента. Серпентинитовый меланж отделен снизу поверхностью надвига.

Олистостромовый меланж (францисканский меланж по К. Сю), или (как называет ряд авторов) меланжированная олистострома, — это тектонически передробленная и перемешанная порода, состоящая из деформированного, часто перетертого осадочного цемента. В него включены родственные и экзотические блоки, часть из которых моложе цемента. Олистостромовый меланж чаще отделен тектоническим контактом сверху, т. е. подстилает крупные покровы. Законы нормальной стратификации и седиментации неприменимы к обоим типам меланжевых комплексов.

Олистостромой (или олистостромом) [Соколов, 1977; Леонов, 1981; Abbate, Saggi, 1981] следует называть специфические осадочные образования, в которых осадочный цемент обнаруживает следы течения, подводно-оползневые дислокации неконсолидированного осадка (а не деформации консолидированных пород) и градационную слоистость. Цемент содержит блоки (олистоциты) и обломки родственных (осадочных) и экзотических пород, включая офиолиты. Олистостромы могут присутствовать в покровах, но в первичной позиции более характерно их автохтонное залегание. Наибольший интерес представляют олистостромовые фации с обломками офиолитов. Во многих олистостромах обломки офиолитов редки или отсутствуют, тогда как в серпентинитовом меланже офиолиты преобладают (в этом смысле их можно называть «меланжированными офиолитами»).

Ясно, что олистострома может переходить в олистостромовый меланж (в подошве надвига или в зонах интенсивных деформаций), а при наличии здесь крупных олистоцитов серпентинитов провести границу двух типов меланжа весьма затруднительно.

Вопросы классификации и генезиса меланжевых зон еще не решены. В частности, экзотические блоки (особенно блоки пород высоких давлений — эклогиты, жадеититы, глаукофановые сланцы) обнаруживают закономерную приуроченность к определенным типам покровов и связанных с ними меланжевых зон. Большинство же меланжевых зон (нередко целые крупные пояса) не содержат таких пород. Это связано со спецификой первичных зон субдукции или обдукции, в которых могут возникать (или не возникать) соответствующие породы высоких давлений. Но и в тех поясах, где присутствуют породы высоких давлений, они занимают определенную тектоническую позицию в системе покровов. В частности, как видно из описанного материала в Борусском поясе, зоны меланжа I типа

с породами высоких давлений фиксируют главную поверхность надвига, верхнего покрова, в разной мере нарушенную последующими тектоническими движениями. Аналогичные закономерности характерны и для других поясов, например для Калифорнии [Dobretsov, 1979], Чарского пояса [Ермолов и др., 1981].

Как было показано А. Л. Книппером [1971], К. Сю [Hsü, 1968] и другими, формирование серпентинитового меланжа многоэтапно. Наши материалы подтверждают, что и петрологические процессы в меланже многоэтапны. Метасоматические реакции пород, уже включенных в ультрабазитовый цемент, протекают в несколько стадий при разных PT -условиях, причем одним из ранних процессов является жадеитизация. На самых поздних этапах реакции между включениями и окружающими серпентинитами уже не происходят.

Уточнение оценок условий формирования экзотических пород поможет, как нам кажется, определить и саму модель формирования меланжа и оценить его ранние стадии, соответствующие глубинному надвику.

Существуют и другие модели формирования меланжа, в основном связанные с разными гипотезами тектонической природы офиолитов. А. С. Перфильев [1979] на примере офиолитовых поясов Уральской эвгеосинклинали рассматривает образование меланжа как следствие выведения блоков ультрабазитов из мантии в кору по механизму «гусеницы». Последняя образуется в процессе формирования лежащей складки, в ядре которой расположены гарцбургиты. Лежащая складка, «гусеница», постепенно трансформируется в тектонический покров. Возникающий при этом меланж маркирует плоскости срыва, приуроченные, как правило, к лежащему (подвернутому) крылу складки-«гусеницы». Это крыло сложено полосчатым комплексом и «прокручивается» вокруг разогретого гарцбургитового ядра при субгоризонтальном движении гусеницы. В лобовой части «гусеницы» габброиды и часть метавулканитов попадают в зону сверхдавлений, превращаются в эклогитоподобные породы, гранатовые амфиболиты, глаукофановые сланцы, а также, очевидно, в жадеититы. Формирование меланжа с включениями пород высоких давлений, по мнению А. С. Перфильева, связано с надвигом океанической коры на континентальный блок (меланж обдукции).

Некоторые исследователи [Тектоническая расслоенность литосферы, 1980] считают, что зоны меланжа сопровождают формирование антиклинальных складок в процессе протрузий ультрабазитов. Этот процесс характеризует взаимосвязанные фронтальные надвиги (олистострома) и тыловые раздвиги (будинаж). Аналогично этому В. П. Коробейников и др. [1980] объясняют образование надвигов и зон меланжа, а также олистостромы гравитационной неустойчивостью офиолитовых мантийных диапиров.

Известны также модели формирования меланжа, отрицающие его надвиговую природу [Пинус и др., 1980]. Образование структур меланжа Г. В. Пинус и другие связывают с субвертикальными тектоническими движениями, сопровождающими внедрение мантийного ультрабазитового диапира, в процессе которых фронтальные поверхности протрузий проникают через интенсивно тектонизированную раму, сложенную породами офиолитовой ассоциации. При этом «...меланж маркирует не подошвы шарьяжных покровов, а слабо эродированные участки апикальных частей гипербазитовых протрузий...» [Пинус и др., 1980].

Подводя итог краткому обзору различных моделей серпентинитового меланжа, отметим следующее.

Меланж — закономерный элемент тектонических структур офиолитовых комплексов. В меланже «записана» геологическая история транспортировки офиолитов в земную кору в различных геодинамических обстановках и их последующего участия в процессах тектогенеза. Особое значение в расшифровке этой истории имеют наиболее глубинные породы, в том числе жадеитовые, образовавшиеся при высоком давлении.

ПРОБЛЕМЫ ЖАДЕИТА И НЕФРИТА

Многие кардинальные вопросы проблем образования жадеитовой и нефритовой минерализации в офиолитах остаются предметом дискуссий. Особенно острые споры ведутся вокруг генезиса жадеитовых пород.

Существуют гипотезы происхождения жадеитсодержащих тел, которые нередко принципиально расходятся в оценках *PT*-параметров, источника вещества, состава исходных пород и способов образования жадеитовых пироксенов.

Некоторые исследователи полагают, что жадеитовая минерализация формируется в процессе натрового метасоматоза жильных пород гранитного ряда и габброидов в обстановке невысоких давлений (< 5 кбар) и температур ($< 600^{\circ}\text{C}$), примерно соответствующей условиям зеленосланцевой фации регионального метаморфизма [Коржинский, 1953; Москалева, 1960; Юдин, 1963; Маракушев, 1965, 1979; Свириденко и др., 1979; Коваленко, 1981; и др.]. При этом предполагается, что источниками жадеитизирующих растворов являются граниты или ультрабазиты. В частности, А. А. Маракушев [1979] связывает процессы формирования жадеитсодержащих пород (сланцев и эклогитов), а также синхронную серпентинизацию ультрабазитов с низкотемпературной ступенью натрового метаморфизма офиолитовых поясов.

Другая группа исследователей, выдвигая различные точки зрения относительно способов и механизма формирования жадеитовых тел, отмечает необходимость высоких значений давления (≥ 8 кбар) и умеренных температур кристаллизации жадеитовых пироксенов [Lacroix, 1930; Морковкина, 1960; Добрецов, 1963; Gübelin, 1965; Добрецов, Пономарева, 1965, 1977; Татаринев и др., 1980].

М. Лакруа и Е. Гюбелин [Gübelin, 1965] в результате детального исследования бирманских месторождений жадеитита пришли к выводу о магматической природе жадеитовой минерализации, которую они рассматривают как продукт десиликации гранитной магмы при высоком давлении.

По мнению большинства исследователей, жадеитовые породы возникли в результате метасоматического замещения альбититов или плагиогранитов жадеитом при высоких давлениях. В этом процессе большая роль отведена процессам десиликации.

Анализ самых различных представлений о природе жадеитовой минерализации приводит нас к выводу о том, что наиболее дискуссионными вопросами проблемы жадеита в офиолитах являются: 1) первичный субстрат (исходные породы) жадеитсодержащих тел, 2) источник вещества, 3) способ и *PT*-параметры образования парагенезисов с жадеитовым пироксеном, 4) время и место формирования жадеитовой минерализации в истории офиолитов.

Происхождение нефрита в ультрабазитах офиолитовых комплексов, как и других мономинеральных пород родингитового ряда — везувианита (калифорнита) и гроссулярита, используемых в камнесамоцветной промышленности, — по нашему мнению, следует обсуждать только в неразрывной связи с происхождением родингитов, тесно связанных с развитием структур типа мелаэнка и метаморфизмом ультрабазитов.

В значительной части публикаций по нефритам, начиная с классической монографии Ю. Н. Колесникова [1966] и кончая работами последнего десятилетия [Сутурин и др., 1973; Сутурин, Сутурин, 1976; Киевленко, Сенкевич, 1976; Секерин, 1979; Сутурин и др., 1980], процесс нефритообразования в той или иной степени рассматривается автономно от массового процесса родингитизации. Об этом свидетельствует неоправданно широкое использование многими авторами терминов «нефритовая жила», «нефритовое тело», которые вполне уместны в разведочной практике, но вряд ли приемлемы при петрологических исследованиях. Было бы правильной пользоваться терминами «тела родингитов с нефритом», «неф-

ритовые зоны родингитовых тел», «мономинеральные тела нефритовых родингитов» и т. д.

Лишь в небольшой части опубликованных работ по нефриту процесс образования нефрита связывают с особенностями формирования меланжевых зон в серпентинитах [Колбанцев, Конигов, 1974; Казак и др., 1976; Лященко и др., 1980].

Метасоматическое происхождение нефрита не вызывает сомнения у тех исследователей, которые изучали его месторождения. Но геологи по-разному подходят к первичному субстрату, преобразованному в нефрит, и оценке времени формирования нефритовой минерализации относительно метаморфизма ультрабазитов.

Так, по Ю. Н. Колеснику [1966] нефрит образуется при замещении ультрабазитов до процесса их серпентинизации. Р. В. Колбанцев и А. З. Конигов [1974] допускают, что часть нефрита из месторождений Восточного Саяна возникла в ходе переработки включений карбонатных пород в зонах меланжа. В последнее время широко распространились взгляды на апосерпентинитовую природу нефрита [Гефлик, 1968; Секерин, 1979; Замалетдинов, 1981]. В то же время распространены взгляды о реакционной природе нефрита на контакте адогабброидных или аподиабазовых родингитов и серпентинитов [Coleman, 1967]. В последние годы найден новый тип нефрита аподоломитовой контактово-метасоматической природы [Секерин, 1979; и др.].

Таким образом, проблема генезиса нефрита достаточно актуальна и пока далека от полного решения.

Важное петрологическое и практическое значение имеют постановка и обсуждение проблемы пространственного и временного соотношения жадеитовой и нефритовой минерализации в пределах одних и тех же офиолитовых поясов.

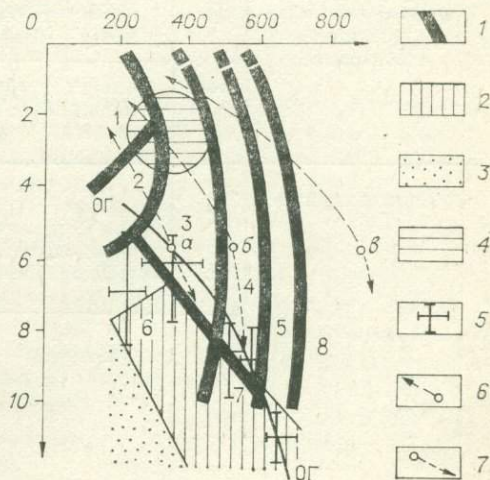
ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ ТЕЛ И *PT*-УСЛОВИЯ ПРОЦЕССОВ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ В ЗОНАХ МЕЛАНЖА

Тела в зонах меланжа различаются минеральными парагенезисами и *PT*-условиями образования (табл. 32), позволяющими проследить эволюцию тел во времени и воссоздать режим метаморфизма.

Прежде всего необходимо было восстановить последовательность образования разных ассоциаций на основании прямых наблюдаемых соотношений и сопоставить стадии преобразования разных типов пород, пользуясь геологическими данными и *PT*-параметрами разных стадий (ассоциаций). Полученные результаты приведены в табл. 32, 33 и на рис. 36.

Рис. 36. *PT*-условия формирования и эволюция жадеитов, эклогитов и ассоциирующих пород.

1 — границы фаций (1 — цеолитовая, 2 — пренит-пумпеллитовая, 3 — зеленосланцевая, 4 — эпидот-амфиболитовая, 5 — амфиболитовая, 6 — глаукофансланцевая, 7 — эклогитовая, 8 — гранулитовая); 2 — поле устойчивости жадеита с кварцем [Johannes e. a., 1971]; 4 — поле наиболее вероятных условий образования родингитов и нефритов; 5 — интервалы условий образования стадий и подстадий в табл. 32; 6 — максимальные температуры (точки *a*—*e*) и *PT*-траектории контактового метаморфизма (по модели рис. 37); 7 — возможные смещения точек (*a*—*e*) при добавлении избыточного флюидного давления. Линия *OG* — океаническая геотерма.



Минеральные парагенезисы и РТ-условия формирования тел в зонах серпентинитового меланжа I типа Борусекского пояса

Разновидности тел в зонах меланжа	Стадия	Парагенетические ассоциации минералов (в последовательности от ранних к поздним)	P, кбар	T, °C
Мономинеральные жадеитовые и диопсид-жадеитовые	I	Жадеит (\pm диопсид-жадеит) + апатит + сфен + рутил	10—13	≥ 600
	II	Альбит + диопсид-жадеит + канкринит + фенгит (флогопит) + эпидот + клиноцоизит; хромшпиннелид + хром-диопсид-жадеит; хром-жадеит + диопсид-жадеит + миллерит + пентландит + альбит + фенгит + кальцит	8—10	520—560
	IIIa	Альбит + анальцим + диопсид-жадеит (\pm кварц) + галенит (\pm гринокит) + молибденит (\pm хром-рутил)	4—8	390—220
Жадеитизированные апоэклогитовые амфиболиты	Ia	Омфациит + гранат (пироп-гроссуляр-альмандин) + апатит + рутил; диопсид-жадеит \pm гранат + апатит + сфен + рутил	≥ 11	≥ 600
	Ib			
	IIa	Роговая обманка + плагиоклаз + гранат \pm клиношироксен	6—11	(420)—500
	IIb	Альбит + диопсид-жадеит + фенгит; хромшпиннелид + хром-диопсид-жадеит; хром-жадеит + диопсид-жадеит + миллерит + пентландит + альбит + фенгит + кальцит	8—10	(390)—550
Жадеит-альбитовые	I	Жадеит (+ диопсид-жадеит) + апатит + сфен + рутил	11—13	≥ 600
	IIb	Альбит + диопсид-жадеит + сфен; хромшпиннелид + хром-диопсид-жадеит; альбит + хром-жадеит + диопсид-жадеит + фенгит	8—10	520—(560)
Жадеит-цеолит-альбитовые и жадеит-амфибол-альбитовые	II	Альбит + эгирин-авгит + Na-амфибол	4,5—8	520—560
	IIIb	Альбит + гроссуляр-андрадит + анальцим (\pm натролит) + жадеит + корунд (+ кварц)	8—9	400—300
Альбититы	II	Альбит + гранат (\pm шизолит) + кварц + щелочной амфибол; альбит + диопсид-жадеит + актинолит (\pm гроссуляр, эгирин-авгит, фенгит)	5—8	320—390
	IIIa	Анальцим + диопсид-жадеит + фенгит (\pm натровый тремолит) + авгит + эпидот	5—8	≤ 300

Разновидности тел в зонах меланжа		Стадия	Парагенетические ассоциации минералов (в последовательности от ранних к поздним)	P, кбар	T, °C
Альбиты	Апогранитные	Im	Калишпат + биотит	4—8	560—220
		II	Альбит + эпидот + пектолит + кварц		
	По кварцевым порфирам	IIм	Альбит + кальцит + мусковит + тремолит + (+ пироксен)		
		II	Альбит + кроссит + эгирин-авгит + кальцит		
	IIIв	Натролит + активолит (\pm барруазит) + кварц			
Слюдистые		II	Фенгит + кварц (\pm альбит)	6—10	550—600
Магнетито-карбонат-хлоритовые		II	Хлорит + кальцит + магнетит + шпирт	3—8	550—250

Оценка *PT*-параметров формирования парагенетических ассоциаций осуществлялась с помощью схемы фаций и субфаций [Добрецов, 1974], минералогических термометров и барометров по методу Л. Л. Перчука [1970] (пироксен- и амфибол-гранатовый, амфибол-плагноклазовый, амфибол-клинопироксеновый, кальцитовый), а также путем использования данных по составу слюд фенгитового ряда [Добрецов и др., 1974а, б] и экспериментальных данных по системе космохлор — жадеит [Abs-Würmbach, Neuhaus, 1976]. Для части парагенезисов использованы результаты термобарогеохимических исследований газово-жидких включений в альбите и кварце [Томиленко, Долгов, 1978].

