

Н. А. Сутурин,
Р. С. Замалетдинов

Нефриты



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ им. академика А. П. ВИНОГРАДОВА

А. Н. СУТУРИН, Р. С. ЗАМАЛЕТДИНОВ

НЕФРИТЫ

Ответственный редактор
д-р геол.-мин. наук И. К. Карпов



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1984



Сутурин А. Н., Замалетдинов Р. С. Нефриты.—
Новосибирск: Наука, 1984.

В монографии рассмотрено геологическое строение нефритоносных районов, описаны крупнейшие месторождения нефрита мира, приведен оригинальный материал о составе, структуре и физических свойствах, роли хромофоров в его окраске. Большое внимание уделено геохимическим особенностям габброидов и гранитоидов, а также развившимся по ним метасоматитам, ассоциирующимся с нефритами. На основании большого фактического материала разработаны представления о генезисе нефрита и роли пострудных процессов в его перекристаллизации. Обсуждаются факторы и критерии нефритоносности гипербазитовых массивов, позволяющие прогнозировать поиск месторождений в новых регионах. Излагается методика поисков и разведки нефритов, успешно апробированная в различных гипербазитовых поясах Сибири.

Монография представляет интерес для геологов, минералогов и геохимиков.

Рецензенты *Н. В. Владыкин, А. И. Киселев*

Нефрит наряду с кремнем сопутствовал первым шагам человека. Нефритовые топоры и ножи служили не одному поколению древних людей. Недаром нефрит считался символом вечности. Со временем он стал использоваться для изготовления амулетов, культовых фигурок, фигурок животных, ширм с тончайшей, поистине «кружевной» резьбой. В этом камне в первую очередь ценят вязкость и прочность, позволяющие делать ажурные, тонкие, но вместе с тем прочные и долговечные изделия. Богатство окраски нефритов настолько велико, что практически нет двух одинаковых камней, и для характеристики цвета камня подчас приходится прибегать к сравнению с цветом весенней травы или снежных вершин, морской волны или изумруда. В последние годы все больший интерес вызывает поразительная прочность нефрита, обусловленная его спутанно-волоконистой структурой.

Изучать нефрит начали совсем недавно. Лишь в самом конце XIX в. появились первые работы. В это же время были открыты коренные месторождения нефрита в Сибири и Европе. Впервые по-настоящему серьезное исследование нефритов и связанных с ними метасоматических пород предпринял Ю. Н. Колесник [1965]. Основное внимание он уделил описанию и анализу парагенезисов минералов из метасоматических образований, сопровождающих нефрит. В последующие годы в Сибири и на Урале при участии авторов открыты крупные месторождения нефрита, изучение которых позволило получить новые данные об условиях его образования и разработать достаточно эффективную методику поиска.

Большую роль в открытии и изучении месторождений нефрита в Сибири сыграли работы геологов-нефритчиков И. С. Якшина, Н. Ф. Певченко, А. З. Галимова, В. В. Кудрявцева, М. П. Килессо и В. Т. Килессо, А. П. Секерина, В. А. Подкаменного и др. В СССР огромное количество массивов гипербазитов дунит-гарцбургитового типа еще не оценено с точки зрения нефритосности, а планомерный поиск апокарбонатного нефрита не начат. Опыт показывает, что некоторые геологи или не знают основных принципов поиска нефрита, или не придают ему особого значения, забывая о его ценности. Достаточно вспомнить, что многие месторождения в СССР в период с 1964 по 1980 г. открыты в гипербазитовых массивах, детально изученных предыдущими исследователями. Методическое руководство по нефриту [Замалетдинов, Сутурин, 1975] не восполнило пробела. В связи с этим и предпринята попытка обобщить накопившийся материал по месторождениям нефрита СССР.

В последние годы в стране несколько уменьшилось число открытий месторождений нефрита. Необходим переход либо к новым, еще не изученным с точки зрения нефритосности регионам (Средний Урал, Дальний Восток), либо к поиску глубокозалегающих жил в старых месторождениях. И в том, и в другом случае основным залогом успеха является изучение известных промышленных месторождений высококачественного нефрита.

Авторы в течение длительного времени (с 1964 г.) изучали месторождения апосерпентинитовых нефритов, поэтому больше внимания в моно-

графии уделили этому генетическому типу месторождений. Изучение апокарбонатных нефритов только начинается, и детальное описание этих интересных образований дело будущего.

Все аналитические работы выполнены в лабораториях Института геохимии СО АН СССР Л. П. Фроловой, Т. К. Бакалейниковой, А. Д. Глазуновой, И. Г. Митрофановой. Рентгеноструктурный анализ минералов сделан Т. А. Сутуриной. На всех этапах работы постоянное внимание и поддержку оказывал академик Л. В. Таусон, которому авторы приносят глубокую благодарность.

Изучение месторождений нефрита СССР проводилось совместно сотрудниками Института геохимии им. академика А. П. Виноградова СО АН СССР и Всесоюзного объединения «Союзкварцсамоцветы». Авторы выражают благодарность за постоянное содействие в работе руководству объединения, признательны И. К. Карпову, сделавшему ценные замечания в процессе редактирования книги.

Геологическое строение нефритоносных районов

Обзор геологического строения нефритоносных районов важен для оценки перспектив неисследованных регионов страны. В этом разделе основное внимание уделено строению Восточно-Саянского гипербазитового пояса, к которому приурочено подавляющее большинство месторождений нефрита СССР. В меньшей степени освещены особенности геологического строения Витимской горной страны, апокарбонатные нефритовые месторождения которой находятся в стадии изучения. Для сравнения дается краткий обзор геологии других нефритоносных районов.

Специализированные поисковые работы на нефрит, проведенные в последние 15 лет на территории Сибири, позволили выделить Сибирскую нефритоносную провинцию, которая располагается в пределах Саяно-Байкальской горной области (рис. 1). В геологическом отношении она является частью южного обрамления Сибирской платформы [Зоненшайн, 1972]. Центральную часть региона занимают блоки байкалид, ограниченные Восточно-Саянским антиклинорием (Протеросаяном), вытянутым в юго-восточном направлении от Енисейского кряжа до южного берега оз. Байкал. С юга Протеросаян граничит с типично геосинклинальной структурой каледонид и салаирид (Кизир-Казырский, Сархойский синклинории), а с севера по шву Главного Саянского разлома — с выступом архейского гнейсового основания Сибирской платформы (Канская глыба, Бирюсинский и Окинский горсты) и частично перекрывается отложениями Манского, Урикско-Ийского, Туманшетского и других прогибов. Далее на северо-восток байкалиды прослеживаются в Байкало-Витимскую область, где образуют внутренние поднятия (Байкальские, Южно- и Северо-Муйские), окруженные с юга эвгеосинклинальной зоной [Салоп, 1964, 1967]. Западно-Саянская складчатая зона, имеющая северо-восточное простирание, дискордантно примыкает к структуре Восточно-Саянских байкалид, и это различие в направлении двух ведущих мегаблоков (байкалид и каледонид) составляет одну из специфических черт тектоники Прибайкалья [Тектоника Евразии, 1966]. Граница сопряжения байкалид и каледонид обычно подчеркивается тектоническими зонами (Лысанской, Манской, Канско-Агульской и др.). Отдельные ветви этих тектонических зон и нарушения, отходящие от Главного Саянского разлома, контролируют размещение массивов различных габброидов. Байкалиды, кроме того, пересекаются поперечными нарушениями, простирающимися со стороны Западного Саяна [Смирнов и др., 1963] и отчетливо выраженными в виде гравитационных ступеней [Павлов, Парфенов, 1973].

Каждый из циклов в Саяно-Байкальской области сопровождается собственными ультрамафическими комплексами. Габброиды и гипербазиты объединяются в петрографические формации и геохимические типы, массивы которых занимают определенную структурную позицию.

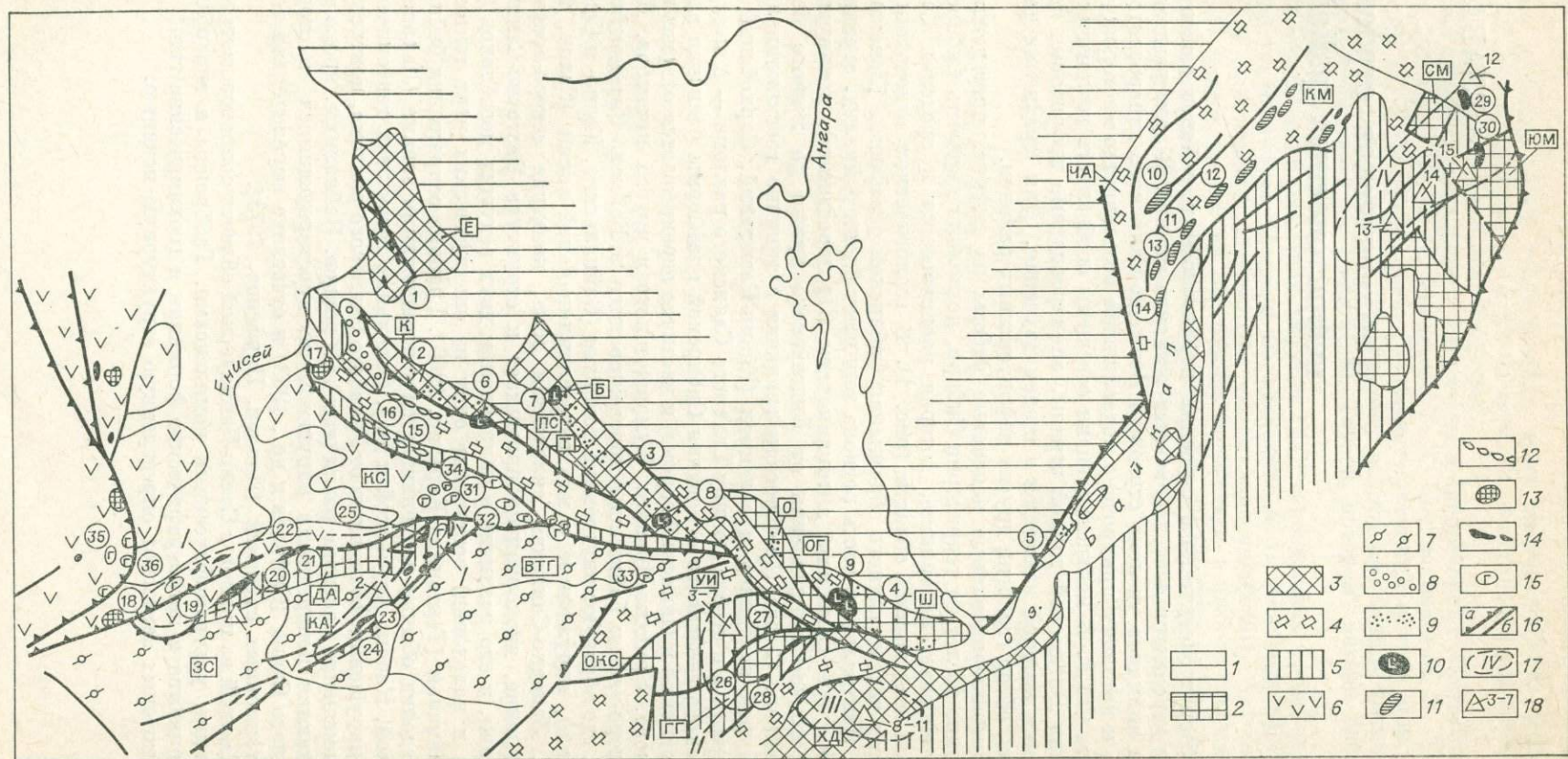


Рис. 1. Схема размещения нефритоносных районов и месторождений нефрита Сибирской нефритовой провинции. Геолого-тектоническая схема заимствована из работы О. М. Глазунова [1977].

1 — чехол Сибирской платформы; 2—3 — выходы кристаллического щокола (2 — нижний архей, 3 — верхний архей — нижний протерозой); 4—5 — области байкальской складчатости (4 — нижний протерозой, 5 — верхний протерозой); 6 — области раннекаледонской (салайрской) складчатости; 7 — область позднекаледонской складчатости; 8 — наложенные прогибы палеозой; 9—15 — ассоциации интрузивных пород: 9 — гипербазиты (железистый тип — AR—PR), 10 — габбро-диабазовая, габбро-амфиболитовая (AR—PR₁), 11 — габбро-перидотитовая (PR₂₋₃), 12 — габбро-пироксенитовая (PR₄), 13 — габбро-пироксенит-дунитовая (PR), 14 — гипербазитовая (магнезиальный тип) — (PR₂₋₃—Є), 15 — габбро-сиенитовая (O—S); 16 — тектонические нарушения (а — главные, б — второстепенные); 17 — нефритоносные районы; I — Западно-Саянский; II — Восточно-Саянский; III — Джилинский; IV — Витимский; 18 — месторождения нефрита (1 — Куртушибинское, 2 — Кантегирское, 3 — Оспинское, 4 — Горлыктольское, 5 — Зуносинское, 6 — Бортольское, 7 — Уланходинское, 8 — Харгантинское, 9 — Хохюртовское, 10 — Хамархундинское, 11 — Хангарульское, 12 — Парамское, 13 — Буромское, 14 — Голюбиаское, 15 — Витимское). Цифры в кружках — поля, массивы и пояса основных и ультраосновных пород. Поля: 1 — Енисейское, 2 — Идарское, 3 — Бирюсинское, 4 — Шарыкалгайское, 5 — Байкальское. Массивы: 6 — Агульский, 7 — Мало-Тагульский, 8 — Монкресс, 9 — Арбанский, 10 — Довыренский, 11 — Нюрундуканский, 12 — Чайский, 13 — Тыйский (Курловский), 14 — Кивелевский. Пояса: 15 — Лысанский, 16 — Манский. Массивы: 17 — Нижне-Дербинский, 18 — Лысогорский, 19 — Борус, 20 — Березовский, 21 — Шадатский, 22 — Ойско-Бароксанский, 23 — Куртушибинский, 24 — Иджимский, 25 — Ергакский, 26 — Оспинско-Китойский, 27 — Улан-Сарьдаг, 28 — Харанурский, 29 — Парамский, 30 — Шаманский, 31 — Крыжинский, 32 — Зашевалиха, 33 — Остюрен, 34 — Осередок, 35 — Патын, 36 — Куль-Тайга. Выступы: Ш — Шарыкалгайский и О — Окинский. Глыбы: Г — Гарганская, Б — Бирюсинская, К — Канская, Е — Енисейская, ХД — Хамар-Дабанская, ЮМ — Южно-Муйская, СМ — Северо-Муйская, ПС — Протеросаян (Восточно-Саянский антиклинорий), ЧА — Чуйский антиклинорий, КМ — Кичеро-Мамский антиклинорий, УИ — Урикско-Ийский грабен, ОГ — Оюотский грабен, ДА — Джебашский антиклинорий, ОКС — Окинский синклинорий, Т — Туманшетский прогиб, КА — Куртушибинский антиклинорий, КС — Кизирский синклинорий, ЗС — Западно-Саянский синклинорий, ВТГ — Восточно-Тувиинский горст.

Восточно-Саянский нефритоносный район

Восточно-Саянский гипербазитовый пояс в составе 47 различных по величине массивов ультраосновных пород общей площадью более 250 км² располагается в крайней восточной части Алтае-Саянской складчатой области на границе Присаянской и Иркутно-Казахемской структурно-фациальных зон, разделенных Главным Саянским разломом. Основные структурные элементы района — Гарганский срединный массив архейских глубокометаморфизованных пород и сопряженные с ним Ильчирский и Окинский геосинклинальные прогибы, сложенные осадочно-метаморфическими образованиями протерозоя (рис. 2), — возникли в результате деятельности глубинного Китойского разлома, прослеживающегося от Главного Саянского разлома в субширотном направлении на запад через верховья рек Китой, Оюот, Урик, Иркут и Ока. Разлом, вероятно, был заложен в верхнем архее или нижнем протерозое, так как уже в раннем протерозое Гарганский срединный массив являлся областью сноса. Интенсивные дифференцированные движения вдоль разлома отмечаются в верхнем протерозое, что доказывается приуроченностью к нему наиболее прогнутой части Ильчирской геосинклинали [Парфенов, 1967]. Китойский разлом контролирует размещение нефритоносных гипербазитовых массивов ильчирского комплекса. Нижним членом стратиграфического разреза района является паракалгайская серия архея, представленная породами амфиболитовой и гранулитовой фации метаморфизма [Додин, 1979]. По данным Л. Г. Никитиной с соавторами [1964], породы фундамента представлены биотитовыми и амфиболовыми гнейсами, гранитогнейсами и амфиболитами и характеризуются широким развитием процессов мигматизации и диафтореза. Мощность архейских пород более 6000 м.

На большей части площади протерозойские отложения отделены от архейских крупными разломами. К нижнему протерозою относится существенно карбонатная иркутная свита, приуроченная к ядрам антиклинальных структур. В ее разрезе преобладают кальцитовые мраморы, породы метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболовой и амфиболитовой фации метаморфизма [Лепезин, 1978], мощность в разрезе Ильчирского синклинория 2000—2500 м [Арсентьев и др., 1960], в Окинском синклинории — 2500 м. Ильчирская эффузивно-сланцевая свита среднего протерозоя сложена углисто-сланцевыми, кварцево-сланцевыми и слюдисто-карбонатными парасланцами и плагиоклаз-амфиболовыми ортосланцами, линзами известняков и кварцитов, метаморфизованными в усло-

виях зеленокаменной фации метаморфизма. Мощность ее до 2000 м. Породы ильчирской свиты согласно налегают на известняки иркутской свиты через переходную фацию переслаивающихся терригенно-карбонатных пластов. Верхи разреза Окинско-синклиниория сложены верхнепротерозойскими терригенно-карбонатными и карбонатными толщами монгошинской свиты, сложенной полосчатыми и массивными известняками и доломитами со строматолитовыми биостромами, переслаивающимися с прослоями хлоритовых сланцев, метаморфизованных в условиях зеленокаменной фации метаморфизма. Мощность ее до 2500 м. На сланцах ильчирской свиты трансгрессивно залегает терригенная барунгольская свита. На ней с местным перерывом залегает горлыкская свита, сложенная битуминозными доломитизированными известняками. Завершает разрез кембрия сагансарская свита, сложенная сланцами плагиоклаз-кварц-карбонатного состава и известковистыми песчаниками.

Большую роль в геологической истории района играл магматизм. Олот-Урицкое междуречье сложено гранитоидами саянского интрузивного комплекса. Состав их — от нормальных биотитовых гранитов до роговообманковых диоритов. Анализ тектонической обстановки становления протерозойских гранитоидов позволил исследователям [Авдонцев, 1967; и др.] прийти к выводу о том, что в большинстве своем гранитоиды являются синорогенными и даже послескладчатыми.

Следующие по возрасту магматические образования — гипербазиты ильчирского комплекса — связаны с активизацией Китайского разлома в период заложения в нижнем кембрии Сагансарской грабен-синклинали в эвгеосинклиальную стадию развития региона. С гипербазитами тесно связан боксонский интрузивный комплекс, представленный серией массивов габбро, габбро-диабазов, а также их эффузивных аналогов, интрузирующих гипербазитовые массивы ильчирского комплекса. Габброиды боксонского комплекса рвут и метаморфизуют породы горлыкской и боксонской свит; в габброидах отмечаются ксенолиты серпентинитов, в серпентинитах же — жилы габбро-диабазов. Возраст комплекса среднекембрийский. Размеры тел колеблются (штоки — 120×80 м, длина даек от 10 до 100 м и более), видимая мощность 2—10 м. Габброиды интенсивно метаморфизованы. Чаще всего первичные минералы — авгит и основной плагиоклаз — замещены роговой обманкой и эпидот-клиноцоизитом. Центральные участки родингитизированных основных пород сложены амфибол-плагиоклазовыми или амфибол-клиноцоизитовыми метагаббро, к периферии сменяющимися родингитами с типичными для них минералами — диопсидом, клиноцоизитом, кварцем, альбитом, тремолитом, гроссуляром. Для габброидов боксонского комплекса характерно слабое развитие эффузивных фаций, что отличает эти офиолитовые серии от типичных офиолитов мира.

На территории района в палеозое и мезозое интенсивно проявлялся гранитоидный магматизм. Различными авторами выделяются от трех до пяти интрузивных комплексов. Взаимоотношения между ними достаточно не выяснены. В большей степени изучен сумсунурский (холбинский) комплекс [Авдонцев, 1967]. По тектоническому положению и резко не-

Рис. 2. Схема геологического строения Восточно-Саянского нефритового района. 1 — покровы неогеновых платобазальтов и рыхлых четвертичных отложений, 2 — норингольская толща (I), молассовые отложения, 3 — сагансайрская свита (C_3-S), молассовая толща, 4 — горлыкская свита (C_{1-2}), терригенно-карбонатные отложения, 5 — барунгольская свита ($W-C_1$), морские терригенно-карбонатные отложения, 6 — монгошинская свита (Pt_3), терригенно-карбонатные, карбонатные отложения, 7 — ильчирская и иркутская (Pt_2) свиты, морские вулканогенные, карбонатные, терригенно-карбонатные отложения, 8 — слюдяная серия (A_2), гнейсы, кристаллические сланцы, мраморы, амфиболиты, 9 — шарыжалгайская серия (A_1), гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, мигматиты, 10 — самсальский комплекс (граниты, гранодиориты, диориты), 11 — холбинский комплекс, габбро-диориты, диориты (I фаза); плагиограниты, гранодиориты, граниты (II фаза); 12 — мунку-сардыкский (сархойский) комплекс: габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты, гранодиориты (I фаза); граниты, граносиениты, сиениты, гранит-порфиры (II фаза); 13 — боксонский (нерсинский) комплекс, габбро, габбро-диориты, габбро-диабазы, диабазы, 14 — ильчирский комплекс, серпентиниты, гарцбургиты, дуниты; 15 — саянский комплекс, граниты, плагиограниты, гранодиориты, диориты, 16 — разломы (a — сбросы и взбросы, б — надвиги); 17 — месторождения нефрита (1 — Уланходинское, 2 — Оспинское, 3 — Бортогальское, 4 — Горлыкское, 5 — Зуносинское).