Степень достоверности оценок *PT*-параметров различными методами неодинакова, поэтому мы сочли целесообразным привести наиболее вероятные или предельные (а не средние) значения *P* и *T*, полученные методами, которые могли быть применены (см. табл. 32). *PT*-условия формирования тел из зон меланжа II типа оценены качественно и весьма приблизительно из-за отсутствия минеральных пар — термометров и барометров или анализов состава сосуществующих минералов. Количественно удалось определить только температуру образования нефритовых парагенезисов по паре тремолит — гранат.

МЕЛАНЖ I ТИПА

Самым ранним и высокотемпературным парагенезисом тел **мономинеральных жадеитов** является парагенезис жадеита (и диопсид-жадеита), сфена, рутила и апатита, который слагает центральные части тел, характеризуясь исключительной однородностью структур, текстур, состава и количественных соотношений слагающих минералов. Он обладает всеми чертами, присущими метаморфическим породам эклогитового типа фаций высоких давлений. Такие породы могут формироваться в диапазоне давлений 8—20 кбар и температур 500—1200°C [Добрецов и др., 1974а, б].

Температура формирования раннего парагенезиса мономинеральных жадеитов, по-видимому, близка температуре образования гранатовых эклогитов, которая для последних составляет 600°C (см. табл. 32). Прямые переходы эклогитов в жадеитовые породы подтверждают изофациальность этих пород. При температуре 600°C предел устойчивости чистого жадеита (см. рис. 36) более 10 кбар.

По аналогии с этими данными нижнюю границу давления при образовании мономинеральных жадеитовых пород принимаем за 10 кбар, что не противоречит величине давления (около 13 кбар), рассчитанного нами для гранатовых эклогитов (см. табл. 32).

Полученные цифры давления и температуры для раннего эклогитового парагенезиса мономинеральных жадеитовых и диопсид-жадеитовых тел согласуются с оценками этих параметров ($P \geq 10$ кбар, $T = 600^\circ\text{C}$) А. А. Томиленко и Ю. А. Долгова [1978] и Н. Л. Добрецова [1963]. Вся дальнейшая эволюция мономинеральных жадеитовых эклогитов связана с процессами диафтореза (регрессивного метаморфизма) на фоне резкого падения температуры (от 600 до 200°C) и давления (до 3—4 кбар).

Замещение жадеита ранним альбитом происходит при $P = 8$ — 10 кбар и $T = 560$ — 520°C , сопровождаясь формированием в краевых частях тел специфических парагенезисов диопсид-жадеита и хромсодержащих натровых пироксенов со слюдами (флогопитом и фенгитом), Fe-Ni-сульфидами и магниезиальным кальцитом. Эта стадия, возможно, состоит из двух подстадий (образование флогопита и затем фенгита) и примерно одновременна с внедрением даек гранитов и кварцевых порфиров.

В заключительную стадию диафтореза в условиях пониженных температур (390 — 220°C) и давлений (8—4 кбар) образуется парагенезис альбита второй генерации с анальцитом, диопсид-жадеитом, кварцем и своеобразными сульфидами (галенитом, халькопиритом, гринокитом, молибденитом). Эти парагенезисы сходны с некоторыми парагенезисами в альбититах, образовавшихся по дайкам гранитов и кварцевых порфиров, т. е. диафторез происходил позже внедрения даек.

Ранний (реликтовый) парагенезис жадеитизированных апоэклогитовых амфиболитов отличается от рассмотренного раннего парагенезиса мономинеральных жадеитовых и диопсид-жадеитовых тел наличием граната с 58 мол. % алмандинового и 16 мол. % пиропового компонентов. Это свидетельствует об устойчивости его вместе с клинопироксеном при давлении ниже 15 кбар.

PT -параметры формирования гранатовых эклогитов и их жадеитовой оторочки и безгранатовых жадеитовых пород, как отмечалось выше, практически одинаковы ($P = 10$ —13 кбар, $T \geq 600^\circ\text{C}$). Эти породы являются самыми высокотемпературными и высокобарическими в серпентинитовом меланже Борусского пояса.

Диафторез гранатовых эклогитов начинается с формирования минеральных парагенезисов, содержащих вместо омфациита роговую обманку и плагиоклаз (см. табл. 32), т. е. отвечающих составу гранатовых амфиболитов. Значения давления и температуры начальной стадии диафтореза гранатовых эклогитов отличны от таковых в безгранатовых жадеититах. Ранний амфиболитовый парагенезис диафторитов по гранатовым эклогитам (по сравнению с безгранатовым) возникает при более низких температурах (420 — 500°C) и, возможно, давлениях (11—6 кбар).

Важно установить соотношение образования гранатовых амфиболитов с внедрением даек гранитов и кварцевых порфиров. Судя по тому, что амфиболитизированные эклогиты и гранатовые амфиболиты повсеместно присутствуют в виде округлых тел или их хаотической смеси, а тела гранитоидов и кварцевых порфиров сохраняют реликты дайковой формы, в разной мере будинированной (см. рис. 18, 25), можно предположить, что внедрение даек произошло после этапа образования гранатовых амфиболитов.

Более поздние диафториты формировались по схеме омфациит + гранат \rightarrow роговая обманка + плагиоклаз + гранат \rightarrow альбит + диопсид-жадеит (хромжадеит) + фенгит или, минуя стадию гранатовых амфиболитов (омфациит + гранат \rightarrow альбит + диопсид-жадеит (жадеит) + фенгит). Широкие вариации PT -параметров последней стадии ($T = 390$ — 600°C , $P = 8$ —10 кбар) указывают на сходство данной стадии с этапом образования гранатовых амфиболитов, однако прямые наблюдения подтверждают, что она происходит явно позже.

Минеральные парагенезисы жадеит-альбитовых тел представлены реликтовым парагенезисом эклогитового типа (без граната) и ранними диафторитами по нему (см. табл. 32). *PT*-условия образования этих ассоциаций идентичны ранним стадиям формирования мономинеральных жадеитовых и эклогитовых тел.

Тела жадеит-цеолит-альбитовых, жадеит-амфибол-альбитовых тел, апожадеитовых альбититов являются конечными продуктами диафтореза жадеитовых пород, частично гранатовых эклогитов в условиях III стадии диафтореза при дальнейшем понижении температуры и существенных вариациях давления. Эта стадия происходила, несомненно, после внедрения даек кислых пород, так как накладывается и на них. Парагенетические ассоциации рассматриваемых тел характеризуются появлением таких минералов, как корунд, гранат гроссуляр-андрадитового ряда, эгирин-авгит и Na-амфибол, которые не обнаружены в диафторитах по гранатовым эклогитам. Появление цеолитов характеризует наиболее низкую температуру, соответствующую подстадии IIIв.

Тела альбититов по кислым породам сформировались после попадания кислых даек или их фрагментов в зону меланжа и после образования эклогитов, гранатовых амфиболитов и жадеититов. Выплавление гранитных магм, возможно, происходило при регрессивном метаморфизме амфиболитовой или эклогитовой фации. В рассматриваемом случае исходным субстратом для плагιοгранитных магм могли послужить не гнейсы, а амфиболиты. Такая модель довольно убедительно доказывается на примере Полярного Урала [Петрология..., 1977]. Здесь формируются крупные тела собского комплекса габбро-тоналитов-плагιοгранитов с возрастом около 400 млн. лет. Кантегирский массив габбро-гранодиоритов, возможно, также образовался в результате кристаллизации вылавок, возникших при плавлении апоэклогитовых амфиболитов при значительном количестве воды (около 8—10%) и резком снижении давления, однако прямые переходы (в отличие от Полярного Урала) отсутствуют.

В таком случае гранитоиды Кантегирского массива являются составной частью Борусского офиолитового пояса и парагенны ранним диафторическим комплексам эклогитов и жадеититов, а альбититы, развивающиеся по гранитам и дайкам кислых пород, — их самым поздним парагенезисам. Соответственно этому предположению нами приблизительно и оцениваются *PT*-условия образования апогранитных полевошпатовых и цеолитовых парагенезисов (см. табл. 32).

Слюдитовые (фенгит-кварцевые) породы формировались как поздние оторочки вокруг жадеит-альбитовых тел или как диафториты по амфибол-флогопитовым оторочкам. Парагенезисы и условия залегания хлорит-магнетитовых тел дают основание отнести их к низкотемпературным приразломным метасоматитам, развивающимся по метабазитам при низких (≤ 4 кбар) давлениях.

Приведенные материалы по минеральным парагенезисам и *PT*-параметрам минералообразования в зонах меланжа I типа позволяют достаточно обоснованно представить все стадии метаморфических и метасоматических преобразований эклогитов и жадеититов (табл. 33). При этом следует отметить, что состав минеральных парагенезисов определяется не только составом пород, флюидным режимом, абсолютными значениями *P* и *T*, но и величинами градиентов последних.

МЕЛАНЖ II ТИПА

Минеральные парагенезисы тел в серпентинитовом меланже II типа (табл. 34) представляют два типа пород: родингиты и хромит-гранатовые породы, отличающиеся происхождением и *PT*-условиями формирования.

Родингиты характеризуются разнообразными парагенезисами от высокотемпературных гранат-везувиановых (400—500°C) до низкотемпературных нефритовых (300—400°C). Значения давления при формирова-

Исходные породы офиолитового комплекса	Зеленосланцевая фашиа+прениит-пум- пеллитовая (океа- нический метамор- физм)	Прогрессивный метаморфизм и метасоматоз в зонах субдукции	
		Глаукофансланцевая фашиа+фашиа дистено- вых сланцев	Эклогитовая (+амфиболитовая) фашиа
Вулканиды и глу- боководные осадки	Метабазиты (спилиты)	Фенгит-кварцевые породы (слюдиты), кварциты	—
Габброиды	Амфиболлизиро- ванные метагаббро	—	Омфацит-гранато- вые эклогиты
Пироксениты или плагноклазовые по- роды	—	—	Безгранатовые эк- логиты (мономине- ральные жадеитовые породы)
Ультрабазиты	—	—	—

нии родингитов нами, как и многими исследователями, оцениваются ве-
личной ≤ 4 кбар. Геологические наблюдения прямо указывают на
низкие давления образования родингитовых тел с нефритом. Нам извест-
ны находки патечных, почковидных агрегатов нефрита в Куртушибин-
ском и Восточно-Саянском офиолитовых поясах. Минеральные агрегаты
подобного типа свойственны, как правило, низкобарическим (≤ 1 кбар)
гидротермальным и гипергенным процессам.

Минеральные парагенезисы низкотемпературных родингитов с неф-
ритом резко отличны от высокотемпературных (см. табл. 34). Особен-
ностью первых является присутствие натрийсодержащих минералов (пла-
гиоклаз и роговой обманки), а также амфиболов тремолит-актинолитово-
го ряда.

Минералы хромит-гранатовых пород (кроме реликтового хромшпине-
лида) кристаллизовались в условиях низких давлений (≤ 3 кбар) при
температурах 500—300°C, т. е. в интервале условий образования родин-
гитов.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ГЕНЕЗИСА ЖАДЕИТОВЫХ ПОРОД

Геохимические данные использованы для обсуждения таких аспектов
происхождения жадеитовых пород, как эволюция эклогитов в зонах
меланжа, природа мономинеральных жадеитовых тел, источник вещества
при формировании жадеитовых пород, образование ювелирных разновид-
ностей жадеититов.

Если гипотеза апогаббровой природы омфацит-гранатовых эклоги-
тов общепринята и вряд ли у кого вызывает сомнения, то формирование
однородных крупно-призматически-зернистых, выдержанных по составу
существенно жадеитовых (натровых) пород за счет биметасоматоза экло-
гитов по схеме эклогит \rightarrow диопсид \rightarrow жадеит \pm гранат \rightarrow жадеитит мо-

I типа Борусского офиолитового пояса

Регрессивный метаморфизм в зонах обдукции (+ прогрессивный региональный метаморфизм)			Приразломный метаморфизм (метасоматоз)
Амфиболитовая фашиа повышенных давлений	Эпидот-амфиболитовая фашиа (+ внедрение гранитов)	Зеленосланцевая фашиа	
—	—	—	Хлорит-магнети- товые породы
Гранатовые амфи- болиты	Амфиболлизирован- ные габбро-диориты, гранодиориты	—	Эпидотизация, хлоритизация
Альбит-диопсид-жа- деитовые (хром-жаде- итовые) с фенгитом породы	Альбититы с эпидотом и кварцем	—	Вермикулито- актинолитовые метасоматиты
и амфибол-альбитовые породы	Жадеит-альбитовые породы	Альбититы и породы с цеолитами	—
Куммингтонитизация; оливин-антигорито- вые породы, антигоритовые серпентиниты	Тремолитизация, хлоритизация, лизар- дитовые серпентини- ты	—	Оталькование, карбонатизация

жет вызвать возражения. Учитывая состав пород, легче допустить образо-
вание таких пород в результате метаморфизма плагноклазовых пород
(лейкогаббро, плагноклазитов, альбититов). Однако анализ содержаний
элементов-примесей в мономинеральных жадеититах (табл. 35) и срав-
нение их с данными табл. 5 привели нас к выводу о том, что возможны две

Таблица 34

Минеральные парагенетические ассоциации тел в зонах серпентинитового
меланжа II типа Борусского пояса

Разновидности тел в зонах меланжа	Парагенетические ассоциации минералов (от ранних к поздним)	
Хромит-гранатовые	Хромшпинелид Андрадит — уваровит + магнетит Серпентин + аварунит	
Родингиты	Гранат-везувиановые и пи- роксен-везувиановые	Везувиан (\pm гроссуляр, диопсид) Эпидот + хлорит + хромшпинелид (\pm амфибол)
	Пироксен-гранатовые	Диопсид + гроссуляр Хлорит + кальцит + лейкоксен + + кварц
	С нефритом	Альбит + роговая обманка + цои- зит + эпидот + сфен Цоизит + тремолит (\pm диопсид) Хромшпинелид + уграндит + тре- молит (нефрит) + кальцит + нике- лин

Содержание некоторых элементов-примесей в породах из зон серпентинитового меланжа Борусского пояса, г/т

Разновидности тел	Разновидности пород	K, %	Li	Ba	Sr	Cr	Ti	V	Mn	Sc	Ni	Co	Zn
Мономинеральные жадеитовые эклогиты	Ранние призматически-зернистые жадеититы (диопсид-жадеититы)	0,15 (2)	83 (2)	8 (2)	9 (2)	68 (6)	365 (4)	47 (6)	185 (2)	2,2 (2)	64 (4)	6,5 (4)	110 (3)
	Диопсид-жадеитовые породы гранобластовой, сферолитовой и бластомилонитовой структуры с альбитом и микропрожилками анальцима	0,43 (4)	89 (2)	413 (7)	227 (7)	65 (11)	392 (4)	50 (11)	240 (4)	2,2 (3)	70 (11)	11 (8)	180 (2)
	Прожилково-гнездовые альбит-диопсид-жадеитовые (хром-жадеитовые) породы с хромшпинелидом	0,18 (6)	41 (6)	480 (6)	334 (6)	515 (7)	400	67 (7)	Не опр.	2,5	180 (7)	15 (6)	310 (3)
Омфацит-гранатовые эклогиты	Сферолитовые агрегаты диопсид-жадеита с альбитом, фенгитом, хромшпинелидом	0,21 (2)	—	—	—	4900 (2)	925 (2)	16 (2)	625 (2)	36 (2)	325 (2)	33 (2)	385 (2)
Апожадеитовые альбититы	—	0,03	—	—	—	56 (2)	—	16 (2)	—	—	33 (2)	4 (2)	—
Апогранитные альбититы	—	0,46 (4)	—	135 (7)	60 (7)	110 (6)	—	12 (6)	—	—	49 (6)	10 (7)	—
Кварциты	—	—	—	430	1%	39 (4)	—	8 (4)	—	—	23 (4)	2 (4)	—
Родниты	Гроссуляровые с везувияном	0,05 (2)	—	—	18 (2)	215	—	93 (2)	—	—	78 (2)	30 (2)	—

гипотезы: 1) первичные парагенезисы мономинеральных тел возникли при метаморфизме пироксенитов, а не габбро и 2) при биметасоматозе эклогитов произошли перераспределение ряда элементов и приближение их концентраций к ультрабазитам. На это указывают факты цинковой геохимической специализации ранних парагенезисов жадеита и каймы в ультрабазитах (см. табл. 5 и 35), а также одинаково низкий уровень концентраций Ba и Sr. Заметим, что повышенные содержания Zn в габброидах, гранатовых амфиболитах, метабазитах, гранодиоритах Кантегирского массива не установлены, а содержания Ba и Sr в них в десятки раз выше, чем в мономинеральных жадеитовых эклогитах и ультрабазитах. Об апопироксенитовой природе жадеититов могут свидетельствовать сведения о процессах замещения энстатита диопсид-геденберgitом и диопсид-жадеитом с образованием мономинеральных пород в пироксенитах Полярного Урала или описания порфиробласт натрового диопсида (?) в дунитах [Морковкина, Гаврилова, 1965]. К сожалению, эти описания не подтверждены детальными микрзондовыми анализами.