согласному взаимоотношению с вмещающими породами гранитоиды комплекса относятся к межформационному и послескладчатому типу интрузивных образований. Комплекс представлен биотит-роговообманковыми плагиогранитами, кварцевыми диоритами и габбро. Становлению плагиогранитов предшествовала интрузия основной магмы, кристаллизация которой привела к образованию небольших тел пироксенитов и тесно связанных с ними габброидов. Вторая стадия формирования интрузий характеризуется внедрением крупных магматических масс. В этот период, очевидно, прошла кристаллизация плагиогранитов, кварцевых диоритов и диоритов. Заключительная, третья стадия формирования сумсунурского интрузивного комплекса была отделена от предыдущих значительным отрезком времени. Она характеризуется внедрением небольших по объему порций магмы, дифференциация которых проходила на глубине и обусловила появление серии даек порфиритов, плагиоклазовых порфиров и гранит-порфиров. Нижнепалеозойский возраст гранитоидов комплекса устанавливается на основании прорывания ими осадочно-метаморфических свит протерозоя, а также гипербазитов ильчирского комплекса. Определение абсолютного возраста К — Ar-методом дало значение от 412 до 482 млн. лет для различных фаз гранитоидов [Авдонцев, 1967]. Габбро-плагиогранитный сумсунурский комплекс является последней интрузивной фазой, завершающей формирование своеобразной офиолитовой серии пород Восточного Саяна.

Мунку-сардыкский (сархойский) габбро-диорит-гранодиоритовый комплекс относится по возрасту к нижнему палеозою. В составе комплекса отмечаются диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, порфировидные граниты.

Огнитский интрузивный комплекс относится к субщелочной гранитоидной формации. Залегают гранитоиды комплекса в виде пластообразных дайковых и батолитоподобных интрузивных тел. К I фазе относятся розовые и красные средне- и крупнозернистые граниты, иногда альбитизированные биотит-роговообманковые, реже аляскитовые. Ко II фазе относятся лейкократовые граниты и гранит-аплиты и дайковый комплекс лейкократовых гранит-порфиров.

К первому периоду мезозойской активизации относится внедрение самой поздней интрузивной фации гранитоидов района — ботогольского комплекса щелочных и нефелиновых сиенитов и граносиенитов, образующих штоки и трещинные интрузии.

Нами изучались наиболее крупные и слабосерпентинизированные массивы ильчирского ультраосновного комплекса: Оспинско-Китойский и Харанурский. Для массивов характерна четкая приуроченность к Китойскому разлому, который определяет местоположение массивов, формирует их конфигурацию и размеры. Оспинско-Китойский массив, располагающийся в зоне сопряжения двух основных ветвей разлома — Ильчирского и Холбын-Хаирханского — является наиболее крупным, в плане он разделяется на две линзы — северную и южную. Харанурский массив, располагающийся в зоне сочленения регионального Холбын-Хаирханского и Улан-Сарьдагского внутриглыбовых разломов, также имеет сложную конфигурацию (см. рис. 2).

По отношению к протерозойским складчатым структурам гипербазиты являются посторогенными, но это не означает, что их внедрение находится вне всякой зависимости от геологической истории региона [Пинус, Колесник, 1966]. Главные факторы, контролирующие появление ультраосновных интрузий, — не соотношение их со складчатостью, а глубина заложения разломов и интенсивность дифференциальных движений блоков земной коры. Внедрение ультраосновных пород ильчирского комплекса соответствует периоду максимального прогибания каледонской Сагансарской миогеосинклинали, наложенной на области завершённой протерозойской складчатости. По-видимому, активизация Китойского разлома в начальные стадии заложения каледонских прогибов была настолько интенсивной, что корни этих разломов проникали в подкоро-

вый субстрат и разломы явились каналом поступления гипербазитов [Сутурин, 1978].

По мнению Г. В. Пинуса [1965], по всей территории юга Сибири проявляется разновозрастная кембрийская гипербазитовая формация. Верхний возрастной предел устанавливается по факту прорывания и метаморфизма гипербазитов габброидами боксонского комплекса, которые рвут и метаморфизуют вулканогенно-осадочные отложения боксон-сархойской серии.

Рассмотренные интрузивные комплексы — ильчирский, боксонский и сумсунурский — представляют собой офиолитовую серию пород, формирование которой происходило в течение длительного геологического времени. Габброиды и плагиограниты формируют не только различные по величине массивы, но и дайковые серии, приуроченные к зонам катаклаза и рассланцевания в гипербазитах. Состав гипербазитов, габбро-диабазов и плагиогранитов позволяет отнести серию пород, слагающих восточно-саянские офиолиты, к офиолитам I типа [Добрецов, 1980]. Именно этот тип офиолитов, по-видимому, наиболее перспективен для поиска месторождений высококачественного нефрита.

Геология и петрографо-геохимическая характеристика гипербазитов ильчирского комплекса Восточного Саяна

Первые упоминания о наличии серпентинитовых массивов в верховьях рек Олот, Китой и Урик связаны с именами таких исследователей, как Н. В. Ковригин, И. Д. Черский, А. Н. Ячевский и др.

В 1916 и 1928 гг. Ильчирский массив исследовал В. Н. Лодочников [1936]. В связи с изучением потенциальной асбестоносности гипербазитов Восточного Саяна ряд массивов комплекса исследовал Н. Д. Соболев [1934, 1940].

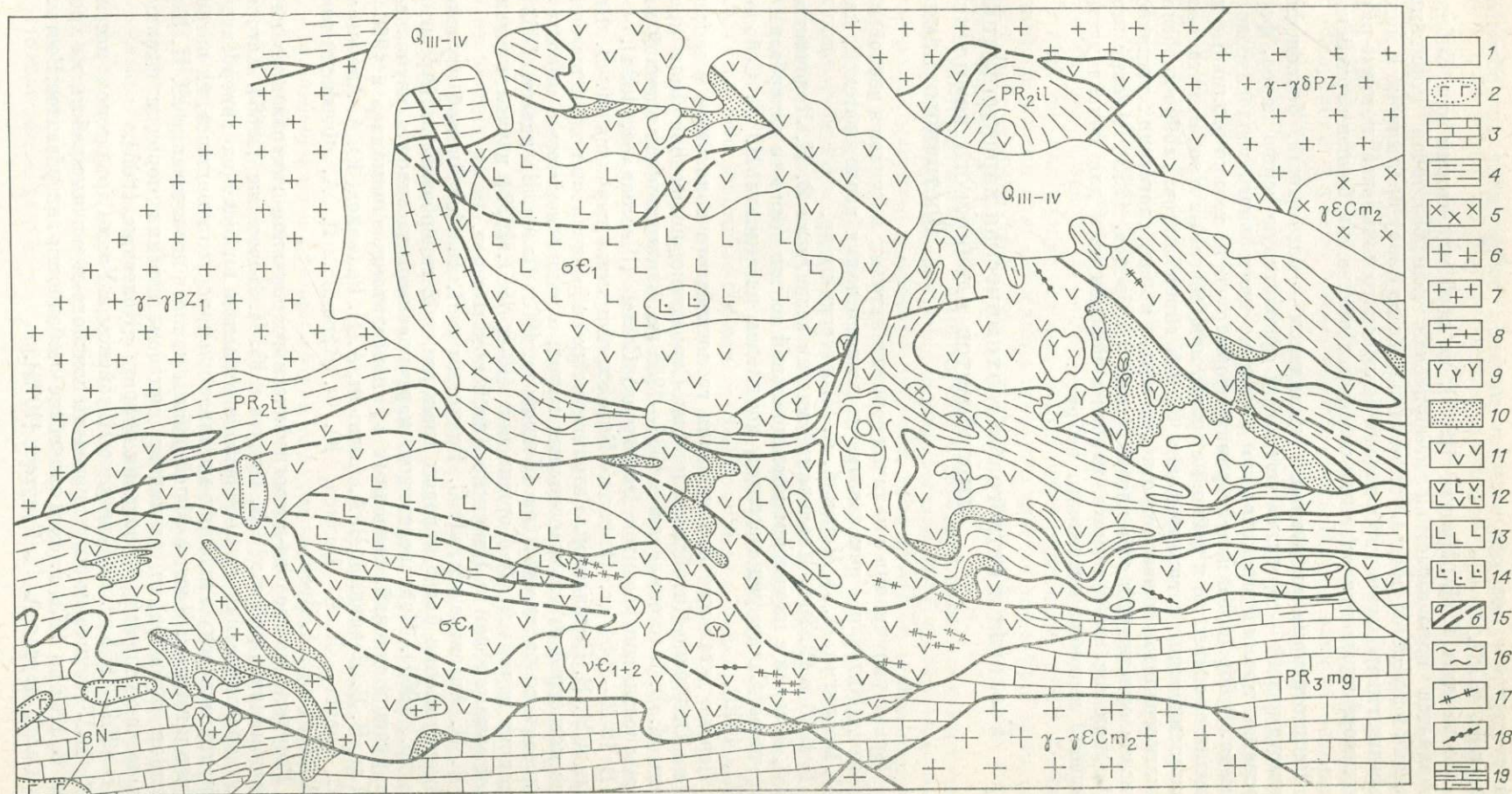
Первые детальные исследования геологического положения и петрографии Оспинско-Китойского и Улан-Сарьдагского массивов были проведены М. Ф. Шестопаловым в 1934—1938 гг., занимавшимся оценкой алмазности гипербазитов Восточного Саяна [Шестопалов, 1938].

В 1952—1954 гг. Оспинско-Китойский массив изучался И. В. Беловым и М. В. Богидаевой. Результатом их работ явилось подробное описание петрографии ультраосновных пород, а также некоторые выводы о генезисе и возрасте массивов [Богидаева, 1961; Белов, Богидаева, 1962]. В этот же период А. Ф. Коржинский [1958, 1967, 1977] изучал контактовый метаморфизм в Оспинско-Китойском массиве.

В. П. Арсентьевым, Л. С. Волковым и П. В. Копейкиной изучены взаимоотношения более молодых гранитоидов с гипербазитами [Арсентьев и др., 1960]. Непосредственно картированием массивов и изучением ряда рудопроявлений, связанных с гипербазитами, занимались в 1956—1964 гг. В. В. Левицкий, В. А. Ананьин, А. П. Рихванов, Ю. А. Алексеев, В. С. Грачев, Л. С. Волков, Ю. Ф. Ефремов, Г. А. Феофилактов, В. А. Лбов и Г. А. Зуев.