В любом случае можно утверждать, что ранние эклогитовые и жадеитовые образования Борусского пояса являются метаморфическими аналогами габбро-пироксенитовых пород офиолитового комплекса в глубинной части зоны субдукции, соответствующей эклогитовой фации. При диафторезе эклогитов в зоне глубинного надвига в связи с процессом обдукции (см. табл. 33) возникающие метасоматические парагенезисы с жадеитовым пироксеном обогащаются Ba и Sr, Li, Rb, Co, Mn, Zn (см. табл. 35) по сравнению с первичными метаморфогенными эклогитовыми ассоциациями. Содержания K и Li возрастают в начальной стадии диафтореза, а к концу процесса вновь уменьшаются до уровня в первичных породах. В раннюю стадию диафтореза сохраняется уровень содержаний Cr, V, Sc при незначительном увеличении Ni, Co, Zn. И только в краевых частях тел, на контакте с ультрабазитами, концентрации этих элементов резко возрастают, что является следствием процессов десиликации при одновременной серпентинизации перидотитов. Элементы группы железа и цинк находятся в положительной корреляции, концентрируясь главным образом в хромшпинелиде (табл. 36). Корреляционный анализ содержаний элементов-примесей в телах мономинеральных жадеитовых (диопсид-жадеитовых) пород и антигоритовых серпентинитах, образующихся на ранней стадии диафтореза эклогитов (табл. 36, 37), указывает на большое сходство элементных связей в них и геохимической специализации, определяемой одной и той же группой элементов (Cr, Ni, Co, Zn, Se, Y, Yb, La, Nb). Это еще раз подчеркивает генетическое родство жадеитовых пород с ультрабазитами.

Таблица 36

Значимые коэффициенты парной корреляции содержаний элементов-примесей в телах мономинеральных жадеитовых пород Борусского пояса

Элемент	Cr	Ni	Co	V	Zn	Pb	Cu	Mo	Sc	Ga	Y	Yb	La
Cr		+0,79	+0,63	+0,31	—	+0,27	—	—	+0,23	—	—	—	—
Ni			+0,74	+0,33	+0,28	+0,35	+0,27	+0,26	+0,40	—	+0,29	+0,37	—
Co				+0,40	+0,33	+0,25	+0,34	+0,35	+0,51	—	+0,32	+0,40	—
V					+0,35	—	+0,57	-0,25	+0,37	—	+0,22	+0,36	—
Zn						—	—	-0,30	+0,43	+0,40	+0,38	+0,47	+0,21
Pb							—	—	—	—	—	+0,22	—
Cu								—	—	+0,28	+0,28	+0,33	—
Mo									—	—	—	—	—
Sc										—	—	—	—
Nb										—	+0,38	+0,52	+0,25
Ga											+0,54	+0,48	+0,46
Y											—	—	—
Yb												+0,85	+0,28
													+0,31

Примечание. Количество проб — 78. Значимый коэффициент корреляции для 5%-ного уровня значимости $r = 0,22$. Используются данные приближенного количественного спектрального анализа.

Значимые коэффициенты парной корреляции содержаний элементов-примесей в антигоритовых серпентинитах зон меланжа I типа Борусского пояса

Элемент	Cr	Ni	Co	V	Zn	Pb	Cu	Mo	Sc	Nb	Ga	Y	Yb	La
Cr		+0,47	+0,40	—	—	—	—	—	+0,27	—	—	+0,31	-0,25	+0,27
Ni			+0,37	—	—	—	—	—	—	—	-0,25	-0,32	—	-0,26
Co				—	—	—	—	—	+0,28	+0,27	—	—	—	—
V				—	—	—	—	—	+0,31	—	—	—	—	—
Zn				—	—	—	—	—	—	+0,48	+0,48	+0,55	+0,35	+0,50
Pb				—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cu				—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mo				—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sc				—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Nb				—	—	—	—	—	—	+0,26	—	—	—	+0,42
Ga				—	—	—	—	—	—	—	+0,72	+0,81	+0,65	+0,79
Y				—	—	—	—	—	—	—	—	+0,76	+0,52	+0,73
Yb				—	—	—	—	—	—	—	—	—	+0,66	+0,88
				—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+0,67

Примечание. Количество проб — 62. Значимый коэффициент корреляции для 5%-ного уровня значимости $r = 0,25$. Используются данные приближенного количественного спектрального анализа.

Для решения проблемы источника вещества при формировании жадеитовых пород нами использована величина отношения изотопов Sr^{87}/Sr^{86} , которая в настоящее время считается достаточно надежным критерием, позволяющим оценить роль мантийного и корового вещества. Известно, что отношение $Sr^{87}/Sr^{86} \leq 0,705$ отвечает глубинному (мантийному) источнику вещества. Близкие к этой цифре значения отношения Sr^{87}/Sr^{86} получены для пироксенов из жадеитизированных безгранатовых и гранатовых эклогитов (табл. 38), что указывает на мантийное происхождение жадеитовых пород.

В регрессивный этап метаморфизма процесс изменения эклогитовых тел протекал также в обстановке активного воздействия мантийных флюидов. Как показало изучение минерального и химического составов жадеитсодержащих тел, а также состав газожидких включений в отдельных минералах поздних стадий диафореза [Томиленко, Долгов, 1978], состав флюида закономерно изменялся. В ранней стадии он был существенно углекислотным и сероводородным, затем водно-углекислотным и в конечную стадию — водно-солевым и водородно-углеводородным. Соответственно менялся режим кислотности — щелочности среды минералобразования (ранняя кислотная — щелочная — поздняя кислотная \pm поздняя щелочная стадии).

В заключение рассмотрим особенности кристаллизации ювелирного хромжадеита. Изумрудно-зеленый хромжадеит образуется в основном

Таблица 38

Результаты анализа изотопного состава стронция в пироксенах жадеитовых пород из зон меланжа Борусского офиолитового пояса

Номер пробы	Разновидность породы	Характеристика пироксенов	Sr^{87}/Sr^{86}
11/2	Безгранатовый эклогит (мономинеральные жадеитовые тела)	Жадеит из центральной части мономинерального тела № 1 (руч. Кашкарак)	$0,7052 \pm 0,0007$
29/1	Омфациит-гранатовый эклогит	Хромсодержащий (изумрудно-зеленый) диопсид-жадеит в ассоциации с хромшпинелидом	$0,7048 \pm 0,0008$
29/2	Омфациит-гранатовый эклогит	Хромомфациит из сферолитового агрегата, ассоциирует с фенитом, альбитом, кальцитом	$0,7040 \pm 0,001$

Примечание. Анализы выполнены под руководством С. Б. Брандта в Институте земной коры СО АН СССР.

при кристаллизации агрегатов сферолитового строения с центром из зерен хромшпинелида. Участие хрома в этом процессе не ограничивается ролью хромофора. Хром выступает здесь в качестве главного фактора при образовании тонкозернистой структуры хромжадеита, обеспечивающей просвечиваемость мономинеральной хромжадеитовой породы. Эту роль хрома можно проследить на хорошо изученной модели кристаллизации сферолитовых агрегатов пироксена в каменном литье.

Г. А. Рашиным [1959] сферолиты пироксена были получены при очень медленном охлаждении каменного расплава до температуры 800—900°C и наличии множества центров кристаллизации. Добавка хромита в количестве 1% [Лебедева и др., 1975] стимулировала образование зональных сферолитов пироксена с центрами из кубических кристаллов магнетита. Эти данные и специальные исследования Ю. Д. Кручинина и др. [1972] показали, что хром — эффективный катализатор, способствующий быстрой кристаллизации. При этом катализирующее действие элемента связано с образованием шпинелидной фазы, которая выпадает первой и способствует выделению основной кристаллической фазы — пироксена. Отмеченные особенности кристаллизации сферолитов справедливы и для нашего случая ювелирных жадеитов. Однако Cr здесь не только инициировал процесс кристаллизации жадеитового пироксена, но и входил в его решетку, изоморфно замещая Fe^{3+} , и тем самым препятствовал расщеплению индивидов пироксена и их направленному росту, т. е. радиально-лучистому сферолитообразованию. В центре сферолитов изумрудно-зеленые хромжадеиты не обладают радиально-лучистым строением, а характеризуются тонкозернистой структурой. При переходе хромжадеита в диопсид-жадеит и жадеит на некотором удалении от центра сферолита индивиды пироксена, освобождаясь от Cr, Na, Fe, приобретают способность к расщеплению и направленному росту, поэтому порода теряет свойства ювелирного камня.

О ПРОИСХОЖДЕНИИ НЕФРИТА

В последнее десятилетие в СССР и за рубежом открыто множество месторождений и проявлений нефрита в ультрабазах офиолитовых комплексов. Например, только в Сибири нефрит известен в офиолитовых поясах Восточного и Западного Саяна, Кузнецкого Алатау, Тувы, Юго-Западного и Северо-Западного Прибайкалья и Якутии. С расширением географии нефрита значительно пополнились сведения по геологии месторождений, условиям залегания и метасоматической зональности нефритовых родингитов. Эти данные часто не согласуются с трактовкой их апосерпентинитового происхождения. Находки нефрита в скарнах на контакте карбонатных пород с гранитами Средне-Витимской горной страны [Грудинин, Секерин, 1977] убеждают, что метасоматическое замещение серпентинита тремолитом (нефритом) не единственный путь образования нефрита в природе. Возможно, в ультрабазах нефрит имеет гетерогенное происхождение.

Сторонники исключительно апосерпентинитового генезиса нефрита в качестве аргумента, свидетельствующего о замещении антигоритового серпентинита нефритом, приводят данные о включениях реликтовых зерен хромшпинелида и антигорита в нефрите [Сутурин и др., 1973]. Однако исследование нефритов Борусского пояса, Восточного Саяна, Юго-Западного Прибайкалья [Татаринов и др., 1980а, б], а также зарубежных месторождений [Leaming, 1977] показало, что хромшпинелиды всегда окружены зоной граната уваровит-андрадитового ряда и резко отличаются по составу от хромшпинелидов, вмещающих родингит-нефритовую минерализацию ультрабазитов. Поэтому хромшпинелиды из нефритовых ассоциаций нельзя рассматривать как реликты ультрабазитов. Они закономерно входят в состав типичных родингитовых парагенезисов с гранатом. Последний, как показали наши исследования, и замещается нефритом.

Нефритовые зоны родингитов не переходят постепенно в антигоритовые серпентиниты, а отделены от них узкими каймами светло-серого талька [Сутурия и др., 1973].

Среди включений в нефритах из разных месторождений, кроме упомянутых минералов, обнаружены кальцит, диопсид, гидротроссуляр, тулит, ильменит, биотит, альбит, кварц, хлорит [McFall, 1976; Leaming, 1976, 1977; Солонинко и др., 1977]. Многие из минералов явно не могут быть апосерпентинитового происхождения.

По данным А. Н. Сутурина и Т. А. Сутуриной [1976], лучший по качеству ярко-зеленый нефрит Уланходинского месторождения (Восточный Саян) состоит из тонковолокнистых агрегатов тремолита и диопсида. Они предполагают образование этого нефрита по схеме серпентинит → диопсид → тремолит.

Мы считаем, что спутанно-волокнистый тремолит (нефрит) в основной своей массе образуется в конечную стадию родингитизации (метасоматоза) metabазитов, габброидов, габбро-амфиболитов на контакте с серпентинитами в зонах меланжа, трассирующих поздние надвиги неглубокого заложения. Параллельно с формированием тел нефритоносных родингитов вокруг них происходит перекристаллизация лизардитовых и хризотиллизардитовых серпентинитов в антигоритовые. При этом по механизму десиликации часть компонентов (Mg, Si, Fe) заимствуется родингитами из серпентинитов. Следует отметить, что процесс обычной тремолитизации серпентинитов иногда приводит к образованию параллельно-шестоватых нефритоподобных агрегатов тремолита и очень редко — к возникновению настоящего спутанно-волокнистого нефрита.

Из анализа материалов по Борускому поясу вполне понятна причина пространственной разобщенности жадеитовой и нефритовой минерализации, хотя в отдельных случаях мы не исключаем ее совмещения. Это может быть при участии пород, претерпевших ранний метаморфизм (метасоматоз) глубинного надвига, в позднем меланже, сопровождающем надвиг неглубокого заложения. Очевидно, такой случай и наблюдался [Coleman, 1961] на месторождении Лич-Лейк, где родингиты с нефритом замещают диопсид-жадеитовые породы (еще один факт, отрицающий апосерпентинитовую природу нефрита в ультрабазитах).

В Боруском поясе подобную ситуацию можно ожидать в бассейне Кашкарга, где на периферии жадеитовых тел появляются минералы нефритоносных родингитовых парагенезисов (эпидот и клиноцоизит).

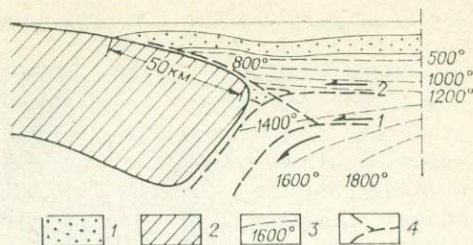
Таким образом, нефритовая минерализация в ультрабазитах всегда формируется позже жадеитовой и, как правило, пространственно разобщена.

МОДЕЛЬ ГЛУБИННОГО НАДВИГА И НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ОФИОЛИТОВ, СВЯЗАННЫЕ С ЗОНАМИ МЕЛАНЖА

Для объяснения наблюдаемой эволюции пород в зонах меланжа можно воспользоваться моделью глубинного надвига, которую многие авторы привлекают для объяснения генезиса метаморфизованных пород в подошве крупных надвигов офиолитов. Некоторые такие породы (преимущественно амфиболиты и зеленые сланцы) трактуются как контактово-метаморфические породы, образовавшиеся под воздействием горячей обдуктированной пластины мантийных пород [Williams, Smith, 1973; Karamata, 1968, 1980]. Другие, более распространенные, породы типа глаукофановых и зеленых сланцев имеют дискуссионное происхождение. Их образование обычно связывают с процессом субдукции, а обдукция (надвиги) привлекается только для объяснения выведения глаукофановых сланцев на поверхность [Ernst, 1970, 1974; Coleman, 1971]. Однако эта модель содержит ряд противоречий и трудностей трактовки, что позволило автору выдвинуть более сложную модель многостадийных надвигов (обдук-

Рис. 37. Схема контактового метаморфизма под горячей обдукируемой литой офиолитов (океанической литосферы) на континентальную кору.

1 — океаническая и 2 — континентальная коры; 3 — верхняя мантия с изотермами, соответствующими случаю высокого теплового потока; 4 — положение океанической плиты для двух разных случаев надвигания (1 и 2) [Karamata, 1980, fig. 2].



ции) с дополнительным влиянием флюидного сверхдавления [Добрецов, 1974, 1978; Dobretsov, 1978, 1979].