Результатом геолого-петрографического изучения гипербазитов юга Сибири явились работы Г. В. Пинуса и Ю. Н. Колесника [1966]. Авторы дали характеристику геологического строения вмещающих гипербазиты толщ, тектоническую позицию массивов ильчирского комплекса, их петрографию и генезис. Частью общей работы явилось исследование Ю. Н. Колесником петрографии различных метасоматических пород и физико-химических условий образования нефрита [Колесник, 1965].

В 1964—1965 гг. на Оспинско-Китойском и Улан-Сарьдагском массивах О. М. Глазуновым были проведены поисково-оценочные работы на хромиты. С 1967 по 1970 г. геохимические особенности гипербазитов Восточного Саяна изучал А. Н. Сутурин [1978].



- 1 [Empty box]
- 2 [Box with dashed border]
- 3 [Box with horizontal lines]
- 4 [Box with vertical lines]
- 5 [Box with 'x' symbols]
- 6 [Box with '+' symbols]
- 7 [Box with '+' symbols]
- 8 [Box with '+' symbols]
- 9 [Box with 'Y' symbols]
- 10 [Box with stippled pattern]
- 11 [Box with 'v' symbols]
- 12 [Box with 'L' and 'v' symbols]
- 13 [Box with 'L' symbols]
- 14 [Box with 'L' symbols]
- 15 [Box with diagonal lines and 'a' and 'b' labels]
- 16 [Box with wavy lines]
- 17 [Box with arrow and '+' symbols]
- 18 [Box with jagged line]
- 19 [Box with horizontal lines]

0 1 2 3 mm

Начиная с 1964 г. на Оспинско-Китойском и Харанурском массивах Замалетдиновым, Певченко, Якшиным, Сутуриным, Кудрявцевым, Галимовым и др. проводятся работы по поискам и разведке месторождений нефрита. Помимо решения практических задач, ими составлены крупномасштабные схематические карты массивов и выяснен ряд генетических вопросов, связанных с нефритом и другими метасоматическими образованиями.

Месторождения нефрита в Восточно-Саянском нефритоносном районе локализируются в Оспинско-Китойском и Харанурском массивах ультраосновных пород, наиболее крупных в Восточно-Саянском гипербазитовом поясе (см. рис. 2).

Оспинско-Китойский массив расположен в зоне регионального глубинного Китойского разлома (рис. 3). В плане он состоит из двух сопряженных линзовидных тел, ориентированных согласно простиранию северной и южной ветвей Китойского разлома, создающих сложную конфигурацию. Данные аэромагнитной съемки подтверждают деление массива на два блока: северный и южный. Длина массива около 30 км, ширина 10—13 км, общая площадь более 200 км².

Оспинско-Китойский гипербазитовый массив интродуцирует породы, слагающие северное крыло Ильчирского синклинория, осложненного в районе выходов массива наложенным Сагансарским миогеосинклинальным прогибом. Большая часть массива контактирует с метаморфизованными вулканогенно-терригенными отложениями уртагольской свиты протерозоя. В западной части на небольшом протяжении он граничит с известняками ильчирской свиты, а на юго-востоке — с карбонатными отложениями монгошинской свиты верхнего протерозоя. Южная граница массива срезана тектоническим нарушением, которое отделяет его от пород монгошинской свиты и боксон-сархойской серии. Приуроченность массива к разломам обуславливает крутые углы падения и линзовидно-изогнутую форму тел. Сложная тектоническая обстановка и слабое контактово-реакционное взаимодействие с вмещающими породами способствовали широкому развитию тектонических контактов, обусловленных постинтрузивными перемещениями отдельных блоков массива. Южная линза массива представляет собой неправильное пластообразное тело, южный тектонический контакт которого с известняками горлыкской свиты падает на северо-северо-запад под углом 65—70°. Северный контакт южной линзы массива со сланцево-эффузивной толщей более крутой (70—80°), с падением, параллельным южному. Южная часть массива опущена по отношению к северной, что подтверждается широким развитием в ней процессов серпентинизации и наличием многочисленных ксенолитов вмещающих пород.

Северная линза массива характеризуется более крутыми углами падения контактов. Южный ее контакт падает на север под углом 80—85°, а северный — на юго-восток под углом 80—90°. Массив состоит из двух блоков, представленных крутопадающими пластинообразными телами, разобценными сланцами уртагольской свиты.

Рис. 3. Схема геологического строения Оспинско-Китойского массива. Составил И. С. Якшин с использованием материалов В. П. Арсентьева, В. В. Кудрявцева, А. З. Галимова и Р. С. Замалетдинова.

1 — четвертичные отложения (QIII+IV), современный—верхний отделы нерасчлененные, смешанные водноледниковые, ледниковые, аллювиальные, солифлюкционные отложения, валуново-гравийно-галечный материал, дресва, пески, супеси, суглинки; 2 — неогеновая система (βN), оливиновые платобазальты; 3—4 — осадочно-метаморфическая толща: 3 — монгошинская свита (PR₂mg), известняки и доломиты с прослоями метаморфических сланцев, 4 — ильчирская свита (PR₂ll), хлоритовые, карбонатно-хлоритовые, кварцево-хлоритовые, биотит-кварц-хлоритовые и углистые сланцы с прослоями известняков, доломитов и эффузивов; 5—14 — интрузивные образования: 5—6 — сархойский комплекс (γ—γe)₂Ст₂, мелкозернистые диориты (5), гранитоиды нерасчлененные (6); 7—8 — холбинский комплекс (γ—γδ)₂Pz₁, плагиограниты, плагиопорфиры и кварцевые диориты (7), разнейсованные гранитоиды с прослоями биотитовых гнейсов и амфиболитов (8), 9 — боксонский комплекс (γC₁₋₂), амфиболовые габбро, габбро-диабазы; 10—14 — ильчирский комплекс (δC₁); тальк-карбонатные породы (10), серпентиниты (11), гарцбургиты серпентинизированные (12), гарцбургиты (13), дуниты (14); 15 — тектонические нарушения (а — прослеженные, б — предполагаемые); 16 — катаклиз; 17 — дайки габбро-диабазов; 18 — дайки плагиопорфиров; 19 — мраморизованные известняки.

Оспинско-Китойский гипербазитовый массив отличается от других массивов Алтае-Саянской складчатой области сохранностью его первично-магматических ультраосновных пород. Основные петрографические разновидности пород массива представлены дунитами, гарцбургитами, занимающими до 30% площади массива, серпентинитами, тальково-карбонатными породами и лиственитами.

Дуниты слагают центральные участки массива, постепенно сменяются к периферии гарцбургитами. В направлении к краевым зонам возрастает роль серпентинитов, которые у контакта массива с вмещающей толщей пород сменяются лиственитами.

Гарцбургиты окаймляют дуниты и связаны с ними постепенными переходами, обусловленными обогащением гарцбургитов оливином до полного исчезновения ромбического пироксена.

Тесная связь устанавливается между гарцбургитами и энстатитами, которые располагаются среди гарцбургитов в виде параллельных, прерывистых, иногда кулисообразных полос, ориентированных в субширотном направлении согласно с удлинением массива. Мощность энстатитовых полос колеблется от долей миллиметра до нескольких сантиметров, длина от 1 до 20 м. Контакты энстатитов с гарцбургитами резкие.

Лерцолиты распространены ограниченно и залегают среди гарцбургитов в виде тел мощностью до 2 м. По направлению к контакту с гарцбургитом содержание моноклинного пироксена уменьшается до полного исчезновения.

Верлиты отмечаются среди серпентинизированных гарцбургитов в виде маломощных (10—80 см) жил. Для них характерны резкие контакты с вмещающими породами.

Диопсидиты в виде дайкоподобных тел встречаются среди серпентинитов, в ряде случаев наблюдаются постепенные переходы их в серпентиниты через маломощные оторочки баститовых апопироксенитовых серпентинитов.

Вебстериты обнаружены среди графитизированных, интенсивно серпентинизированных и карбонатизированных гарцбургитов. По данным Г. В. Пинуса и Ю. Н. Колесника [1966], вебстериты образуют постепенные переходы через лерцолиты в гарцбургиты.

Серпентиниты широко развиты по периферии Оспинско-Китойского массива. Серпентинитовые участки различной мощности оконтуривают каждый из гарцбургитовых блоков. Петельчатая лизардитовая серпентинизация развита повсеместно. В краевых частях массива интенсивность ее возрастает, но она затушевывается последующими процессами хризотиллизации и антигоритизации, проявленными в периферийных участках массива и тектонических зонах. Среди серпентинитов наиболее распространены хризотил-антигоритовые. В южной части массива вблизи габброидов картируются обширные поля пятнистых карбонатизированных серпентинитов с порфиroidными вкраплениями брейнерита. С ними тесно ассоциируют бруситовые серпентиниты. Серпентиниты несут различные по цвету гипергенные корочки выветривания: хризотилитовые — зеленые, в тектонических зонах — серые, антигоритовые — красные.

В непосредственном контакте с вмещающими породами и карбонатизированными серпентинитами вдоль тектонических зон залегают тальково-карбонатные породы и листвениты. Состав их характеризуется вариациями количественного соотношения талька, магнетита, брейнерита и кварца. Тальково-карбонатные породы развиты в основном на контакте гипербазитов с кристаллическими сланцами. Иногда они образуют крупные поля и мощные жилы. Листвениты развиты вокруг гранитных, реже габбровых тел, в некоторых случаях они вместе с тальково-карбонатными породами образуют жилы и участки среди карбонатизированных серпентинитов.

В породах Оспинско-Китойского массива широко проявлен процесс графитизации. Углеродистые перидотиты массива впервые описаны М. Ф. Шестопаловым [1938], который считал их продуктами гибридной

магмы, образованной в результате ассимиляции габброидами углистых известняков и филлитов. По мнению В. С. Трофимова [1940], углеродсодержащие эманации, происходившие за счет метаморфизма ксенолитов, проникали в кристаллические породы апикальной части интрузии и отлагали содержащийся в них углерод. Работы ряда исследователей [Белов, Богидаева, 1962; Коржинский, 1967; Пинус, Колесник, 1966] дали новый материал для выяснения условий графитизации. Оказалось, что обуглероживаются не только гарцбургиты, но и серпентиниты, листвениты, гранодиориты [Богидаева, 1961] и нефриты [Замалетдинов и др., 1971]. В графитите из известняков и ультраосновных пород установлено присутствие битумов, что служит доказательством идентичности углеродного вещества в обеих породах [Коржинский, 1967]. Анализ парагенезисов минералов, ассоциирующихся с графитом, и условий их образования позволил А. Ф. Коржинскому [1967] прийти к выводу о невозможности реакции Будуара в тех температурных пределах, при которых протекает процесс графитизации. Обнаружение в некоторых образцах графита следов циркония, олова и гафния [Пинус, Колесник, 1966] подтверждает предположение об участии гранитоидных эманаций в переносе суспензий органического вещества из известняков. По данным М. В. Лагутиной [1978], в стадию ранней хризотил-лизардитовой серпентинизации часть закисного железа, высвобождающегося из орто- и метасиликатов, связывается в виде когенита (Fe_3C). Источником углерода являются флюиды, адсорбированные из вмещающих пород углерод. Массовая антигоритизация идет при более высоком парциальном давлении кислорода. В этих условиях происходит разложение когенита и выделение вместе с магнетитом свободного углерода. Именно этой стадии, по нашему мнению, соответствует интенсивная графитизация, захватывающая не только серпентиниты, но и габброиды, гранитоиды, метасоматиты, нефриты и другие породы.

Ультраосновные породы Оспинско-Китойского массива интродуцируются телами кислых и основных пород. Дайки, штоки и жилные тела гранитоидов и габброидов приурочены как к приконтактовым ослабленным зонам массива, так и к тектоническим зонам в хризотил-лизардитовых серпентинитах внутри массива. Интенсивный метасоматоз гранитоидов и габброидов привел к формированию альбититов и родингитов.

Для южной линзы Оспинско-Китойского массива характерны антигоритовые серпентиниты массовой серпентинизации. Среди крупночешуйчатых антигоритовых серпентинитов, в непосредственном контакте с вмещающими породами встречены гранатиты и везувианиты. В массиве в последнем десятилетии открыты месторождения высококачественного зеленого нефрита: Оспинское, Горлыкгольское, Зуносинское и Бортокольское.

Харанурский массив — второй по величине в Восточно-Саянском гипербазитовом поясе (рис. 4) — расположен в бассейне верхнего течения р. Урик, прослеживается от оз. Хара-Нур до устья р. Холбо (правого притока р. Урик). Форма его грушевидная, неправильная, максимальная ширина 5,5 км, длина 12,2 км, площадь около 25 км². Основными морфологическими структурами, определяющими форму и ориентировку массива в пространстве, являются глубинные разломы, заложенные на сочленении древнего докембрийского выступа Гарганского срединного массива и осадочных образований Окинского синклинория. Наиболее крупные региональные структуры глубинного заложения в данном районе — Холбын-Хаирханский (северный) и Улан-Сарьдагский (южный) разломы, протягивающиеся в северо-западном субширотном простирании. Расположение массива в зоне сочленения двух разломов обусловило неправильную его форму с ответвлениями в направлении разломов. Контакты массива с вмещающими породами протерозоя повсеместно тектонические, только на восточном и южном склонах горы Холбын-Хаирхан отмечаются следы экзоконтактового метаморфизма [Сутурин, 1978]. На этих участках в кристаллических сланцах установлена амфиболитизация, выражающаяся

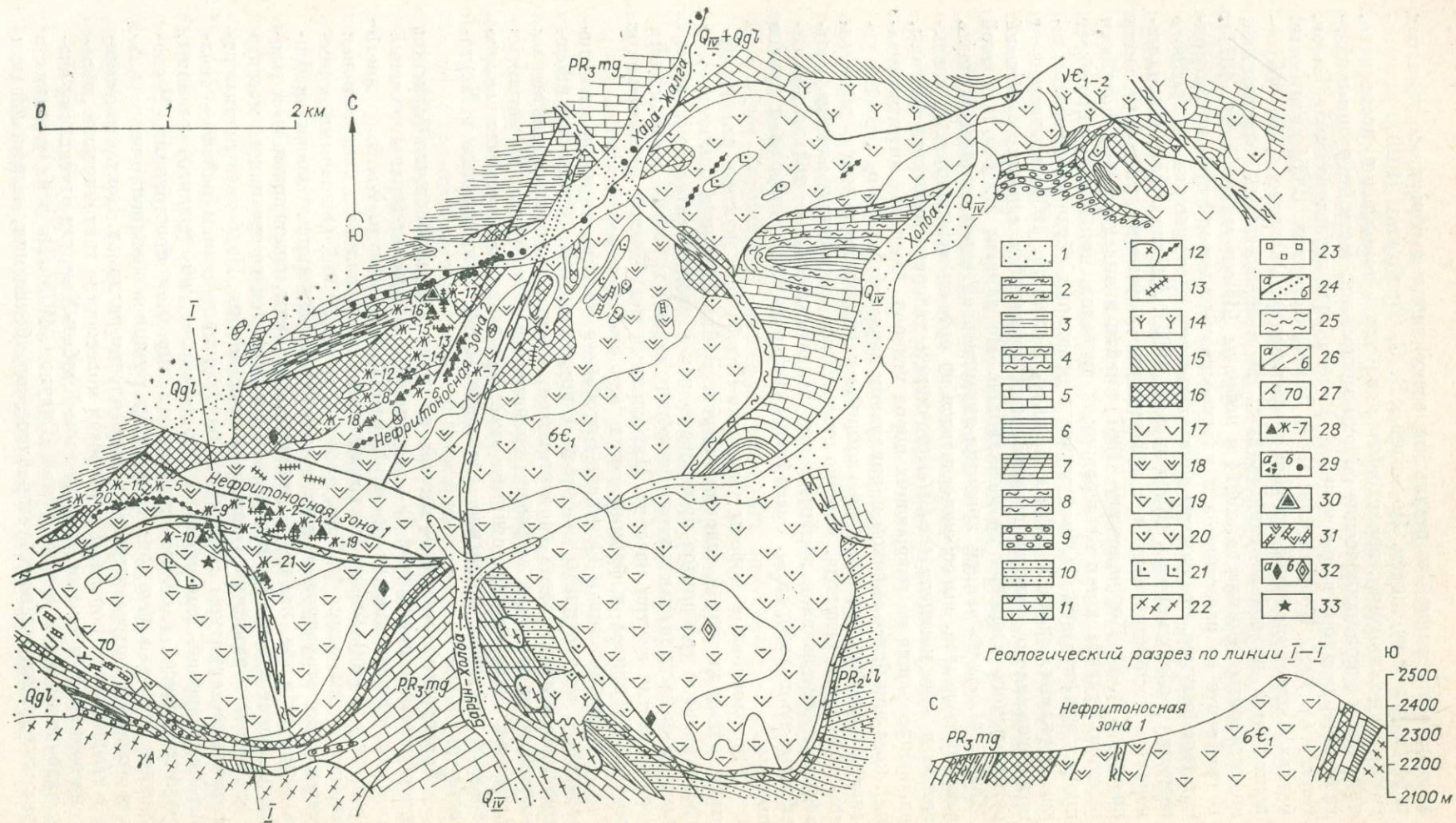


Рис. 4. Схематическая геологическая карта Харанурского гипербазитового массива (Уланходинское месторождение нефрита). Составили Р. С. Замалетдинов, И. С. Якшин, Н. Ф. Певченко, А. Н. Сутурин (1966 г.).

Четвертичные отложения ($Qg1 + QIV$): 1 — моренные и аллювиальные отложения. Осадочно-метаморфическая толща Монгошинская свита (PR_3mg). 2 — эффузивы, 3 — кристаллические сланцы, 4 — углисто-глинисто-карбонатные сланцы, 5 — доломитовые известняки, 6 — углистые сланцы, 7 — слюдисто-амфиболовые сланцы, 8 — глинистые сланцы, 9 — кварциты. Ильчирская свита (PR_2il): 10 — кристаллические сланцы, 11 — контактовые амфиболиты. Интрузивные образования. Холбинский комплекс (γPz_1): 12 — дайки и штоки плагиопорфиров, плагиогранитов и их метасоматические производные порфириовидные альбититы и альбититы. Боксонский комплекс (γC_{1-2}): 13 — метаморфизованные дайки габбро-диабазов; 14 — амфиболитованные среднезернистые габбро, Ильчирский комплекс (σC_1): 15 — листовиты, 16 — тальк-карбонатные породы, 17 — серпентиниты хризотил-антигоритовые, 18 — серпентиниты хризотидовые с реликтами оливина катаклазированные, 19 — серпентиниты хризотил-лизардитовые с реликтами оливина и пятнистыми выделениями магнетита, 20 — серпентиниты антигоритовые с содержанием 5—10% магнетита, 21 — дуниты. Архейские породы (γA): 22 — гранитоиды, 23 — березитизация, 24 — тектонические нарушения (а — прослеженные, б — предполагаемые), 25 — катаклазированные породы, 26 — геологические границы пород (а — прослеженные, б — предполагаемые), 27 — элементы залегания слюистости, 28 — жилы нефрита Уланходинского месторождения, открытые в 1965—1969 гг. 29 — аллювиальные глыбы (а) и валуны (б) нефрита. 30 — жила нефрита, открытая Л. А. Ячевским в 1896 г., 31 — месторождения и проявления хризотил-асбеста, 32 — рудопроявления хромита (а), магнетита (б), 33 — проявления хризотила.

в образовании 3—10-метровой зоны среднезернистого сланцеватого амфиболита.

Харанурский массив прорывает антиклинальную структуру, сложенную породами протерозоя. В строении массива принимают участие в различной степени серпентинизированные гарцбургиты, дуниты и их метаморфизованные разновидности. В целом породы массива располагаются в определенном порядке и положение их обуславливает его зональность. Листовиты размещаются по окраинам массива в виде незначительных линзообразных тел. Тальково-карбонатные породы в большинстве случаев располагаются в эндоконтакте массива и окаймляют его в виде тел различной мощности. Серпентинизированные дуниты и гарцбургиты приурочены в большинстве случаев к центральной части массива (см. рис. 4).

Серпентинизированные гарцбургиты с пятнистыми выделениями магнетита слагают почти целиком вершины гор Улан-Хода и Холбын-Хаирхан. Черные мелкозернистые серпентинизированные гарцбургиты и дуниты занимают северные, северо-восточные и восточные склоны горы Холбын-Хаирхан и левый борт рек Барун-Холбы и Холбо. Серпентиниты без реликтовых минералов располагаются в западной части массива, на его южном и северном контактах. В центральной части массива в нефритоносных зонах распространены катаклазированные хризотил-лизардитовые серпентиниты с округлыми реликтовыми зернами оливина.

Карбонатизированные серпентиниты приурочены к оперяющим главным тектоническим зонам трещинам. Пространственно они связаны с тальково-карбонатными породами, которые развивались не только по гипербазитам, но также и по вмещающим сланцам и известнякам монгошинской свиты. Ультраосновные породы в нефритоносных зонах интродуцируются малыми телами габбро-диабазов, плагиогранитов и плагиопорфиров, с которыми связывается нефритообразование.

В пределах массива, кроме известной (отработанной) с 1896 г. Харажалгинской жилы нефрита [Ячевский, 1925], в 1965 г. открыто Уланходинское месторождение уникального по качеству и цвету светло-молочно-зеленого нефрита.