На рис. 37 показана схема простого надвига океанической коры (офиолитов) на континентальную с возникновением ниже ее контактово-метаморфического ореола. Давление в основании надвигнутой плиты, создаваемое только ее весом, не превышает 5—6 кбар, а максимальная температура колеблется от 1100 до 400°C в зависимости от нагретости мантии, а также характера и скорости надвигания [Karamata, 1980].

Модель надвига (или субдукции) с флюидным сверхдавлением сопоставлена с контактово-метаморфической моделью на рис. 36, 38. Флюидное сверхдавление создается при быстром нагревании и дегидратации подстилающих вулканогенно-осадочных пород, богатых водными минералами, в условиях относительно низкой проницаемости, чему благоприятствует серпентинизация и закупоривание пор в подошве надвигнутой пластины. Флюидное дегидратационное сверхдавление вызывает фильтрацию H_2O также вниз, где будут образовываться эклогиты и гранатовые амфиболиты.

При повторном надвигании в гипербазиты из подошвы надвига могут попадать ксенолиты из подстилающих метаморфизованных пород. В наиболее глубинной части надвига будут захватываться эклогиты и гранатовые амфиболиты, в чуть менее глубинной или более холодной пластине — глаукофановые сланцы, в наименее глубинной — зеленые сланцы и слабо метаморфизованные породы. Ксенолиты этих пород, попадая в гипербазиты, будут испытывать биметасоматические реакции с образовавшемся оторочек и тел жадеитов за счет эклогитов (и метапироксенитов, метаплагиогранитов?), глаукофанитов и амфибол-альбит-жадеитовых пород — за счет глаукофановых сланцев, родингитов — за счет зеленых сланцев и метагаббро в наименее глубинных надвигах. При повторных надвигах эти тела, попадая в менее глубинные условия, испытывают серию диафоричных преобразований. Такова общая схема процесса.

Породы зон меланжа Борусского офиолитового пояса в процессе своего формирования испытали метаморфизм различных ступеней, который не коррелируется с метаморфической зональностью в окружающих офиолиты древних протерозойских толщах. Это позволяет предположить, что метаморфизм данных включений происходил в более глубинных зонах в соответствии с приведенной выше схемой.

Режим метаморфизма, как и метасоматические процессы в зонах меланжа I и II типа, своеобразен.

Метаморфические процессы в зонах меланжа I типа характеризуются многостадийностью и полифазальностью, широким интервалом температур и давлений — от низких ступеней эклогитовой и амфиболитовой до зелено- и глаукофансланцевой фаций (см. табл. 33). Отличительным признаком, определяющим метаморфические преобразования пород в зонах меланжа I типа, является высокое давление на разных температурных ступенях, которое объясняется с помощью модели субдукции или многостадийной «обдукции» (см. рис. 38). Однако явления субдукции и обдукции взаимосвязаны, как относительно и движения плит. По крайней мере, чтобы объяснить формирование надвиговой структуры и зон меланжа Борусского пояса, а также выведение офиолитов в поверхностные зоны

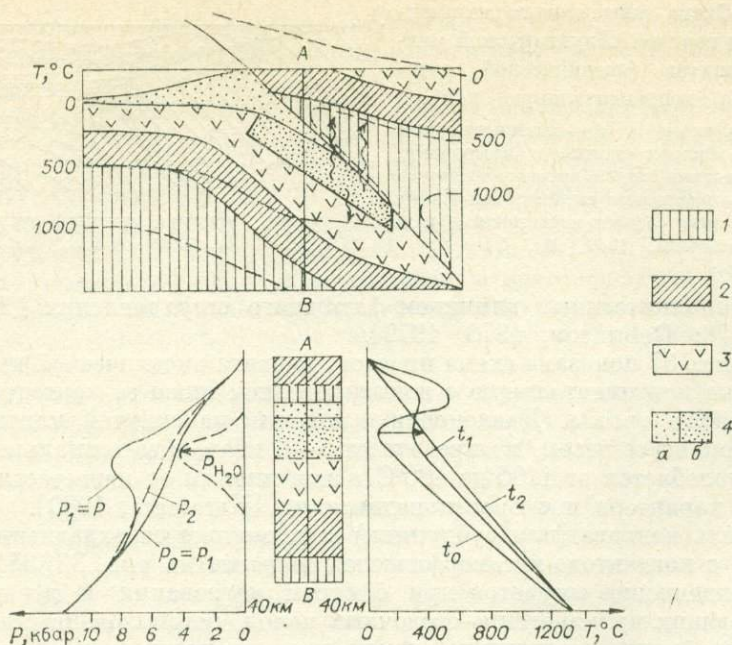


Рис. 38. Схема высокобарического метаморфизма при обдукции океанической плиты на желоб с осадками и добавлением избыточного флюидного давления [Добрецов, 1978]. Вверху — схематический геологический разрез и распределение T после обдукции, внизу — распределение T и P в разрезе по линии AB в моменты времени t_0, t_1, t_2 . 1 — мантия; 2, 3 — океаническая кора; 4 — осадки метаморфизованные (а) и новообразованные в желобе после надвигания, включая олистострому (б).

земной коры, мы должны учитывать и механизм обдукции. Кроме того, в окончательном облике офиолитов значительную роль сыграл приразломный метаморфизм и метасоматоз вдоль крупных разломов позднего заложения в континентальных условиях. Три этапа метаморфизма и метасоматоза (см. табл. 33) в первом приближении можно определить как прогрессивный метаморфизм субдукции, регрессивный метаморфизм обдукции и приразломный метаморфизм. Предположительную схему процесса можно представить следующим образом.

В первоначальном ненарушенном разрезе офиолитов, сформированных по известной классической схеме в зоне раздвига, присутствовали все члены офиолитового разреза. В этот период верхние осадочно-вулканические части офиолитового разреза претерпели океанический зеленокаменный метаморфизм и спилитизацию. Затем в процессе субдукции под островную дугу (или в течение первой стадии надвигания островодужной плиты) произошел прогрессивный метаморфизм погруженных офиолитов.

Наиболее глубоко погруженные габбро и пироксениты при высоких T и P были превращены в эклогиты, которые при взаимодействии с ультрабазитами в подошве глубинного надвига преобразовались в жадеититы. Можно предположить, что выше зоны с эклогитами и жадеититами располагалась зона с гранатовыми амфиболитами и глаукофановыми сланцами. Некоторые из них превратились в кварц-амфибол-слюдяные метасоматиты. Однако в Борусском поясе такие породы очень редки, что объясняется скорее всего тем, что на первом этапе надвигания были извлечены породы с определенной глубины.

В Куртушибинском поясе (см. рис. 1) в зонах меланжа и в пластине, подстилающей офиолиты, глаукофановые сланцы обычны, а эклогиты и гранатовые амфиболиты очень редки. Аналогичным образом и в других поясах и массивах уровень глубинности (или, точнее, PT -условия мета-

морфизма наиболее глубинных ксенолитов) остается постоянным и характерным для каждого пояса.

Второй этап (регрессивный метаморфизм) характеризует собой процесс транспортировки путем многоступенчатого надвига офиолитов в низы земной коры по глубинному надвигу, что по времени, возможно, совпадает с раннекаледонским орогенезом. Тела эклогитов подвергаются диафторезу в начальной своей стадии при пониженных температурах, но высоком давлении. Они превращаются в амфиболиты и альбит-диопсид-жадеитовые с фенгитом породы. Параллельно происходят антигоритовая серпентинизация перидотитов и образование оливин-антигоритовых пород (см. табл. 33). В дальнейшем при перемещении офиолитового аллохтона в земную кору и при снижении температуры и давления породы в зоне глубинного надвига проходят последовательно все ступени регрессивного метаморфизма от амфиболитовой до зеленосланцевой фации. На последней стадии в условиях коры породы офиолитового аллохтона подверглись процессам регионального метаморфизма или диафтореза совместно с породами рамы сначала эпидот-амфиболитовой, а затем зеленосланцевой фаций. Вне связи с зонами меланжа возникли такие породы, как метабазалты, габбро-амфиболиты, андрадит-уваровитовая минерализация по хромитовым рудам. Вслед за этим осуществлялись массовая серпентинизация ультрабазитов и формирование меланжа II типа. Метавулканы, метагаббро и габбро-амфиболиты синхронно с серпентинизацией были преобразованы в высокотемпературные родингиты.

Меланж II типа. Предположительно в девонское время (позднекаледонский орогенез) офиолитовый аллохтон был разбит на ряд пластин (чешуй), перемещенных на небольшие расстояния по системе надвигов неглубокого заложения. В основании этих пластин залегает меланж II типа. С этой стадией мы связываем процессы образования родингитовых и нефритовых метасоматитов, попадание в меланж регионально-метаморфизованных пород, сходных с породами «рамы» (зеленых сланцев и др.), а также процесс хризотил-лизардитовой серпентинизации. Образование хризотил-асбеста, поздние стадии низкотемпературного метасоматоза, а также дополнительное брекчирование пород, возможно, происходили уже в сформированной коре при фильтрации растворов вдоль зон разломов.

Наиболее интересны условия метаморфизма пород в меланже I типа, соответствующие модели глубинного надвига. Сопоставление ожидаемых *PT*-оценок контактово-метаморфических пород с наблюдаемыми (см. рис. 36) показывает, что первые соответствуют низким давлениям, при которых образование эклогитов, жадеитов, глаукофансодержащих пород возможно. Смещение точек *a* и *b* в область более высоких давлений возможно при наличии флюидного сверхдавления, возникающего в результате комбинации тех условий, о которых говорилось выше.

Полученные нами оценки *PT*-условий образования и диафтореза эклогитов и жадеитов в меланже I типа соответствуют средней океанической геотерме, а условия метаморфизма и метасоматоза в меланже II типа — континентальным условиям. Это может свидетельствовать о том, что, во-первых, надвиги и формирование меланжа I типа происходили в основном еще в океанических (или островодужных) условиях, а во-вторых, — этот процесс, хотя и был пульсационным, соответствовал одной модели полистадийной обдукции при сходном геотермическом градиенте. Поэтому приведенное выше выделение прогрессивного субдукционного и регрессивного обдукционного этапов достаточно условно.

Наконец, возникает вопрос о состоянии ультрабазитов на ранней стадии глубинного надвига, когда формировались эклогиты и жадеититы. Серпентинизация при этих условиях ($T > 600^{\circ}\text{C}$) невозможна, поэтому высокая пластичность, захват и будинаж тел эклогитов и жадеититов скорее всего обеспечивались диффузионной ползучестью (пластическим течением) оливина, чему благоприятствовали высокая температура и поступление

воды. При снижении температуры ниже 600—650° и (или) прекращении поступления воды процесс течения застопорился. Именно в этот период относительного покоя могли внедриться в ультрабазиты и зону меланжа дайки кислых пород и произойти выравнивание PT -градиента и снижение P_{H_2O} , благодаря чему формировались амфиболиты и альбититы, соответствующие пониженным давлениям.

Новый этап движения связан, вероятно, с началом массовой серпентинизации ультрабазитов. Это согласуется с предположениями А. В. Пейве [Тектоническая..., 1980] о том, что тектоническая расчлененность (т. е. крупные надвиги) локализуется на нескольких уровнях в литосфере. В таком случае более низкотемпературные породы повышенных давлений, одновременные с серпентинизацией, были захвачены на другом уровне надвигообразования. Иначе, учитывая необходимость поступления воды для серпентинизации и повышения P_{H_2O} в зоне меланжа, придется предположить поступление в зону субдукции новой порции обводненных пород.

Подчеркнем еще один структурный аспект проблемы. Пластина офиолитов, подстилаемая меланжем I типа с включениями пород высоких давлений, не всегда сама несет признаки метаморфизма высоких давлений. Правда, в Бурусском поясе в верхней пластине гипербазитов, подстилаемой меланжем I типа, фиксируются ранние высокотемпературные и, по-видимому, глубинные процессы деформаций при температуре 1200—1500°С [Петрология..., 1977]. Однако неясно, фиксируют они раннюю стадию глубинного надвига или пластические деформации в мантии до этой стадии. При отсутствии признаков высоких давлений в перекрывающей пластине следует признать, что она перекрыла позже ранее существовавший меланж (или зону) с породами высоких давлений.

Мы не затрагивали другие структурно-тектонические проблемы, связанные с формированием зон меланжа (изменчивая мощность этих зон, будинаж и «окавывание» ксенолитов, роль деформации и перекристаллизации в цементе и ксенолитов). Но и разобранных вопросов достаточно, чтобы подчеркнуть, что детальное изучение зон меланжа позволяет вскрыть механизм и историю глубинных и приповерхностных надвигов офиолитов в процессе их выведения в верхние горизонты земной коры.

ГЛАВА VI

ПЕРСПЕКТИВЫ ОФИОЛИТОВ ЗАПАДНОГО САЯНА НА ЮВЕЛИРНО-ПОДЕЛОЧНЫЕ ЖАДЕИТИТЫ И НЕФРИТЫ

Жадеитит и нефрит принадлежат к числу традиционных видов ювелирно-поделочных камней, пользующихся высоким спросом на мировом рынке. Лучшие сорта мономинерального просвечивающего и прозрачного изумрудно-зеленого жадеитита из Бирмы по стоимости нередко приравниваются к изумруду [Киевленко и др., 1974]. Очень популярны камнерезные изделия из яркоокрашенных разновидностей восточно-саянского нефрита.

Прогноз и поиски месторождений высокодекоративных жадеититов и нефритов в настоящее время являются весьма актуальной проблемой. От ее успешного решения во многом зависит создание прочной минерально-сырьевой базы цветного камня в СССР.

Мы попытаемся дать общую оценку перспектив на жадеитит и нефрит офиолитовых поясов Западного Саяна, а также некоторые методические рекомендации по поискам и разведке месторождений жадеитита,

КРИТЕРИИ, ПРЕДПОСЫЛКИ ПРОГНОЗА, ПОИСКОВ ЖАДЕИТОВОЙ И НЕФРИТОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЖАДЕИТИТА

Региональные критерии и предпосылки включают геолого-структурные, литолого-петрографические и петрохимические критерии жадеитоносности офиолитовых комплексов.

К геолого-структурным критериям отнесены степень тектонической нарушенности и особенности строения разрезов офиолитовых комплексов. Жадеитоносные офиолиты характеризуются максимальной тектонической нарушенностью и наличием мощных зон меланжа. Спецификой Борусского пояса является также то, что габброиды составляют ничтожно малый процент разреза офиолитов, отсутствует комплекс параллельных даек. Широко развиты двуполовошпатовые граниты, гранодиориты, т. е. гранитоиды андезитового ряда. Аналогичные особенности характерны и для Итмурундинского пояса с жадеититами в Северном Прибалхашье [Добрецов, Пономарева, 1965]. Однако в жадеитоносной (западной) части Войкаро-Сыньинского массива на Полярном Урале гранитоиды практически отсутствуют.

Многообразны литолого-петрографические признаки жадеитоносных офиолитов: преимущественно антигоритовый состав серпентинитов, наличие куммингтонитовых псевдоморфоз по энстатиту при антигоритизации гарцбургитов, присутствие эклогитов, гранатовых амфиболитов, натровых метасоматитов (альбититов, натролититов), существенно кремнисто-вулканогенный характер ассоциирующих толщ. Эти признаки свойственны Борусскому, Итмурундинскому поясам и Полярному Уралу.

В качестве петрохимических критериев положительной оценки потенциальной жадеитоносности офиолитовых комплексов, судя по особенностям Борусского пояса сравнительно с другими поясами Западного Саяна (см. главу I), можно использовать такие характеристики, как отношение Cr_2O_3/TiO_2 в дунитах и гарцбургитах, степень окисленности железа $Fe_2O_3/FeO \leq 1$ в серпентинитах, близость состава габброидов к породам габбро-сиенитовых комплексов.

Эмпирически благоприятным геохимическим признаком жадеитоносных офиолитов, возможно, является цинковая специализация ультрабазитов и ассоциирующих метасоматитов. В Борусском поясе содержание цинка достигает больше 100 г/т.

Перечисленные критерии можно использовать на стадии прогнозирования и общих поисков месторождений.

К локальным поисковым критериям относятся геолого-структурные, литолого-петрографические, минералогические, геоморфологические и петрофизические. В основе их лежат следующие признаки [Татаршинов, Кизияров, 1979; Татаршинов и др., 1980а, б].

Тела жадеититовых пород локализуются в интенсивно будинированных, рассланцованных, оталькованных и карбонатизированных антигоритовых серпентинитах зон меланжа. Вблизи тел жадеититов серпентиниты дезинтегрированы до мелких обломков, дресвы, щебня, сцементированных пестроокрашенными глинами. На присутствие жадеититов в зонах полимиктового меланжа указывают находки родственных пород — альбититов, льдистого кварца, эклогитов, гранатовых амфиболитов, фенгит-кварцевых пород, диафоритов хлоритового состава с обильной магнетитовой и сульфидной минерализацией. Хорошим минеральным признаком жадеитоносности конкретных зон меланжа является присутствие обломков радиально-лучистого амфибола актинолитового ряда, вермикулит-актинолитовых пород, тогда как нефриты и родингиты редки.

Эффективны и надежны при поисках месторождений жадеитита геоморфологические признаки, выявленные нами в последние годы и успешно внедренные в практику работ. Жадеитоносные участки зон серпенти-

нитового меланжа на местности выражены отрицательными формами рельефа типа седловин, впадин, выположенных участков крутых склонов гор. На фоне отрицательных морфоструктур рельефа тела жадеитовых и альбитовых пород, эклогитов образуют положительные микроформы.

Ультрабазиты характеризуются довольно широким диапазоном значений физических свойств. Средние значения плотности различных петрографических типов пород варьируют от 2,6 до 3,4 г/см³. Максимальной плотностью обладают первичные ультрабазиты и жадеититы (2,9—3,30 г/см³). По аномальным значениям плотности жадеититы в зонах серпентинитового меланжа теоретически должны хорошо картироваться. Особенно контрастны значения магнитной восприимчивости изученных пород (см. табл. 1). Жадеититы характеризуются минимальными значениями этого параметра по сравнению с другими типами пород. Таким образом, величины плотности и магнитной восприимчивости жадеитовых пород позволяют надеяться на успешную разработку геофизических критериев поисков жадеитовых месторождений (детальная магнито- и гравиметрия).

Основными критериями оценки продуктивности жадеитовых тел являются минералогические и петрографические.

Признаками наличия высококачественного ювелирно-поделочного жадеитита служат: 1) особенности состава жадеитового пироксена, включающего такие разновидности, как хром-жадеит, хром-диопсид-жадеит, диопсид-жадеит. Пироксены, по составу отвечающие чистому жадеиту, за редким исключением, не представляют интереса для камнесамоцветной промышленности; 2) ассоциации жадеитового пироксена с хромшпинеллом, миллеритом, пентландитом, халькопиритом, слюдами, альбитом, карбонатами; 3) тонко- и мелкозернистая, радиально-лучистая структура жадеитовой породы.

Все перечисленные выше предпосылки и критерии жадеитовой минерализации рекомендуется использовать в комплексе при планировании и ведении поисков.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ НЕФРИТА

Предпосылки прогноза и критерии поисков нефритовой минерализации разрабатывались многими исследователями [Терещенко, 1975; Секерин, 1979; Замалетдинов, 1981; и др.]. Наши данные по Западному Саяну во многом подтверждают выводы, полученные ими, а иногда позволяют дополнить их новыми критериями.

К геолого-структурным и литолого-петрографическим предпосылкам нефритовосности мы относим наличие в разрезе офиолитов габброидов и/или комплекса параллельных даек, покровно-чешуйчатое строение офиолитов, наличие структур мономиктового меланжа при отсутствии в них глубинных пород, существенно лизардитовый и хризотил-лизардитовый состав серпентинитов, присутствие в разрезе океанической коры известково-карбонатных пород, развитие процессов метасоматической родингитизации и «внутреннего» метаморфизма ультрабазитов, соответствующих низкотемпературной субфации зеленосланцевой фации.

Нефритовосные (как и жадеитовосные) ультрабазиты относятся к магнезиальному (хромитовосному) геохимическому типу [по О. М. Глазуну, 1981]. Степень окисленности железа в серпентинитах, вмещающих нефритовосные родингиты I [Секерин и др., 1977], локальные поисковые признаки и оценочные критерии нами не разрабатывались.

О НАПРАВЛЕНИИ ПОИСКОВЫХ РАБОТ

Ультрабазиты Брусского пояса перспективны на обнаружение как жадеитовой, так и нефритовой минерализации. Поиски месторождений ювелирно-поделочного жадеита нужно сосредоточить в пределах выяв-

ленных Кантеги́ро-Енисейской, Казанашкинской, Уртенской, Центрально-Борусской и Кашкаретской жадеитоносных зон, а также в полосе серпентинитового меланжа I типа, приуроченного к Южно-Борусскому глубинному надви́гу (см. рис. 2).

В пределах большинства упомянутых выше жадеитоносных структур обособляются локальные перспективные участки, которые рекомендуется опосредованно искать в первую очередь (Кашкарет, Ора-Суг, Юркогол, Кашкарет). В Казанашкинской и Уртенской зонах таких участков пока не выделено.

Площадь, перспективная на обнаружение месторождений нефрита, расположена южнее поля жадеитоносных структур. Общий контур ее охватывает область распространения сравнительно мелких зон серпентинитов существенно лизардитового состава среди пород чингинской свиты с горизонтами известняков, т. е. соответствует зонам меланжа II типа.

Полоса пород чингинской свиты, среди которых могут быть встречены нефритоносные структуры, протягивается параллельно Южно-Борусскому надви́гу, ограничиваясь р. Казанашкой на западе и Енисеем на востоке.

На северо-восточном окончании Борусского массива и в юго-западной части Березовского могут быть нефритоносными участки серпентинитов, где широко развиты габброиды (верховья р. Кашкарет и бассейн Абдыра).

К локальным участкам, заслуживающим наибольшего внимания в качестве первоочередных объектов, следует отнести участок в районе р. Таловки, правого притока р. Кантегир, где имеются прямые находки и все предпосылки нефритовой минерализации. Таким образом, перспективы Борусского пояса на жадеит и нефрит весьма значительны. При этом следует выделять его северо-западную, существенно жадеитоносную, и юго-восточную нефритоносные части.

Ультрабазиты Куртушибинского пояса следует рассматривать главным образом с точки зрения нефритоносности. В первую очередь перспективны на нефрит Куртушибинский и Иджимский массивы. Эргакский и Калнинский массивы, расположенные севернее Куртушибинского, также отнесены в разряд перспективных, но в качестве поисковых объектов второй очереди (учитывая их труднодоступность).

Предпосылки жадеитовой минерализации в Куртушибинском поясе, по нашему мнению, отсутствуют. Единственный участок, где имеется возможность формирования жадеитосодержащих тел, является бассейн р. Урбун. Из-за пространственной удаленности, своеобразия геологической позиции офиолитовый комплекс в районе Урбуна, по-видимому, нецелесообразно включать в состав Куртушибинского пояса.

Наличие глаукофановых пород, структур типа меланжа [Добрецов, Пономарева, 1977] и интенсивная тектоническая нарушенность офиолитов позволяют нам положительно оценить перспективы на жадеит Урбунской площади и рекомендовать ее для специализированных поисков.

Безусловно, первоочередным объектом для постановки поисковых работ необходимо считать район известного Куртушибинского месторождения нефрита [Секерин, 1979], где общие контуры перспективной нефритоносной зоны определяются границей габброидов с серпентинитами. Образование родингито-нефритовых тел здесь не только пространственно, но и генетически связано с меланжем. Сходный тип нефритовой минерализации ожидается к югу от Куртушибинского месторождения.

Другой тип нефритовых образований изучен крайне слабо, хотя качество нефрита высокое. Имеется в виду нефритовая минерализация, выявленная в меланже подошвы Иджимского массива ультрабазитов. Она приурочена к границе кварцитов чингинской свиты с лизардитовыми серпентинитами, маркируемой зоной мономиктового меланжа. Эта зона меланжа также представляет большой интерес для обнаружения залежей новой разновидности ювелирно-поделочного камня — шпинель-уваровитовой породы, которая была обнаружена здесь А. В. Татаринковым.

Степень изученности Северо-Саянского пояса не позволяет в настоящее время выделить локальные участки или зоны, перспективные на кампесомцветное сырье. Учитывая наличие благоприятных геологических признаков и предположение на нефрит, сходство его с Куртушибинским поясом, Северо-Саянский пояс мы рассматриваем в качестве одного из основных объектов для постановки специальных исследований. Находки родингитов, по составу близких к родингитам, ассоциирующих с нефритом, геолого-структурные особенности офиолитов и характер метаморфизма ультрабазитов Северо-Саянского пояса убедительно свидетельствуют о его потенциальной нефритоносности.

ОСОБЕННОСТИ МЕТОДИКИ ПОИСКОВ И ОЦЕНКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮВЕЛИРНО-ПОДЕЛОЧНОГО ЖАДЕИТИТА

На стадии общих поисков основными методами исследований являются валунно-галечный и шлиховое опробование. Опоисковываются в первую очередь водотоки, дренирующие тела офиолитов вкост простирания и пересекающие зоны серпентинитового меланжа. Цель этих работ — поиски россыпных месторождений жадеитита и предварительное оконтуривание жадеитоносных участков меланжа.

Затем проводится опоискование выделенных жадеитоносных структур, уточняются их параметры и выясняется продуктивность. Масштаб детальных поисков определяется размерами жадеитоносных участков зон меланжа. Наиболее оптимальным является масштаб 1 : 25 000—1 : 5000. Большое значение имеет геоморфологический анализ местности (путем изучения топографической карты и дешифрирования аэрофотоснимков). В результате геоморфологического анализа на топооснове в границах жадеитоносных структур выделяются выположенные участки рельефа (пологие склоны, седловины и т. д.). Скальные гребни водоразделов и склонов или совсем исключаются из поисков, или обследуются по более разреженной сети, чем пологие участки местности.

На первом этапе маршрутным картированием масштаба 1 : 25 000—1 : 10 000 уточняются границы серпентинитового меланжа в пределах отрицательных морфоструктур рельефа, приблизительно оконтуриваются участки полимиктового меланжа и отыскиваются блоки, глыбы пород с жадеитовой минерализацией. На общем фоне отрицательных структур рельефа тщательно картируются участки развития положительных микроформ. Маршруты задаются как вкост простирания, так и по простиранию зон меланжа.

На втором этапе проводятся геофизические исследования (магнитометрия, электроразведка и гравиметрия) по сети 50×10 м. Эти работы необходимы для выявления блоков, крупных глыб различного состава в участках зон полимиктового меланжа и выделение среди них тел, сложенных жадеитовыми породами. Сеть наблюдений сгущается до 20×5 м на участках развития положительных микроформ рельефа и в районах находок жадеитосодержащих пород по данным маршрутного исхаживания.

На третьем этапе стадии детальных поисков проводятся маршрутные поиски по тем же профилям, что и геофизические исследования. Маршрутные поиски сопровождаются заверкой геофизических аномалий горными выработками (шурфами, канавами). Сеть маршрутных наблюдений 50×20 м. В каждой точке наблюдения производится копушение (до глубины 0,5—0,7 м), визуальное изучение состава обломочного материала с отбором проб из рыхлой глинисто-песчаной фракции весом 1—1,5 кг для промывки и последующего изучения мелкой фракции под биноклем. Опробование рыхлого материала, извлеченного из копушей, — один из важнейших элементов детальных поисков (независимо от того, были или не были поставлены опережающие площадные геофизические исследования). Как показал опыт работ на участках Кашкарак и Кашкарет, тело жадеититов размером 3×6 м в плане дает ореол разноса обломков вниз

по склону на 20 м, который нетрудно обнаружить при изучении материала колушей. Кроме решения вопроса поисков жадеитовой минерализации, копушение позволит произвести предварительную перспективную разбраковку проявлений по наличию или отсутствию яркоокрашенных и просвечивающих обломков жадеитита в механических ореолах.

Маршрутные поиски на любой стадии сопровождаются отбором штучных проб и проб — монолитов из всех разновидностей жадеитовых пород.

Одна из главных подстадий детальных поисков — поисково-оценочные работы. Для мелких тел жадеитита эта подстадия, по существу, является завершающим этапом их промышленной оценки. В поисково-оценочную подстадию оконтуриваются и опробовываются все выявленные тела жадеититов. Последние в зависимости от морфологии вскрываются и прослеживаются либо серией параллельных канав с расстоянием между ними 5—20 м (жилоподобные тела), либо крестообразными канавами (тела близометрической формы). Расстояния между канавами могут варьировать весьма значительно и определяются протяженностью жадеитовых тел. Канавы должны не менее чем на 3—5 м выходить за пределы жадеитосодержащих тел, так как часть промышленно ценной минерализации бывает сосредоточена в узких ореолах вокруг них. С помощью канав и расчисток осуществляется минералого-петрографическое картирование жадеитовых тел с выделением однородных по окраске, составу, структуре, текстуре разновидностей пород. Из каждого типа пород отбираются пробы — монолиты для исследования качества сырья. Особое внимание уделяется оконтуриванию краевых зон (оторочек) жадеитовых тел, обломочных ореолов жадеититов, возникших в процессе дезинтеграции оторочек. С этой целью отдельные участки тел вскрываются по периметру траншеями. Траншеями также обнажаются все продуктивные участки жадеитовых тел, обнаруженные канавами. Эти участки подвергаются валовому опробованию сплошной задиркой секциями $1 \times 1 \times 1$ м. Размер секций может быть уменьшен, если параметры продуктивных зон незначительны. Проходка и опробование горных выработок по телам с жадеитовой минерализацией осуществляется без применения ВВ, с помощью перфораторов, клиньев. Допустимо применение в качестве ВВ пороха при проходке интервалов выработок по непродуктивным частям жадеитовых тел.

Необходимо учитывать валовое опробование рыхлых глинисто-обломочных образований вокруг тел, где в виде мелких обломков нередко локализуется лучший по качеству ювелирно-поделочный материал. Отбор проб производится секциями объемом 1 м^3 . В этом случае важно предусмотреть тщательную промывку водой всего извлекаемого обломочного материала.

В процессе поисково-оценочных работ полностью отрабатываются мелкие продуктивные жадеитсодержащие тела. Разведываются лишь наиболее крупные залежи (типа тела № 1 участка Кашкарак). В стадию разведки производится глубинная оценка жадеитовой минерализации буровыми скважинами, опытная карьерная эксплуатация продуктивных тел. Закладываются подземные горные выработки тяжелого типа (штольни, уклоны, глубокие шурфы с рассечками).

Бурением уточняются форма тел, их размеры, прослеживаются и оконтуриваются продуктивные зоны (участки) с сортовым камнем. При промышленной оценке жадеитсодержащих тел, помимо их детального минералого-петрографического картирования, изучается блочность (естественная кусковатость) жадеитовых пород путем замера площадной и линейной интенсивности трещиноватости, пространственной ориентировки трещин, измерения естественных форм блоков. Этот вид работ необходим не только для оценки жадеититов как ювелирно-поделочного камня, но и для изучения возможности применения несортowych их разновидностей в производстве высокодекоративных облицовочных плит.

Известную трудность при поисках жадеитовой минерализации шлиховым методом представляет идентификация жадеитовых пироксенов. Диагностика пироксенов, близких по составу к теоретическому жадеиту,

не вызывает особых затруднений и производится обычными иммерсионными методами. Сложности возникают при диагностике жадеитовых пироксенов сложного состава (диопсид-жадеит, космохлор-диопсид-жадеит), оптические константы которых близки омфакиту и диопсиду. Поэтому в подобных случаях необходимо применение рентгеновского метода или рентгеноспектрального анализа на микрозонде.

ПРОБЛЕМЫ КОМПЛЕКСНОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ЖАДЕИТИТОВ

Жадеититы Бурусского пояса заметно отличаются от жадеититов Бирмы, Северного Прибалхашья, Полярного Урала и других районов текстурой, структурой, окраской, составом (табл. 39), т. е. свойствами, определяющими ценность их как ювелирно-поделочного сырья. Колориметрическое изучение образцов жадеитита (табл. 40) показало, что западно-сибирские жадеититы характеризуются более узким диапазоном значений показателей цветового тона и яркости (светлоты), чем прибалхашские. По значениям этих параметров они занимают промежуточное положение между полярно-уральскими и прибалхашскими жадеититами. На основании количественных колориметрических характеристик можно заключить, что среди жадеититов Западного Саяна практически отсутствуют разновидности, окрашенные в сине- и травяно-зеленые тона (диапазон 484—520 нм), а преобладают зеленые, разбавленные желтым цветом.

Отличительной особенностью жадеититов Бурусского пояса является широкий спектр текстур и структур: призматически-зернистые, бластомилонитовые, брекчиево-флюидальные, сферолитовые, радиально-лучистые, полосчатые, пятнистые.