СТРОЕНИЕ ПОРОД

Дуниты представлены массивной кристаллически-зернистой породой зеленовато-серого цвета, покрытой на выветрелых поверхностях бурой корочкой. К ним относятся породы, содержащие до 10% энстатита (по классификациям Н. Д. Соболева и И. А. Малахова). Структура дунитов панидоморфнозернистая, а на участках, где присутствует ромбический пироксен, гипидоморфнозернистая. Помимо главного породообразующе-



го минерала — оливин — дуниты содержат акцессорный хромшпинелид, небольшое количество серпентина, в переходных зонах отмечается ромбический пироксен. Оливин образует изометричные, реже вытянутые зерна (размером до 1—4 мм) с облачным погасанием и псевдодвойниковой структурой. Оливины из дунитов нефритоносных массивов характеризуются существенно магниальным составом.

Ромбический пироксен, отмечаемый в переходных к гарцбургиту зонах дунитов, выполняет промежутки между зернами оливина и обладает ксеноморфными очертаниями. Пироксен по составу близок к энстатиту. Оптические константы минералов из дунитов приведены в табл. 1.

Хорошая сохранность гипербазитов позволяет установить некоторые особенности начальной, аутометаморфической, стадии серпентинизации. При этом в большей степени, чем оливин, замещается энстатит. По нему развиваются тальк и тремолит, в то время как оливин или остается неизменным, или замещается петельчатым лизардитом.

По-видимому, первичный метаморфизм гипербазитов за счет собственных флюидов приводит к образованию талька и тремолита: во-первых, это более высокотемпературные минералы, чем серпентин, а во-вторых, они обладают большей мольной долей кремния и кальция, т. е. тех компонентов, которыми обогащены остаточные флюиды в гипербазитах после раскристаллизации оливина. Дуниты постоянно содержат акцессорный хромшпинелид (1—2%, иногда до 6%).

В аподунитовых хризотил-лизардитовых серпентинитах хромшпинелиды, как правило, метаморфизованы и замещаются магнетитом.

В дунитах хромшпинелиды образуют идиоморфные или неправильной формы зерна размером от сотых долей до 1—2 мм и более. Они занимают межзерновые пространства и лишь в редких случаях присутствуют в виде пойкилитовых вростков в оливине.

Интересен характер метаморфизма акцессорных хромшпинелидов. В отдельных случаях замещение их магнетитом происходит еще до начала массовой серпентинизации. По-видимому, главное значение для образования магнетита имеет изменение потенциала кислорода. Его повышение способствует окислению Fe^{2+} и выделению магнетита, поскольку Fe^{3+} и Cr^{3+} имеют ограниченную смесимость.

Гарцбургиты — массивные зеленоватые породы — являются типоморфной петрографической разновидностью нефритоносных гипербази-

Таблица 1

Оптические константы минералов из гипербазитов Восточного Саяна

Порода	Минерал	$2V^\circ$	N_g	N_p	$N_g - N_p$	CN_g°
Гарцбургиты	Оливин	+85 ÷ +89	1,678—1,691	1,645—1,656		
	Энстатит	+68 ÷ +88	1,671—1,686	1,658—1,664		
Дунит	Оливин	+85 ÷ 86	1,684	1,649		
	»	+85 ÷ +89			0,030—0,036	
Лерцолит	Энстатит	+61 ÷ +62			0,009—0,010	
	Диопсид	+58 ÷ 60			0,027—0,033	39—41
	Амфибол	—84			0,026	17
Верлит	Оливин	+85			0,036	
	Диопсид	+60 ÷ +64			0,032	42
Серпентинит	Лизардит		1,560	1,552		
	Антигорит		1,566—1,575	1,560—1,568		
	Хризотил		1,556	1,550		
	Брусит		1,580—1,585	1,560—1,563		
	Брейнерит		1,699—1,711	1,510—1,520		
Лиственит	Тальк		1,589	1,541		
	Брейнерит		1,704—1,725	1,505—1,532		

тов. Минеральный состав неизменных гарцбургитов непостоянен: оливин — 70—90%, энстатит — 8—28, хромшпинелид — 1—2%. В малых количествах присутствуют серпентин, магнетит, тальк и тремолит. Структура пород главным образом гипидиоморфнозернистая. Оливин присутствует в виде мелких изометричных зерен, часто с облачным погасанием. Энстатит приспособляется к ограничениям зерен оливина. Внутри кристаллов энстатита отмечаются округлые зерна оливина. Характер взаимоотношений между оливинном и энстатитом указывает на более позднее образование последнего. По составу минералы гарцбургитов идентичны оливинам и энстатитам из дунитов.

В гарцбургитах Оспинско-Китойского массива постмагматическим изменениям подвергается, в первую очередь, энстатит — по нему развивается тальк. Отдельные кристаллы энстатита замещаются пластинчатым агрегатом амфибола, по своим оптическим свойствам относящегося к тремолиту. В таких породах оливин остается неизменным. В слабо серпентинизированных гарцбургитах по энстатиту развивается лизардитовый бастит, а по оливину — петельчатый агрегат лизардита.

Лерцолиты — темно-серые с зеленоватым оттенком, плотные мелкозернистые породы. Минеральный состав лерцолитов: оливин, энстатит, моноклинный пироксен, аксессуарный хромшпинелид. Оптические константы минералов из лерцолитов приведены в табл. 1.

Оптические свойства оливина и энстатита в лерцолитах мало чем отличаются от оливина и энстатита гарцбургитов. Моноклинный пироксен образует в породе мелкие, иногда несколько удлиненные, ксеноморфные по отношению к оливину зерна. Постмагматические изменения лерцолитов в основном сводятся к серпентинизации оливина и энстатита. Диопсид, как наиболее устойчивый минерал, серпентинизируется частично. По диопсиду развивается амфибол тремолитового ряда.

Верлиты представляют собой средне- и крупнозернистые породы зеленовато-серого цвета, иногда с отчетливо выраженной порфирированной структурой, обусловленной наличием крупных (до 4 мм) таблитчатых индивидов моноклинного пироксена среди панидиоморфного агрегата изометричных зерен оливина и моноклинного пироксена основной массы породы. Более типичными являются верлиты, в которых соотношение между оливинном и моноклинным пироксеном выдерживается в равных количествах.

По оптическим данным (см. табл. 1), моноклинный пироксен в верлитах близок по составу к диопсиду. Постмагматические изменения верлитов выражаются в серпентинизации оливина и частично диопсида. Для последнего характерно замещение тремолитовым амфиболом.

По минеральному составу среди пироксенитов Оспинско-Китойского массива выделяются энстатититы, диопсидиты и вебстериты. Наиболее распространены энстатититы, реже встречаются диопсидиты, в единичных случаях отмечены вебстериты.

Энстатититы представлены темно-серой с маслянистым блеском крупнокристаллической породой, состоящей из мономинерального панидиоморфного агрегата таблитчатых по форме зерен энстатита (68—72%), промежутки заполнены серпентин-тальковым агрегатом (25—30%). Хромшпинелид образует редкие мелкие ксеноморфные зерна.

Оптические константы ромбического пироксена следующие: $2V = +58^\circ \div 66^\circ$; $N_g = 1,675-1,680$; $N_p = 1,658-1,670$. Постмагматические изменения энстатититов выражаются в серпентинизации и отальковании, изредка отмечается тремолитизация.

Диопсидиты представляют собой зеленовато-серую крупнозернистую, очень вязкую породу с панидиоморфной структурой, обусловленной таблитчатыми кристаллами моноклинного пироксена, размеры зерен которого варьируют от 2—3 до 20 мм и более. По оптическим свойствам моноклинный пироксен диопсидитов относится к слабозеленым диопсидам с содержанием геденбергитовой молекулы 5—10% ($2V = +60^\circ$; $N_g = 1,698$; $N_p = 1,677$; $N_g - N_p = 0,031$; $CNg = 39^\circ$). Характерной особен-

ностью диопсидитов является их крупнозернистое строение и отсутствие в них хромшпинелидов. Моноклинный пироксен замещается бесцветным амфиболом тремолит-актинолитового ряда и серпентином. Постмагматические изменения сопровождаются выделением тонкодисперсного магнетита и карбоната.

Вебстериты — макроскопически темно- или зеленовато-серого цвета породы со среднезернистой структурой. Они сложены моноклинным (40—80%) и ромбическим (20—60%) пироксеном и мелкими зернами хромшпинелида. Оптические константы моноклинного пироксена (диопсида) следующие: $2V = +58 \div 60^\circ$; $CNg = 38-42^\circ$; $Ng - Np = 0,028 - 0,030$; ромбического: $2V = +62^\circ$, $Ng - Np = \text{до } 0,012$. Постмагматические изменения вебстеритов, помимо серпентинизации энстатита и частично диопсида, выражаются также в амфиболизации моноклинного пироксена. Замещающий его бесцветный амфибол тремолит-актинолитового ряда появляется обычно вдоль трещинок пироксена. Высвобождающееся при серпентинизации и амфиболизации пироксена железо выпадает в виде мелких скоплений магнетита.

Серпентиниты — макроскопически зеленые, темно- и серовато-зеленые скрытокристаллические породы. По составу исходных пород серпентиниты подразделяются на аподунитовые и апогардбургитовые. Минеральный состав характеризуется различным сочетанием слагающих их полиморфных модификаций серпентина — лизардита, хризотила и антигорита; в зависимости от их соотношений выделяются разновидности серпентинитов: лизардитовые, хризотил-антигоритовые, лизардит-антигоритовые и антигоритовые. В начальной стадии процесса серпентинизации по оливину развивается петельчатый лизардит, а по пироксену — лизардитовый бастит. Их оптические константы представлены в табл. 1.

Если лизардитовые серпентиниты встречаются довольно редко, то хризотил-лизардитовые, антигорит-хризотилловые и антигоритовые распространены широко. Антигорит замещает оливин, сохраняющийся в центральной части лизардитовых петель, в результате чего образуются лизардит-хризотил-антигоритовые серпентиниты. Удлинение серпентина как отрицательное, так и положительное, что указывает на присутствие как лизардита, так и хризотила. На отдельных участках сохраняются реликты петельчатой структуры. Антигорит замещает не только первичные минералы, но также и лизардит. В некоторых случаях антигорит корродирует пластинчатый бастит. Антигоритовые серпентиниты площадного распространения имеют перекрещенно-пластинчатые и беспорядочные структуры. Хромшпинелиды в них почти всегда замещены магнетитом. Железо, высвобождающееся при серпентинизации оливина и энстатита, фиксируется в виде жилок и скоплений магнетита, образующих псевдопетельчатую структуру.

Особым типом серпентинитов в гипербазитах являются так называемые микроантигориты [Варлаков, 1978]. Они образуются в экзоконтактах даек габброидов и плагιοгранитов, изредка в эндоконтактных зонах гипербазитовых массивов. Для микроантигоритов характерна мелкозернистая перекрещенно-волокнистая микроструктура. В них практически отсутствуют реликтовые минералы, а хромшпинелиды лишены магнетитовой оторочки, что свидетельствует о восстановительных условиях формирования микроантигоритовых серпентинитов. Одним из показателей существенно оливинового состава первичных пород является наличие бруситсодержащих серпентинитов [Штейнберг, Чашухин, 1977]. Брусит образует псевдоморфозы по антигориту. Довольно часто встречаются брусит-карбонатные и бруситовые жилки мощностью до 10—15 см. Характер взаимоотношений брусита с серпентинами указывает на его более позднее образование по сравнению с серпентинами.