Одна из актуальных задач на сегодняшний день — изучение рынков сбыта, обеспечение надлежащей рекламы тем разновидностям ювелирно-

Т а б л и ц а 39

Физико-механические свойства жадеититов Бурусского пояса

Свойства	Образец		
	11/2	В-2	29/2
Скорость распространения упругих колебаний, м/с	7600(1,03)	9810(1,82)	8610(0,16)
Прочность на одноосное сжатие, кг/см ²	3640(18,19)	9360(10,7)	3830(37,66)
Прочность на разрыв, кг/см ²	440(15,74)	1120(13,73)	655(16,19)
Объемный вес, г/см ³	3,08(0,32)	3,30(0,30)	3,26(0,79)
Удельный вес, г/см ³	3,09(0,65)	3,39(0,42)	3,30(0,80)

Примечание. В скобках — значение коэффициента вариации. Обр. 11/2 — призматически-зернистый жадеитит из мономинеральных жадеитовых тел; В-2 — мелкозернистый жадеитит бластомилонитовой структуры; 29/2 — жадеитит сферолитового строения с хромшпинелидом и сульфидами (жадеитизированные апоэпидиотитовые амфиболиты).

Т а б л и ц а 40

Сравнительная колориметрическая характеристика жадеититов из месторождений различных районов СССР

Район	Цветовые координаты		Светлота (Y')	Цветовой тон (λк, нм)
	X	Y		
Западный Саян (Бурусский пояс)	0,3030—0,3176	0,3346—0,3638	0,562—11,229	539—564
Прибалхашье	0,3040—0,3156	0,3265—0,3789	4,626—11,425	516—565
Полярный Урал	0,3033—0,3115	0,3388—0,3533	9,914—11,364	540—555

Примечание. Цветовые координаты рассчитаны А. Я. Вохмицевым в системе ХУ (МОК) по спектрам диффузного отражения (пропускания), снятым в видимом диапазоне 400—750 нм на спектрофотометре СФ-18.

поделочного жадеитита, которые не имеют аналогов среди сырья из известных месторождений Бирмы, Филиппин, Прибалхашья, Полярного Урала. К таким своеобразным по фактуре породам относятся в первую очередь грубополосчатые мелкозернистые нефритоподобные черно-зеленые жадеититы, темно-зеленые бластомилониты, а также жадеититы ярко выраженного сферолитового строения.

Выход высокосортного ювелирно-поделочного сырья для изученных тел жадеитовых пород Борусского пояса невелик. Данный факт наряду с неравномерным прожилково-гнездовым характером распределения полезной минерализации значительно усложняет и удорожает процесс добычных работ.

Высокие прочностные свойства жадеитовых пород (см. табл. 39) и специфика отработки месторождений цветного камня, исключая применение взрывчатых веществ, как показал опыт оценки отдельных тел, дополнительно увеличивают затраты по извлечению ювелирно-поделочного сырья.

В этой связи главной проблемой освоения западносибирских жадеитовых месторождений является комплексное использование жадеитовых пород. Прежде всего необходимо изучить физико-механические свойства различных по составу, структуре, текстуре жадеитов с целью определения возможностей применения их в строительстве, технике, медицине.

Многие разновидности жадеитовых пород могут быть с успехом использованы в производстве высокодекоративных малоразмерных облицовочных плит. Высокая твердость, износостойкость, прочностные характеристики (см. табл. 39), прекрасная полируемость жадеитовых пород — перечень тех немногих изученных свойств, которые еще не оценены по достоинству техникой и промышленностью. Пока не исследованы теплофизические, магнитные, электрические и многие другие физические характеристики, абразивные свойства жадеитового камня, которые могли бы значительно расширить область его применения.

Мономинеральные альбитовые породы, ассоциирующие с жадеитовыми, являются значительным по масштабам потенциальным источником сырья для керамики, производства стекла, возможно, абразивов. Однако с этой точки зрения они еще не изучались. Зоны меланжа в офиолитах не привлекали должного внимания специалистов как потенциально рудосносные структуры и как своеобразные минерагенические зоны. Например, в Борусском поясе в зонах меланжа I типа установлен целый ряд проявлений рудной минерализации, приуроченной к телам жадеитизированных апоэктолитовых амфиболитов, слюдитов, серпентинитов, хлорит-магнетитовых диафоритов: миллерита, пентландита, халькопирита, молибденита, галенита (с гринокитом), хромита, магнетита. К сожалению, масштабы оруденения в большинстве случаев незначительны. Но, судя по протяженности отдельных тел с фенгит-сульфидной минерализацией, они могут оказаться более перспективными. Антигоритовые серпентиниты меланжа I типа в отдельных участках содержат аномально-высокие концентрации никеля (0,4—1,0 вес. %), значительная часть которого связана с сульфидами.

Если зоны меланжа древних глубинных надвигов типа Борусского специализированы на никель, кобальт, медь, свинец, кадмий, то зоны меланжа, трассирующие молодые надвиги неглубокого заложения, в других офиолитовых поясах могут содержать качественно иную минерализацию. Одним из примеров, иллюстрирующим сказанное, является меланж в офиолитах Теректинского пояса Горного Алтая (район Казнахтинского массива ультрабазитов). Здесь в 1981 г. А. В. Татариновым, Г. Г. Неселовым и С. Г. Прокудиным обнаружены значительные скопления редкого минерала стихтита. Стихтит — водный карбонат магния и хрома, содержит свыше 20% Cr_2O_3 и, очевидно, может являться легкообогатимой рудой на хром. Содержание стихтита в серпентинитах меланжа достигает 5—10% и более. Кроме того, он может использоваться как поделочный камень [Смит, 1980]. В той же зоне серпентинитового меланжа по р. Каз-

пахте имеются проявления хризотил-асбеста, а в metabазитах выявлены кальцитовые жилы с эритрином и сульфидными минералами. Одна из жил, мощностью 15—20 см и вскрытая на протяжении 2—3 м, содержит до 50—90% эритрина. Метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы образуют пологую антиклинальную складку с размахом крыльев около 200 м. Кварц-карбонатные прожилки с эритриновой минерализацией приурочены к сводовой части антиклинали, где также наблюдаются отторженцы серпентинитов. Поверхность свода складки одновременно является и поверхностью надвига.

Процесс образования стихтита и эритрина связан с надвигом последевонского времени.

Примеры изученных нами меланжевых структур Борусского, Куртушибинского и Теректинского офиолитовых поясов, резко различающихся рудной и нерудной специализацией, дают основание заключить, что меланж в офиолитах многообразен и формируется на самых различных стадиях становления офиолитовых комплексов. Систематика меланжей, их типизация, а также целенаправленная оценка на различные виды полезных ископаемых, как нам кажется, — одно из наиболее перспективных направлений дальнейшего изучения офиолитов.

Зоны серпентинитового меланжа, по-видимому, привлекут внимание исследователей как важное звено генезиса офиолитов, особенно в тектоническом аспекте. Здесь еще много нерешенных проблем. Необходимо уточнение физической модели горизонтальных (или наклонных) перемещений двух плит с меланжем между ними. Возможно, меланж с высокопластичным цементом и твердыми округлыми включениями (размер которых в сформировавшемся меланже стандартизирован) играет роль, сходную с шарикоподшипником. Дискуссионными остаются вопросы соотношения серпентинитового меланжа и олистостромы, в частности генезис меланжево-олистостромовых ассоциаций разного типа.

Не менее важны петрологические аспекты изучения зон меланжа. Они дают информацию о наиболее глубинных процессах надвигообразования, как правило, недоступных непосредственному изучению, а также о всей последующей динамике процесса, запечатленной в последовательной смене минеральных ассоциаций во включениях в меланже. Важное, еще недостаточно изученное звено — исследование последовательности преобразований в ультрабазитовом цементе, а также изучение продуктов реакции ультрабазитов и включений на разных стадиях их преобразований. Устанавливается многостадийность и разнообразие процессов серпентинизации и разное их соотношение с этапами метаморфизма включений и «рамы».

В книге показана также важность изучения зон меланжа в практическом отношении, прежде всего в аспекте поисков камнесамоцветного сырья, а также потенциальные возможности этих зон на асбест, сульфидно-никелевое оруденение, хромитовые руды нового типа.

- Алтухов Е. Н., Глазунов О. М. Структурное положение гипербазитов юга Сибири и особенности их геохимии.— Геол. и геофиз., № 10, 1976, с. 3—16.
- Бакиров А. Б., Добрецов Н. Л. Метаморфические комплексы восточной части Средней Азии. Фрунзе: Илим, 1972. 136 с.
- Бахтин А. И., Манаков Р. А. Исследование моноклинных пироксенов методом оптической и мессбауэровской спектроскопии.— Геохимия, 1976, № 3, с. 433—440.
- Беличенко В. П., Вохменцев А. Я., Платонов А. Н., Кизияров Г. П., Татаринев А. В., Сутурин А. Н., Буканов В. В., Эфрос Б. Д. Оптико-спектроскопическое исследование ювелирных жадеитов из месторождений СССР.— В кн.: Конституция и свойства минералов. Вып. 13. Киев: Наукова думка, 1979, с. 45—52.
- Берзин П. А. Меланжево-олигостромовый комплекс в кембрийских отложениях Тувы и Зап. Саяна.— В кн.: Главные тектонические комплексы Сибири. Новосибирск: ИГиГ, 1980, с. 104—109.
- Бородин Л. С. Геохимия главных серий изверженных пород. М.: Недра, 1981. 194 с.
- Буртман В. С. Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. М.: Наука, 1976. 164 с.
- Василенко В. Б., Добрецов Н. Л., Пономарева Л. Г. Геохимия щелочей и малых элементов в метаморфических породах Кургушбинского офиолитового пояса.— В кн.: Многофазные физико-химические системы. Новосибирск: Наука, 1980, с. 130—157.
- Велинский В. В. Кембрийский вулканизм Западного Саяна. Новосибирск: Наука, 1968. 153 с.
- Велинский В. В. Альпийские гипербазиты переходных зон океан-континент. Новосибирск: Наука, 1979. 263 с.
- Воробьев Е. И., Костровицкий С. И., Владимиров Б. М., Арсенюк М. И., Соловьева Л. В. Стронций, барий и редкоземельные элементы в кальцитах из кимберлитов Якутии.— Геохимия, 1978, № 9, с. 1343—1349.
- Гедлик В. Минералогия и генезис нефрита из Ийорданова (Нижняя Силезия, Польша).— Зап. ВМО, 1968, № 1, вып. 97, с. 96—98.
- Глазунов О. М. Распределение стронция в габброидах Саяно-Байкальской области.— Докл. АН СССР, 1970, т. 192, № 6, с. 1356—1359.
- Глазунов О. М. Геохимия и вопросы рудоносности гипербазитов континентальных областей. Автореф. докт. дис. Иркутск, 1977. 53 с.
- Глазунов О. М. Контаминация и рудоносность габброидной магмы в геохимическом аспекте.— В кн.: Контактные процессы и оруденение в габбро-перидотитовых интрузиях. М.: Наука, 1979, с. 108—124.
- Глазунов О. М. Геохимия и рудоносность габброидов и гипербазитов. Новосибирск: Наука, 1981. 191 с.
- Глазунов О. М., Горнаков Ю. Н. Гипербазиты и химический состав верхней мантии складчатого обрамления юга Сибирской платформы.— Геохимия, 1973, № 5, с. 723—731.
- Грудинин М. И., Секерин А. П. Новый тип нефритовых месторождений Средне-Витимской горной страны.— В кн.: Минералы и минеральные ассоциации Восточной Сибири. Иркутск, 1977, с. 172—178.
- Дергунов А. Б., Казак А. П., Молдавандцев Ю. Е. Серпентиновый меланж и структурное положение гипербазитового массива Рай-Из (Полярный Урал).— Геотектоника, 1975, № 1, с. 28—34.
- Добрецов Н. Л. Минералогия, петрография и генезис гипербазитов, жадеитов и альбититов хр. Борус (Западный Саян).— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. 1. Новосибирск: РИО СО АН СССР, 1963, с. 242—316.
- Добрецов Н. Л. Жадеитовые породы как индикаторы высоких давлений в земной коре.— В кн.: Петрографические формации и проблемы петрогенезиса. М.: Наука, 1964а, с. 137—150.

- Добрецов Н. Л. К проблеме генезиса гипербазитов.— Геол. и геофиз., 1964б, № 3, с. 3—20.
- Добрецов Н. Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР и их генезис. Автореф. докт. дис. Новосибирск: ИГиГ, 1970. 48 с.
- Добрецов Н. Л. Глаукофановые и эклогит-глаукофановые комплексы СССР. Новосибирск: Наука, 1974. 429 с.
- Добрецов Н. Л. Петрохимические особенности океанических и раннегеосинклинальных базальтов.— Геол. и геофиз., 1975, № 2, с. 11—25.
- Добрецов Н. Л. Модель глаукофансланцевого метаморфизма и ее отношение к проблемам францисканской толщи Калифорнии.— Геол. и геофиз., 1978, № 11, с. 7—13.
- Добрецов Н. Л., Пономарева Л. Г. Сравнительная характеристика полярноуральских и прибалхашских жадеитовых и ассоциирующихся с ними пород.— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Вып. 31. Новосибирск: Наука, 1965, с. 178—244.
- Добрецов Н. Л., Пономарева Л. Г. Новые данные о составе и возрасте фундамента Зайсанской геосинклинали.— Геол. и геоф., 1969, № 3, с. 121—125.
- Добрецов Н. Л., Зуенко В. В., Шемякин М. Л. Статистические методы в геологии. Новосибирск: Наука, 1974а. 142 с.
- Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Соболев Н. В. Фации регионального метаморфизма высоких давлений. М.: Недра, 1974б. 328 с.
- Добрецов Н. Л., Пономарева Л. Г. Офиолиты и ассоциирующие глаукофановые сланцы Куртушибинского хребта (Зап. Саян).— Геол. и геофиз., 1976, № 2, с. 40—53.
- Добрецов Н. Л., Пономарева Л. Г. Борусский офиолитовый пояс.— В кн.: Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна). Новосибирск: Наука, 1977, с. 157—175.
- Добрецов Н. Л., Пономарева Л. Г. Метаморфические формации западной части Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Петрология и геохимия метаморфических формаций Сибири. Новосибирск: Наука, 1978, с. 3—37.
- Добровольская М. Г., Ровна В. С., Ценин А. И., Илунин И. П. Сфалерит и халькопирит из глубинного ксенолита в кимберлитах.— Докл. АН СССР, 1975, т. 220, № 6, с. 1402—1405.
- Ермолов П. В., Добрецов Н. Л., Полянский Н. В. и др. Офиолиты Чарской зоны.— В кн.: Офиолиты. Алма-Ата: Наука, 1981, с. 103—175.
- Замалетдинов Р. С. Геолого-геохимические особенности месторождений нефрита Восточного Саяна, критерии нефритности и рациональная последовательность поисков и оценки месторождений нефрита. Автореф. канд. дис. Иркутск, 1981. 22 с.
- Исаков В. Н., Коробейников В. П. Разрезы докембрия и кембрия Борусского грабен-синклинория в Западном Саяне.— В кн.: Метаморфизм, ультраметаморфизм, гранитообразование. Новосибирск, 1970, с. 63—81.
- Казак А. П., Добрецов Н. Л., Молдаванцев Ю. Е. Глаукофановые сланцы, жадеиты, нефрит и везувяниты массива Рай-Из на Полярном Урале.— Геол. и геофиз., 1976, № 2, с. 60—66.
- Казак А. П., Молдаванцев Ю. Е. Новое проявление жадеитов в северной части гипербазитового массива Рай-Из.— Тр. ВСЕГЕИ. Нов. серия, 1976, т. 201, с. 119—123.
- Казьмин В. Г. К проблеме «альпийского меланжа».— Геотектоника, 1971, № 2, с. 19—28.
- Киевленко Е. Я., Сенкевич Н. Н., Гаврилов А. П. Геология месторождений драгоценных камней. М.: Недра, 1974. 328 с.
- Киевленко Е. Я., Сенкевич Н. Н. Геология месторождений поделочных камней. М.: Недра, 1976. 280 с.
- Кизияров Г. П., Татаринев А. В., Платонов А. А., Беличенко В. П., Завьялова Л. Л. Первые находки ювелирно-поделочного жадеитита в Западном Саяне.— Геол. и геофиз., 1978, с. 89—101.
- Коваленко И. В. Особенности формирования жадеитов на примере месторождений Прибалхашья и Полярного Урала. Автореф. канд. дис., М., 1981. 16 с.
- Колбанцев Р. В., Багдасаров Э. А. Особенности химического состава акцессорных хромшпинелидов полосчатого дунит-гарцбургитового комплекса Иджимского массива.— В кн.: Минералы и парагенезисы минералов горных пород и руд. Л.: Наука, 1979, с. 120—127.
- Колбанцев Р. В., Коняков А. З. О роли карбонатных пород в образовании нефрита.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Сибири. Т. II. Томск: Изд-во Томского ун-та, 1974, с. 80—81.
- Колесник Ю. Н. Нефриты Сибири. Новосибирск: Наука, 1966. 150 с.
- Коржинский Д. С. Очерк метамоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1953, с. 335—456.
- Коробейников В. П. Соотношение стратиграфических поверхностей и тектонических форм с изоградами прогрессивного метаморфизма в Джебашском выступе За-