Вблизи контактов массива с вмещающими породами и дайками габброидов и гранитоидов выделяются участки карбонатизированных серпентинитов. Насыщенность серпентинитов карбонатом крайне неравномерна.

В отдельных случаях он занимает до 60% площади шлифа, тогда как в ряде шлифов отмечаются лишь единичные зерна. Конфигурация зерен карбонатов различная — от изометричных кристаллов до прожилков и бесформенных скоплений. Серпентин в карбонатизированных серпентинитах представлен обычно крупнозернистым антигоритом. Интересной особенностью карбонатизированных серпентинитов является густая насыщенность пылевидным магнетитом зерен карбоната при полном очищении антигорита от рудного. По составу карбонат изменяется от магнезита до брейнерита. Если в обычных серпентинитах хромшпинелиды превращены в хроммагнетиты, то в карбонатизированных серпентинитах наблюдается очищение хромшпинелида от магнетита. Последний замещается хлоритом, и на его месте остаются скелетные зерна буровато-красного хромшпинелида.

Тальк-карбонатные породы (листвениты) образуются в конечную стадию метаморфизма гипербазитов. Минеральный состав их — магнезиальный или магнезиально-железистый карбонат и тальк. Из второстепенных минералов присутствуют реликтовый серпентин, магнетит и хромшпинелид. Относительные количества талька и карбоната в породе колеблются в широких пределах, структура породы гранобластовая. Чешуйки и пластинки талька часто собираются в розетковидные агрегаты, между которыми заключена мелкозернистая масса карбоната. В других случаях карбонат образует порфирировидные выделения, внутри которых заключены мелкие листочки талька. Магнетит обычно образует пылевидные скопления или тонкие пересекающиеся жилки. Реликтовые минералы (оливин, антигорит и хромшпинелид) отмечаются в виде отдельных зерен или образуют мелкие скопления. В отдельных случаях среди тальк-карбонатного агрегата встречаются свежие красновато-бурые зерна хромшпинелидов. Оптические константы минералов из лиственитов представлены в табл. 1.

В кварц-карбонатных лиственитах главная роль принадлежит железисто-магнезиальным карбонатам и кварцу. Присутствует также тальк, иногда слюда-фуксит. Из рудных минералов отмечаются пылевидный магнетит (гематит) и реликты хромшпинелидов. Наблюдаются примесь антигорита, иногда реликты карбонатизированного серпентинита. Структура породы гранобластовая, при значительных количествах талька переходит в лепидогранобластовую.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГИПЕРБАЗИТОВ

Гипербазиты Восточно-Саянского нефритоносного района являются типичным примером ультрабазитов дунит-гарцбургитовой формации. Породы этой формации О. М. Глазунов [1981] выделяет как относительно магнезиальный подтип. Состав пород этого подтипа (табл. 2) характерен для неизмененных гипербазитов других нефритоносных массивов. Главные геохимические характеристики пород — пониженные концентрации железа, алюминия, щелочей. Важное значение имеет низкое содержание в породах кальция. В процессе серпентинизации отмечается незначительное увеличение концентраций кальция [Сутурин, 1978]. Стерильность в отношении кальция первичных ультраосновных пород послужила одной из причин широкого развития в массивах кальциевого метасоматоза. Характерными геохимическими индикаторами пород являются содержания элементов-примесей: хрома, никеля и титана (табл. 3). Для хрома и никеля отмечаются высокие концентрации. Основная масса хрома концентрируется в хромшпинелидах (92,6%), никель же связан, в первую очередь, в структуре оливина (96,2%). Сульфидная форма никеля для гипербазитов этого геохимического подтипа не характерна. Титан в первичных породах фиксируется в исчезающе малых концентрациях. Для элемента характерны высокие величины коэффициентов вариации и равномерное распределение по минералам. В первичных породах содержания стронция и бария

Средний химический состав ультраосновных пород, вес. %

Массив	Порода	Кол-во проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	CO ₂	Сумма
Озпинско-Китойский	Дунит	32	40,05	0,03	0,71	1,90	6,23	0,19	47,77	0,53	0,05	0,02	0,01	0,09	0,94	0,19	0,62	99,35
	Гарцбургит	20	41,03	0,01	0,95	1,96	6,31	0,13	47,48	0,65	0,05	0,03	Сл.	0,12	1,35	0,18	0,42	100,58
	Серпентинит	27	38,17	0,02	1,31	3,90	3,08	0,13	39,73	1,43	0,13	0,09	0,01	0,17	9,61	0,27	1,90	99,95
Харанурский	Дунит	4	39,18	0,04	0,76	2,84	4,71	0,12	46,55	0,49	0,01	0,01	Сл.	0,07	4,12	0,16	0,46	99,52
	Гарцбургиты	4	40,21	0,01	0,94	1,41	6,00	0,12	46,13	0,61	0,02	0,01	0,01	0,04	3,22	0,19	0,64	99,56
	Серпентинит	3	40,21	0,05	1,88	5,36	1,43	0,08	37,87	0,65	0,02	0,02	0,01	0,13	10,80	0,42	1,22	100,17
Улаи-Сарьдагский	Дунит	32	41,40	0,02	1,02	1,49	6,18	0,11	46,81	1,01	0,12	0,04	0,03	0,17	1,45	0,21	0,48	100,54
	Серпентинит	9	38,90	0,01	1,44	2,79	3,46	0,13	42,43	0,93	0,12	0,02	0,02	0,12	7,73	0,15	1,03	99,28
Средневзвешенный состав	131	131	39,31	0,02	1,20	3,31	4,08	0,13	42,44	1,04	0,08	0,05	0,01	0,14	6,63	0,26	1,30	100,00

Таблица 3

Содержания редких элементов в ультраосновных породах, вес. %

Массив	Порода	Cr	Ni	Co	V	Mn	Ti	Sc
Озпинско-Китойский	Дуниты	0,44(33)	0,21(33)	0,015(33)	0,002(20)	0,15(32)	0,018(32)	4,4(32)
	Гарцбургиты	0,22(20)	0,20(20)	0,011(20)	0,0027(20)	0,10(20)	0,006(20)	5,6(20)
	Серпентиниты	0,32(36)	0,27(36)	0,013(27)	0,0033(36)	0,10(27)	0,012(27)	4,1(27)
Харанурский	Дуниты	0,42(3)	0,23(3)	0,016(3)	0,0029(3)	0,10(3)	0,024(4)	5,4(4)
	Гарцбургиты	0,31(4)	0,22(4)	0,013(4)	0,0030(4)	0,10(4)	0,010(4)	5,9(4)
	Серпентиниты	0,21(37)	0,18(37)	0,013(37)	0,0030(3)	0,06(3)	0,030(3)	2,9(3)

Примечание. В скобках — количество проб.

$< 1 \cdot 10^{-4}$ вес. %. В автометаморфических серпентинитах низкие содержания элементов сохраняются. Во всех апогипербазитовых породах, происхождение которых связано с воздействием флюидов кислых и основных пород, отмечается повышение концентраций стронция и бария.

Анализируя особенности состава гипербазитов нефритиносных массивов, следует, в первую очередь, обратить внимание на их высокую магнезиальность и резкое понижение содержания титана. При подстановке данных химического анализа гипербазитов в уравнение гиперплоскости [Сутурин, 1978]

$$D = 0,0059\text{SiO}_2 - 0,0377\text{TiO}_2 - 0,0016\text{Al}_2\text{O}_3 + 0,0262\text{Cr}_2\text{O}_3 - \\ - 0,0262(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) + 0,0029\text{MgO} - 0,0374\text{CaO} - 0,1319\text{Na}_2\text{O} + \\ + 0,0864\text{K}_2\text{O} - 0,0555$$

или в уравнение прямой

$$\frac{M}{F} + 0,43 \frac{\text{Cr}_2\text{O}_3}{\text{TiO}_2} - 9,6 = 0, \text{ где } \frac{M}{F} = \frac{\text{MgO}}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO} + \text{NiO}} \text{ (мол. кол.)}$$

получаются положительные величины, характерные для крайней магнезиальной ветви ультраосновных пород. Вместе с тем важно указать еще на одну существенную особенность ультраосновных пород из нефритиносных массивов. Гипербазиты здесь представлены преимущественно гарцбургитами, моноклинный пироксен встречается спорадически. Содержание CaO в породах минимально. Содержание моноклинного пироксена (X) при пересчете химического состава по методу Соболева не превышает 4% (в Оспинско-Китойском массиве средняя величина $X = 2,29$). Это указывает на слабое развитие в массиве лерцолитов. В лерцолитовых массивах, относящихся к другому типу офиолитов [Колман, 1979], избыток кальция, высвобождающегося при серпентинизации пород, оказывает существенное влияние на характер метасоматических процессов, стимулируя формирование гранатовых родинитов, а не нефритов.

Джидинский нефритиносный район

Район является частью древнекаледонской складчатой зоны Юго-Западного Прибайкалья, обрамляющей с юга протерозойские структуры Хамар-Дабана. Здесь наряду с господствующими нижнекембрийскими отложениями широко распространены метаморфические толщи докембрия [Пинус, Колесник, 1966], слагающие Хамардабанскую и Монгольскую глыбы. Между глыбами расположен Джидинский прогиб, выполненный геосинклинальными отложениями кембрия.

В области сопряжения прогиба с выступами фундамента прослеживаются региональные тектонические разломы глубинного заложения, которые служили каналами для поступающих в каледонское время гипербазитов и гранитоидов. Кроме обширных полей кайнозойских базальтоидов здесь наблюдаются вулканогенные образования конца палеозоя — начала мезозоя и угленосные континентальные толщи юры. Протерозойскими породами сложен Хангарульский хребет, вдоль оси которого оконтуривается ряд крупных гипербазитовых массивов. Выделяются две свиты протерозоя: нижняя, существенно карбонатная, зунмурийская и несогласно перекрывающая ее верхняя битуджидинская, сложенная зеленокаменными кристаллическими сланцами. Породы собраны в ряд крупных линейных складок, оси которых ориентированы в широтном направлении.

Кембрийские отложения, представленные вулканогенными, терригенными и карбонатными отложениями, относятся к типичным геосинклинальным образованиям. Кембрийские породы собраны в линейные складки северо-западного простирания. Большинство исследователей среди кембрийских отложений района выделяют две свиты: нижнекембрий-

скую хохюртовскую с археоцеатами и перекрывающую ее джидинскую неясного возраста. Пестроцветная хохюртовская свита сложена известняками с прослоями кремнистых сланцев, кварцитов и конгломератов и подчиненных им покровов основных эффузивов. Выше залегают вулканогенные отложения, представленные диабазами, авгитовыми, реже плагиоклазовыми порфиридами и кварцевыми порфирами. Эффузивы перемежаются с горизонтами туфобрекчий и туфов. Общая мощность кембрийских отложений более 5000 м, из них 2800 м слагают породы хохюртовской свиты.