- падного Саяна.— В кн.: Материалы по геологии, гидрогеологии, геофизике и полезным ископаемым Западной Сибири. Новосибирск, 1970, с. 76—81.
- Коробейников В. П.** Джебашский метаморфический комплекс Западного Саяна. Автореф. канд. дис. Томск, 1971. 23 с.
- Коробейников В. П., Исаков В. М.** К тектонике и стратиграфии метаморфических комплексов докембрия Западного Саяна.— В кн.: Материалы по геологии, геофизике и полезным ископаемым Сибири. Новосибирск, 1965, с. 115—116.
- Коробейников В. П., Щеглов А. П., Сурков В. С., Исаков В. М.** Ареальные офиолиты Восточной Тувы и диашировая модель развития структурных элементов подвижных поясов.— Геол. и геофиз., № 9, 1980, с. 19—33.
- Книппер А. Л.** История развития серпентинитового меланжа Малого Кавказа.— Геотектоника, 1971а, № 6, с. 87—100.
- Книппер А. Л.** Серпентинитовый меланж Малого Кавказа (внутреннее строение и возраст).— Геотектоника, 1971б, № 5, с. 11—26.
- Книппер А. Л.** Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975. 207 с.
- Кручинин Ю. Д., Кручинина Л. П., Устьянцева Т. А.** О влиянии окиси хрома на кристаллизацию стекол пироксенового состава.— Изв. АН СССР. Сер. Неорг. матер., 1972, т. VIII, № 5, с. 911—915.
- Кузнецов П. П.** Структурные особенности гипербазитовых поясов Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1980. 97 с.
- Кушев В. Г., Виноградов Д. П.** Метаморфогенные эклогиты. Новосибирск: Наука, 1978. 112 с.
- Лебедева Г. А., Калинин Ю. К., Озерова Г. П., Фролов Г. П.** Зональность в камчелитных трубах каменного литья Гондоложского пегматитового завода.— В кн.: Минералы — индикаторы особенностей вмещающей их среды. Л.: Наука, 1975, с. 157—162.
- Леонов М. Г.** Олистостромы в структуре складчатых областей. М.: Наука, 1981. 175 с.
- Ленезин Г. Г.** Метаморфические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1978. 230 с.
- Лодочников В. Н.** Серпентины и серпентиниты пльчирские и другие петрологические вопросы, с ними связанные. М.— Л.: Госгеолтехиздат, 1936. 818 с.
- Луцк Б. Г.** Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М.: Наука, 1975. 168 с.
- Ляшенко О. В., Волков Ю. А., Калачев С. Н., Милосердова Л. В.** Структурные критерии возможной нефритоносности офиолитовых поясов.— В кн.: Использование аэрокосмических материалов при региональных геологических исследованиях и прогнозной оценке полезных ископаемых. М., 1980, с. 32—35.
- Маракушев А. А.** Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М.: Наука, 1965. 327 с.
- Маракушев А. А.** Петрогенезис и рудообразование. М.: Наука, 1979. 260 с.
- Морковкина В. Ф.** Жадениты в гипербазитах Полярного Урала.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 4, с. 103—108.
- Морковкина В. Ф.** Жадениты и оливиниты в гипербазитах Полярного Урала.— В кн.: Неметаллические полезные ископаемые. М.: Наука, 1973, с. 144—153.
- Морковкина В. Ф., Гаврилова С. И.** Пироксениты красных зон Хараматалоуско-Войкарского гипербазитового массива и их петрографические особенности (Полярный Урал).— В кн.: Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов. М.: Наука, 1965, с. 7—67.
- Москалева В. Н.** К проблеме жадеита.— Геол. рудных месторожд., 1960, № 4, с. 107—113.
- Москалева В. Н.** К минералогии прибалхашских жадеитов.— Зап. ВМО, 1962, вып. 1, № 1, ч. 91, с. 38—49.
- Никольская Л. В., Самойлович М. И.** Об изоморфизме хрома и железа в хромдиопсиде Инаглинского массива.— Геохимия, 1975, № 11, с. 1968—1903.
- Павлов П. В.** Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов. М.: Изд-во АН СССР, 1949. 88 с.
- Пейве В. А.** Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4, с. 5—24.
- Перфильев А. С.** Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М.: Наука, 1979. 188 с.
- Перчук Л. Л.** Равновесия породообразующих минералов. М.: Наука, 1970. 320 с.
- Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна).** Новосибирск: Наука, 1977. 218 с.
- Пинус Г. В.** Структурное положение альпийских гипербазитов в Центрально-Азиатском складчатом поясе.— Геол. и геофиз., 1976, № 8, с. 3—10.
- Пинус Г. В., Агафонов Л. В., Леснов Ф. П.** Строение офиолитовых ассоциаций Монголии и возможный механизм их образования.— Геол. и геофиз., 1980, № 11, с. 26—34.
- Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов П. М.** Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 295 с.

- Платонов А. Н. Природа окраски минералов. Киев: Наукова думка, 1976. 264 с.
- Полянский Н. В., Добрецов Н. Л., Ермолов П. В., Кузубный В. С. Структура и история развития Чарского офиолитового пояса.— Геол. и геофиз., 1979, № 5, с. 66—78.
- Пополитов Э. И., Философова Т. М. Геохимическая характеристика продуктов начальных стадий геосинклинального развития (Западный Саян).— В кн.: Ежегодник СибГЕОХИ, 1971. Новосибирск, 1972, с. 83—88.
- Пополитов Э. И., Философова Т. М., Селиванова Г. И., Гуменок В. А. Геохимические особенности гранитоидов таннуольского комплекса (Тува).— В кн.: Ежегодник СибГЕОХИ, 1972. Иркутск, 1973а, с. 65—68.
- Пополитов Э. И., Философова Т. М., Селиванова Г. И. Геохимические особенности и генезис плагногранитных интрузий Западно-Саянской эвгеосинклинальной зоны.— Геохимия, 1973б, № 11, с. 1636—1643.
- Рашин Г. А. К вопросу об особой роли железа при кристаллизации основных силикатных расплавов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 12, с. 69—76.
- Свириденко А. Ф., Коваленко В. С., Смирнов А. А., Коваленко И. В., Гершиловский Л. Ю. Породообразующие и ювелирно-поделочные жадеиты Прибайкалья и Полярного Урала.— В кн.: Минералы и парагенезисы минералов горных пород и руд. Л.: Изд-во ЛГУ, 1979, с. 100—111.
- Секерин А. П. Особенности геологического строения, петрология и генезис нефритовых месторождений Саяно-Байкальской горной области. Автореф. канд. дис. Иркутск, 1979. 17 с.
- Секерин А. П., Якшин И. С., Груднин М. И. К вопросу об окислительно-восстановительных условиях в некоторых офиолитовых ассоциациях.— Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 4, с. 928—931.
- Сибилев А. К. Петрология и асбестовосность офиолитов (на примере Иджимского массива в Западном Саяне). Новосибирск: Наука, 1980. 216 с.
- Смит Г. Драгоценные камни. М.: Мир, 1980. 584 с.
- Соболев Н. Д. К петрохимии ультраосновных горных пород.— Геохимия, 1959, № 8, с. 679—695.
- Солонишко И. С., Струева О. М., Слоговой А. Г. Нефритоподобные тремолититы Верховцевского района (Среднее Приднестровье).— В кн.: Геохимия и рудообразование. Республ. межведом. сб., вып. 6. Киев: Наукова думка, 1977, с. 58—64.
- Соколов С. Д. Олиостромовые толщи и позднемерловые тектонические покровы офиолитовых зон Малого Кавказа. М.: Наука, 1977. 94 с.
- Сутурин А. Н., Замалетдинов Р. С., Летников Ф. А., Секерин А. П., Бурмакина Г. В., Сутурин Т. А., Платонов А. Н., Бишченко В. П., Вохменцев А. Я. Минералогия и генезис нефритов СССР.— В кн.: Самоцветы. (Материалы XI съезда ММА). Л.: Наука, 1980, с. 87—96.
- Сутурин А. Н., Сутурин Т. А. Диопсидовый нефрит из месторождений Восточного Саяна.— В кн.: Собрание молодых ученых по минералогии, геохимии и методам исследования минералов (Тезисы докладов). Владивосток, 1976, с. 21.
- Сутурин А. Н., Якшин И. С., Замалетдинов Р. С. Месторождения нефрита в Восточном Саяне.— В кн.: Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов. М.: Наука, 1973, с. 245—247.
- Татаринов А. В., Кизияров Г. П. Критерии поисков и оценки жадеитовой минерализации в ультрабазитах Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Геология, методы поисков, разведки и оценки месторождений ювелирно-поделочных и поделочных камней. (Тезисы докладов). Иркутск, 1979, с. 46—47.
- Татаринов А. В., Кизияров Г. П., Артеменко Л. А. Опыт поисков и оценки месторождений жадеитов в Западном Саяне.— В кн.: Прогнозирование, поиски и оценка месторождений линзооптического и камнесамоцветного сырья. (Тезисы докладов). М., 1980а, с. 16—17.
- Татаринов А. В., Кизияров Г. П., Завьялова Л. А., Брандт С. Б. Рудные минералы и особенности происхождения месторождений жадеитов и нефритов в ультрабазитах Сибири.— Докл. АН СССР, 1980б, т. 250, № 2, с. 434—438.
- Татаринов А. В., Кизияров Г. П., Завьялова Л. А. Клинопироксены жадеитовых пород в ультрабазитах Западного Саяна.— В кн.: Тезисы докладов XI съезда ММА. Т. II. Новосибирск, 1978, с. 36—37.
- Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 279 с.
- Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. 283 с.
- Терещенко Л. В. Теоретические предпосылки прогноза месторождений нефрита и рекомендации к их поискам.— В кн.: Геология, методы поисков, разведки и оценки месторождений ювелирных, поделочных и декоративно-облицовочных камней. (Тезисы докладов). М., 1975, с. 10—14.
- Томиленко А. А., Долгов Ю. А. Условия образования «гранулированного» кварца хребта Бурс (Западные Саяны).— Докл. АН СССР, 1978, т. 242, № 5, с. 1173—1176.
- Фашии метаморфизма. М.: Недра, 1970. 432 с.

- Филищов Г. В., Карасева Г. Г. Минералого-геохимические особенности хромитового оруденения Западного Саяна и Тувы.— В кн.: Полезные ископаемые Средней Сибири. Красноярск, 1974, с. 115—128.
- Ханн В. Е. Основные черты структуры Альпийского пояса Евразии в пределах Ближнего и Среднего Востока.— Вестн. МГУ. Геол., 1968, № 6, с. 3—18.
- Херасков Н. Н. Возраст и строение метаморфических толщ Западного Саяна.— Бюл. МОИП, 1970, т. 75, вып. 3, с. 34—49.
- Херасков Н. Н. Формации и начальные стадии геосинклинального развития Западного Саяна. М.: Наука, 1979. 117 с.
- Штеклин И. Тектоника Ирана.— Геотектоника, 1966, № 1, с. 3—22.
- Юдин М. И. О природе полосчатых и пегматитовых текстур гипербазитов хр. Борус.— Докл. АН СССР, 1957, т. 116, № 5, с. 1050—1061.
- Юдин М. И. Дуниты хребта 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. Томск. политехн. ин-та, 1962, т. 120, с. 86—91.
- Юдин М. И. Жаденитовые и натролитовые породы в гипербазитах хр. Борус (Западный Саян) и их происхождение.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 4, с. 78—98.
- Abbate E., Sagri M. Olistostromes in the oligocene Macigno formation (Florence area).— In: Excursion guidebook, Bologna, 1981, p. 165—203.
- Abs-Wurmbach J., Neuhaus A. Das system $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$ (jadeit) — $\text{NaCrSi}_2\text{O}_6$ (cosmochlor) im druckbereich von 1 bar bis 25 kb bei 800°C.— Neues Jahrbuch Mineral. Abh., 1976, v. 127, N 3, p. 213—241.
- Bailey E., McCallien W. Serpentine lavas, the Ankara mélange and the Anatolian thrust.— Trans. Roy. Soc. Edinburgh, 1951, v. 62, N 2.
- Chihara K. Mineralogy and paragenesis of jadeites from the Omi — Kotaki area, Central Japan.— IMA Spec. Pap. 1, Tokyo, 1974, p. 147—156.
- Coleman R. G. Jadeite deposits of the Clear Creek area, New Jdria district, San Benito County, California.— J. Petrol, 1961, v. 2, p. 209—247.
- Coleman R. G. Serpentinities, rodingites and tectonic inclusions in Alpine — type mountain chains.— Geol. Soc. America, Spec. Papers, 73, 1963, p. 255.
- Coleman R. G. Low — temperature reaction zones and alpine ultramafic rocks of California, Oregon and Washington.— U. S. Geol. Surv. Bull. 1967, v. 1247, p. 1—49.
- Coleman R. G. Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges.— J. Geophys. Res., 1971, v. 76, p. 1212—1222.
- Currie K. L., Curtis L. W. An application of multicomponent solution theory to jadeitic pyroxenes.— J. Geology, 1976, v. 84, p. 179—195.
- Dobretsov N. L. Glaucophane metamorphism and ophiolites.— Pacific geology, 1978, v. 13, p. 87—100.
- Dobretsov N. L. New overthrusting model for blueschist metamorphism with reference to Franciscan — Great Valley problems, California.— Ophioliti, 1979, v. 4(1), p. 17—24.
- Dobretsov N. L., Sobolev V. S. Eclogite — glaucophane schist complexes of the USSR and their bearing on the genesis of blueschist terranes.— Geol. Soc. America, Spec. Papers 151, 1975, p. 145—155.
- Ernst W. G. Tectonic contact between the Franciscan mélange and the Great Valley sequence — crustal expression of a late Mesozoic Benioff Zone.— J. Geophys. Res., 1970, v. 75, p. 886—901.
- Ernst W. G. Metamorphism and ancient continental margins.— In: The geology of continental margins. N. Y.: Springer Verlag, 1974, p. 907—919.
- Erol O. A study of the geology and the geomorphology of the region S. E. of Ankara in Elman Dag and its surrounding.— Bull. Mineral. Res. Explor. Inst. Turkey, 1956, N 9.
- Gansser A. Auseralpine Ophiolith — Probleme.— Eclogae geol. helv., 1960, v. 52, N 2, p. 659—680.
- Greenley E. The geology of Anglesy.— Great Britain Geol. Surv. Mem. London, 1919.
- Gübelin E. I. Maw — sit — sit — A new decorative gemstone from Burma.— J. Gemmology, 1965, v. 9, N 10.
- Hess H. H. Serpentinities, Orogeny, and Epeirogeny.— Geol. Soc. America, Spec. Papers, 62, 1955, p. 391—407.
- Hsü K. I. Principles of mélanges and their bearing on the Franciscan Knoxville paradox.— Bull. Geol. Soc. America, 1968, v. 79, N 8, p. 1063—1074.
- Johannes W., Bell P. M., Mao H. K. e. a. An interlaboratory comparison of piston-cylinder pressure calibration using the albite breakdown reaction.— Contr. Mineral. Petrology, 1971, v. 32, p. 24—38.
- Karamata S. Zonality in contact metamorphic rocks around the ultramafic mass of Brezovica (Serbia, Yugoslavia).— Proc. Intern. Geol. Congr., 23 rd, Sect. 1, Praha, 1968, p. 197—207.
- Karamata S. Metamorphism beneath obducted ophiolite slabs.— In: Ophiolites, Proc. Intern. Ophiolite Symp., Cyprus, 1980, p. 219—227.

- Lacroix M. A.** La jadeite de Birmanie: les roches qu'elles constituent ou qui l'accompagnent. Composition et origine.— Bull. Soc. franc. Miner., 1930, v. 53, N 1—6, p. 216—254.
- Leaming S. F.** Nephrite jade occurrences in British Columbia and Yukon Territory.— Papers Geol. Surv. Can., N 76-1 A, 1976, p. 127—129.
- Leaming S. F.** Nephrite jade occurrences in British Columbia and Yukon Territory.— Papers Geol. Surv. Can., N 77-1A, 1977, p. 297—299.
- MacFall R. P.** Wyoming jade.— Lapidary Journ., 1976, v. 30, N 1, p. 182—193.
- Oen I. S., Kieft C., Westerhof A. B.** Composition of chromites in cordierite — and mica-bearing Cr — Ni ores from Malaga Province, Spain.— Miner. Mag., 1973, N 302, p. 193—203.
- Schürmann H. M. E.** Beiträge zur Glaucophanfrage. (1) N. Jb. Miner. Monatsh., 1951, N 1, p. 49—68; (2) N. Jb. Miner. Abh., 1953, v. 85, p. 303—394.
- Shtöklin J.** Structural history and tectonics of Iran—a review.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1968, v. 52, N 7, p. 1229—1258.
- Williams H., Smith W. R.** Metamorphic aureoles beneath ophiolite suites and alpine peridotites: tectonic implications with west Newfoundland examples.— Amer. J. Sci., 1973, v. 273, p. 594—621.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	5
Глава I. Геология и петрология офиолитов Борусского пояса	7
Структурное положение и строение офиолитового комплекса	—
Зоны серпентинитового меланжа	16
Глава II. Вещественная характеристика пород	19
Ультрабазиты	—
Габброиды	23
Гранитоиды	—
Метавулканиты	24
Сравнительная петрологическая характеристика офиолитовых комплексов Западного Саяна	26
Глава III. Жадеитовые и ассоциирующие породы зон меланжа	31
Породы с жадеитовым пироксеном	32
Общие закономерности пространственной локализации	—
Условия залегания и морфология тел	33
Внутреннее строение и состав тел	38
Альбититы	47
Родингиты и нефриты	52
Хромит-гранатовые породы	55
Слюдиты	—
Глава IV. Особенности состава минералов из жадеитовых и ассоциирующих пород	56
Породообразующие минералы	—
Пироксены	—
Амфиболы	70
Гранаты	73
Плагиоклазы	75
Эпидот	—
Слюды	—
Акцессорные минералы	78
Рутил и сфен	—
Хромшпинелиды	79
Сульфиды и арсениды	85
Нерудные акцессорные и вторичные минералы	86
Канкринит	—
Анальцит	—
Натролит	87
Другие цеолиты	88
Шизолит	—
Кальцит	—
Апатит	—
Глава V. Генезис жадеитовых и нефритовых пород в зонах серпентинитового меланжа	89
Серпентинитовый меланж и модели его формирования	—
Проблемы жадеита и нефрита	92
Парагенетические минеральные ассоциации тел и <i>РТ</i> -условия процессов минералообразования в зонах меланжа	93
Меланж I типа	95
Меланж II типа	97
Геохимические критерии генезиса жадеитовых пород	98
О происхождении нефрита	103
Модель глубинного надвига и некоторые проблемы офиолитов,	—

связанные с зонами меланжа	104
Глава VI. <i>Перспективы офиолитов Западного Саяна на ювелирно-поделочные жадеиты и нефриты</i>	108
Критерии, предпосылки прогноза, поисков жадеитовой и нефритовой минерализации	109
Месторождения жадеита	—
Месторождения нефрита	110
О направлении поисковых работ	—
Особенности методики поисков и оценки месторождений ювелирно-поделочного жадеита	112
Проблемы комплексного использования жадеитов	114
Заключение	117
Литература	118

CONTENTS

Chapter 1. <i>The geology and petrology of ophiolites of the Boruss belt.</i>	7
Chapter 2. <i>The characteristics of the substance of rocks</i>	19
Chapter 3. <i>Jadeite and associating rocks of the melange zones</i>	31
Chapter 4. <i>The characteristics of the composition of minerals of jadeite and associating rocks</i>	56
Chapter 5. <i>The genesis of jadeite and nephrite rocks in the zones of serpentinite melange</i>	89
Chapter 6. <i>Possible uses of the ophiolites of the West Sayan for jewelry articles</i>	108

Николай Леонтьевич Добрецов, Александр Васильевич Татаринев

ЖАДЕИТ И НЕФРИТ В ОФИОЛИТАХ
[на примере Западного Саяна]

Ответственный редактор *Николай Владимирович Соболев*

Утверждено к печати Геологическим институтом
Бурятского филиала СО АН СССР

Редактор издательства *А. М. Самсоненко*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *Ю. Л. Сокольников*
Технический редактор *Н. М. Бурлаченко*
Корректоры *В. К. Чичельник, Т. Ф. Погиблова*

ИБ № 23213

Сдано в набор 02.11.82. Подписано к печати 06.09.83. МН-07565. Формат 70×108^{1/16}. Бумага
типографская № 2. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 11,2+1 вкл. Усл. кр.-отт.
11,9. Уч.-изд. л. 14. Тираж 1000 экз. Заказ № 384. Цена 2 р. 10 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

**В СИБИРСКОМ ОТДЕЛЕНИИ
ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»**

готовятся к выпуску следующие книги:

Соколов Б. С., Тесаков Ю. И. Популяционный, биоценотический и биостратиграфический анализ табулят. Подольская модель

Байкальский мегасвод (структура, магматизм, металлогения)

Парфенов Л. М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойд Северо-Востока Азии

Дорогокупец П. И., Карпов И. К. Термодинамика минералов и минеральных равновесий

Уфимцев Г. Ф. Тектонический анализ рельефа (на примере востока СССР)

Книги высылаются наложенным платежом. Заказы направляйте по адресу: 630090, Новосибирск, 90, Морской проспект, 22. Магазин «Наука»

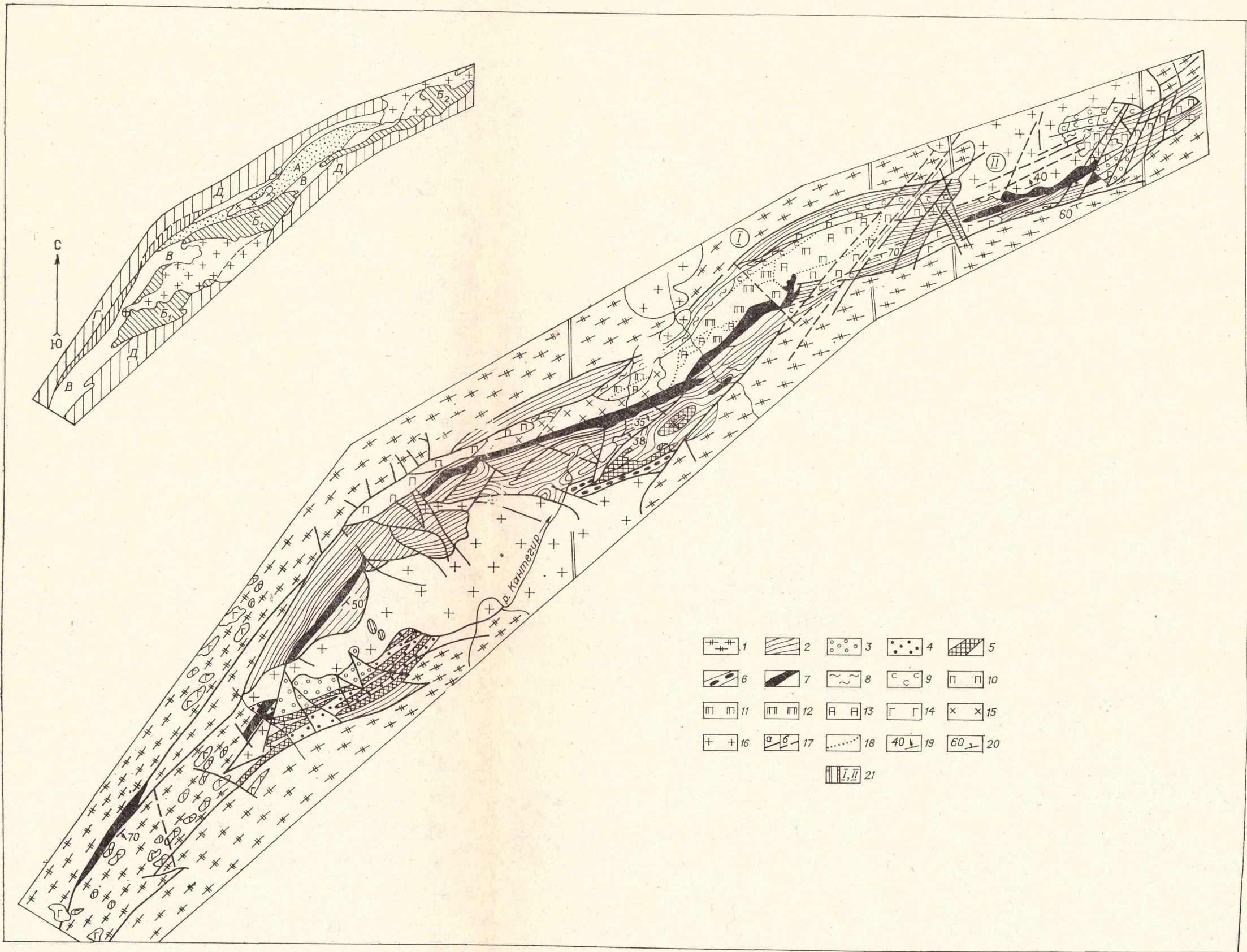


Рис. 2. Геологическая карта Борусского пояса офиолитов.

1 — метаморфические сланцы джебашской серии верхнего протерозоя; 2 — сланцы, метаэффузивные, кварциты, известняки чингинской свиты (Rf — V); 3 — средне-верхнекембрийские песчаники, гравелиты, конгломераты иньсукской свиты; 4 — средне-верхнекембрийские песчаники, гравелиты, конгломераты иньсукской свиты; 5 — серпентинитовый меланж II типа с блоками пород чингинской свиты, родингитами, нефритами; 6 — слабо серпентинизированные гарцбургиты; 7 — серпентинитовый меланж I типа с блоками энклогитов, жадеитов, альбититов, ультрабазитов, амфиболитов; 8 — существенно антигоритовые аподунитовые серпентиниты; 9 — серпентиниты; 10 — нерасчлененные перидотиты; 11 — гарцбургиты; 12 — лерцолиты; 13 — дуниты; 14 — габброиды; 15 — гранодиориты и диориты Кантегирской интрузии; 16 — граниты джойского комплекса; 17 — разломы достоверные (а) и предполагаемые (б); 18 — границы между разновидностями ультрабазитов; 19 — элементы залегания зон меланжа; 20 — элементы залегания пород; 21 — участки детальных работ: I — Кантеги́ро-Енисейский, II — Кашкаре́тский. На врезке показана схема покровов А — Д (см. в тексте).

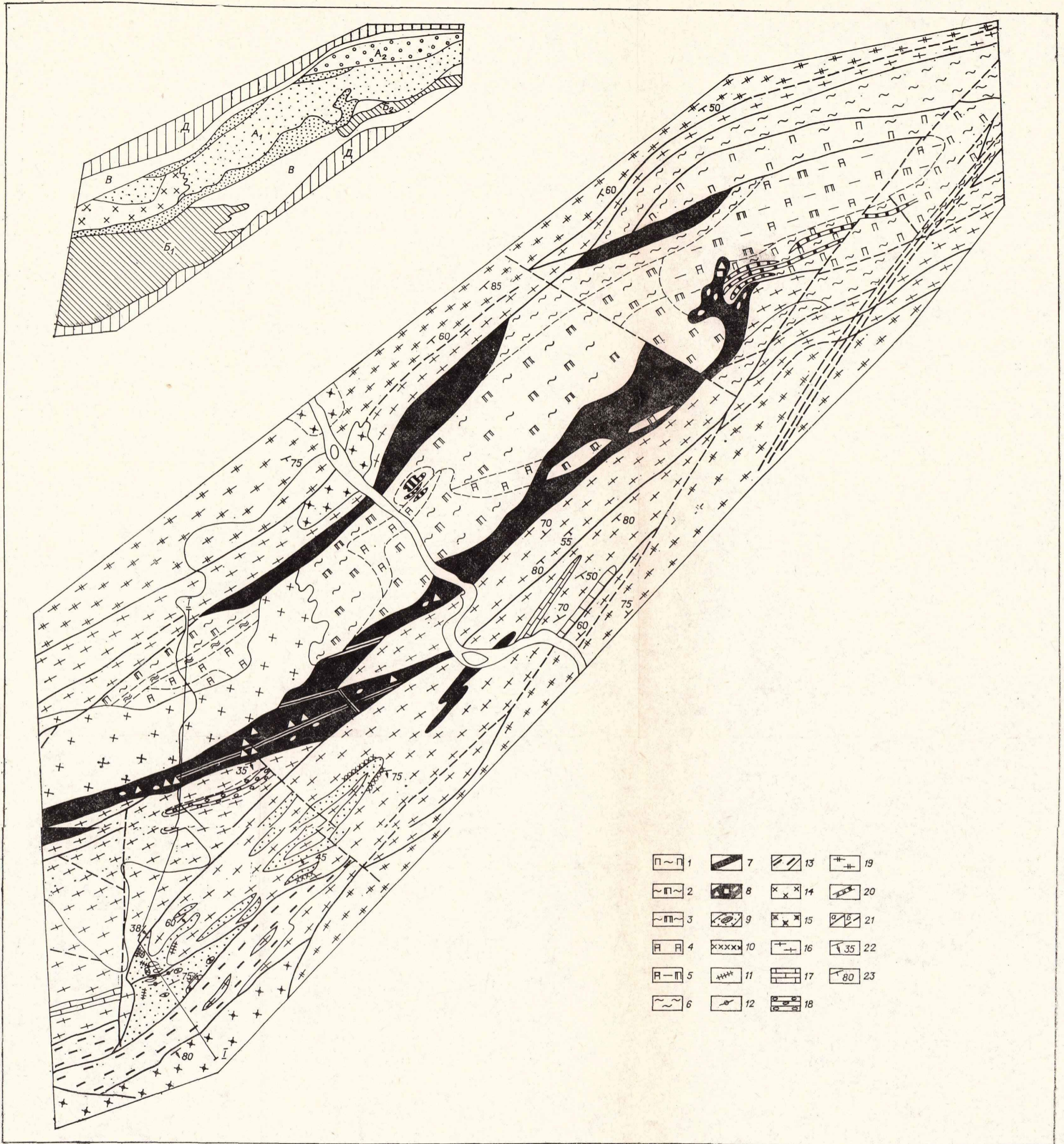


Рис. 3. Геологическая карта центральной части Борусского пояса (участок I, см. рис. 2).

1 — серпентинизированные перидотиты нерасчлененные; 2 — серпентинизированные гарцбургиты; 3 — серпентинизированные лерцолиты; 4 — дуниты; 5 — полосчатый дунит-пироксенит-гарцбургитовый комплекс; 6 — нерасчлененные серпентиниты; 7 — расчлененные антигоритовые серпентиниты и серпентинитовые сланцы; 8 — зоны серпентинитового меланжа I типа с телами жадеитовых и жадеит-альбитовых пород (треугольники), альбититов (овалы) и апоэноклитовых гранатовых амфиболитов (квадраты); 9—12 — зоны (9 — серпентинитового меланжа II типа, 10 — с телами лиственитов, 11 — родинитов, 12 — родинитов с нефритом); 13 — слабо серпентинизированные гарцбургиты; 14 — гранодиориты и диориты Кантегирской интрузии; 15 — граниты джойского комплекса; чингинская свита; 16 — сланцы, метабазиты; 17 — известняки; 18 — кварциты; 19 — метаморфические сланцы джебашской серии; 20 — зоны хризотил-асбестовой минерализации; 21 — разрывные нарушения (a — достоверные, б — предполагаемые); 22 — элементы залегания покровов, чешуй, разрывов; 23 — элементы залегания контактов пород, сланцеватости; линия I—I — разрез на рис. 4. На врезке показана схема покровов А—Д, соответствующая рис. 2.

2 р. 10 к.

4172



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