В кембрийское время активизировалась магматическая деятельность. Помимо излияния основных лав в нижнем кембрии, а также внедрения гипербазитов, в период консолидации древнекаледонской геосинклинали произошла синорогенная интрузия гранитоидов. Каледонские гранитоиды подразделяются на несколько фаз. К I фазе относятся гранодиориты и диориты, которым подчинены габбро и габбро-диориты. Во II фазу кристаллизовались сиениты, монзониты и порфиридные граниты. Самые поздние по внедрению — лейкократовые гранитоиды. По мнению Г. В. Пинуса и Ю. Н. Колесника [1966], гранитоиды р. Джиды аналогичны породам тангульского комплекса Тувы.

Джидинский гипербазитовый пояс приурочен к зоне глубинных разломов, отделяющих раннепалеозойскую структуру от Байкальской складчатой области, активизированной в палеозое. Гипербазитовые массивы пояса деформированы одновременно с вмещающей осадочно-вулканической толщей в салаирскую фазу каледонской складчатости. Тектонические контакты в большинстве случаев совпадают со слоистостью вмещающих пород, которые несут следы динамометаморфизма.

Массивы Джидинского гипербазитового пояса сложены в основном серпентинитами. Неизмененные, слабо серпентинизированные породы встречаются главным образом среди наиболее крупных массивов северной ветви северо-западной части пояса. Например, Хамархудинский массив, с которым связано одно из месторождений нефрита.

Длина Хамархудинского массива 4,3 км, максимальная ширина 1,8 км. Массив вмещает битуджидинскую сланцевую свиту, породы которой несут отчетливые черты динамометаморфизма, выражающиеся в нарушении оптической ориентировки, раздробленности зерен альбита и кварца. Массив сложен антигоритовыми серпентинитами. Реликты первичных пород встречены лишь в центральных его участках. Они сложены в различной степени серпентинизированными дунитами, а последние — реликтами оливина (Fa — 8—9%) и акцессорного хромшпинелида. Оливин замещен антигоритом. Серпентиниты сложены пластинчатым или игольчатым агрегатом антигорита с решетчатой микроструктурой. В серпентинитах отмечаются частично замещенные магнетитом реликты хромшпинелидов. Высвобождающееся при серпентинизации железо фиксируется в виде дисперсного агрегата магнетита или небольших жилков.

В эндоконтакте массива отмечается перекристаллизация и карбонатизация серпентинитов. Крупнокристаллические антигоритовые перекристаллизованные серпентиниты практически лишены дисперсного магнетита. Последний чаще всего приурочен к карбонатным прожилкам в породе либо образует тонкие жилки в серпентине. Карбонатизированные серпентиниты, в которых наряду с антигоритом существенную роль играет брейнерит, слагают краевые или узкие протяженные внутренние зоны массива. Они тесно связаны с тальк-карбонатными породами. Последние являются крайней метасоматической зоной, образующейся при низкотемпературном аллометаморфическом метаморфизме гипербазитов. Тальк-карбонатные породы сложены гранолепидобластовым агрегатом тонколистоватого талька, облекающего крупные овальные зерна брейнерита. Следует отметить наличие в массиве протяженных тел конгломератовидных серпентинитов тектонического происхождения. Трециноватость, обусловленная вовлечением массива в тектоническую деятельность поздних тектономагматических этапов, имела простирание, параллельное длинной оси массива. Участки повышенной трециноватости, где серпенти-

низация носит неравномерный характер, служили подводными каналами для серпентинизирующих растворов. От первичных пород остаются крупные реликты, напоминающие окатанные глыбы и гальку. Цемент пород антигоритовый или антигорит-брейнеритовый.

Породы массива интенсивно обуглерожены, особенно в северной части. Встречены не только интенсивно графитизированные серпентиниты, но и тела диспергированных графитом габброидов, родингитов и нефритов. Из более молодых интрузивных пород внутри массива встречены тела габброидов, в значительной степени родингитизированных и карбонатизированных. В отдельных телах первичные алюмосиликатные породы превращены в графит-кальцитовые жилы, о первичной природе которых можно судить по реликтам клиноцоизита.

Массив, судя по структурам и пространственному положению серпентинитов, претерпел неоднократный катаклиз, сопровождающийся собственной стадией перекристаллизации, серпентинизацией и карбонатизацией.

Витимский нефритоносный район

Этот район, являющийся составной частью Байкальской складчатой области, сложен докембрийскими, в меньшей степени раннепалеозойскими осадочно-метаморфическими образованиями. Основные структурно-тектонические элементы района — Южно-Муйская, Северо-Муйская и Таксимская глыбы архея. Архейские породы представлены ильчирской толщей гнейсов и кристаллических сланцев и тулдунской свитой, содержащей также карбонатные породы. Породы глыб архея метаморфизованы в гранулитовой и амфиболитовой фации метаморфизма. Глыбы играли роль жестких срединных массивов в период раннепротерозойской складчатости. Отложения нижнего протерозоя залегают трансгрессивно на породах архея и представлены муйской серией, состоящей из измененных эффузивов спилит-кератофировой формации с подчиненным развитием осадочных пород.

Раннепротерозойские интрузии относятся к муйскому комплексу, подразделяющемуся на два подкомплекса: субвулканические интрузии основного и кислого состава и интрузии гнейсовидных плагиигранитов и гранитов.

Отложения среднего протерозоя представлены падринской серией порфиритов и туфов, а также песчаниками и конгломератами. Отложения этой серии с резким угловым несогласием залегают на размытой поверхности плагиигранитов муйского комплекса и трансгрессивно перекрываются породами верхнего протерозоя. Интрузивные породы среднего протерозоя объединены в витимский комплекс гранитоидов. Он образует изометричные или удлиненные плутоны, тяготеющие к зонам разломов. Состоит комплекс из кварцевых монзонитов, гранодиоритов, гранитов и гранит-порфиров. Гранитоиды пересекают и метаморфизуют осадочно-вулканические породы падринской серии (Pt_2) и перекрываются базальными конгломератами кембрия. Фация метаморфизма пород среднего протерозоя зеленосланцевая. Породы верхнего протерозоя — нижнего кембрия объединяются в икатскую, уакитскую и бамбуйскую серии (ϵ_1). Состав икатской серии существенно карбонатный. Уакитская серия в пределах региона сложена метаморфизованными песчаниками, туфопесчаниками, конгломератами с прослоями филлитов, углистых сланцев и известняков. Бамбуйская серия (ϵ_1) фаунистически охарактеризована. Сложена она базальными конгломератами, гравелитами, песчаниками, доломитами.

Гипербазиты парамского комплекса образуют серию массивов, имеющих линзовидную форму. Возраст комплекса верхний протерозой — нижний кембрий.

Породы бирамьинского габброидного комплекса образуют мелкие штоки и жилы оливинового габбро. Габброиды прорывают отложения нижне-

го кембрия. Встречаются в виде даек внутри гипербазитов. Гранитоиды мамско-оронского комплекса имеют согласную со складчатыми структурами форму. По составу это биотитовые, реже мусковитовые и двуслюдяные граниты, а также пегматоидные граниты и пегматиты. Самые поздние интрузии региона — гранитоиды витимканского комплекса. К I фазе комплекса относятся лейкократовые биотит-мусковитовые граниты и сиениты, ко II — только аляскитовые граниты.

Пространственное размещение гипербазитов контролируется региональными разломами, окаймляющими Северо- и Южно-Муйские глыбы архея. Месторождение нефрита обнаружено в Парамском гипербазитовом поясе, который обрамляет с северо-востока Северо-Муйскую глыбу, на юго-востоке прослеживается между Южно-Муйской и Таксимской глыбами. Длина пояса 140 км [Малышев, 1972]. В его состав входят Парамский, Шаманский и более мелкие массивы, которые располагаются в отложениях муйской серии нижнего протерозоя. Кроме гипербазитов в массиве отмечаются жильные тела и дайки габброидов и плагиогранитов.

Парамский массив имеет форму линзы, ориентированной на северо-запад. Длина массива 20 км, наибольшая ширина 4,5 км, площадь 37 км². По геофизическим данным, нижняя кромка возмущающих масс расположена на глубине 4 км. Массив разблочкован серией тектонических разломов, ориентированных согласно простиранию и перпендикулярно ему. Центральная, высокогорная часть массива сложена дунитами и гарцбургитами, образующими полосчатый комплекс. По направлению к эндоконтакту возрастает роль серпентинитов. Полосчатость дунит-гарцбургитового комплекса подчеркивается ориентировкой энстатита и направлением простирания линзовидных тел дунитов. Мощность полос колеблется от десятков сантиметров до 30, реже 250 м. Переходы между дунитами и гарцбургитами постепенные. В небольшом количестве среди серпентинитов обнаружены тальк-карбонатные породы и листвениты. Гипербазиты массива прорваны дайками аплитов и гранитов. Встречены жильные тела и дайки ортоамфиболитов апогаббрового происхождения, частично ридгитизированные.

В 1978 г. А. П. Секериним в Средне-Витимской горной стране было обнаружено коренное месторождение светлоокрашенного апокарбонатного нефрита. В геологическом отношении район месторождения характеризуется сложной и длительной геологической эволюцией, выразившейся в проявлении серии этапов тектогенеза от архейского до мезозойского. Архейские образования в виде отдельных блоков сохранились среди геосинклинальных отложений протерозоя. Представлены они мигматитами, гнейсами, амфиболитами и мраморами, прорванными чарнокитами и гранитогнейсами.

Протерозойские отложения распространены значительно шире. Песчано-глинистые образования протерозоя претерпели метаморфизм зеленосланцевой и амфиболитовой фаций. Нижнегорбылокская и италлалинская свиты нижнего протерозоя имеют вулканогенно-терригенный состав. Среднепротерозойские отложения, относимые к падринской серии, распространены ограниченно и представлены в районе кислыми эффузивами и их туфами. Верхнепротерозойские отложения суванихинской свиты характеризуются терригенно-карбонатным составом. Интрузивная деятельность этого периода проявлялась в излиянии эффузивов и внедрении плагиогранитов и гранитоидов, активно формирующих экзоконтактовые зоны роговиков и скарнов.

В палеозое терригенно-карбонатные отложения залегают на эродированном протерозойском фундаменте. Для пород характерна большая фациальная изменчивость и широкое развитие карбонатных пород. Интенсивно проявлена интрузивная деятельность. Габброидная и батолитовая гранитоидная формации атарханского и витимканского комплексов формируются в результате прогрессирующего дробления земной коры и заложения глубинных разломов со сложной сетью оперяющих трещин. Палеозойский этап тектогенеза является определяющим для формирова-

ния апокарбонатных тел нефрита. Важное рудоконтролирующее значение имеют широкое развитие батолитов палингенных гранитоидов, карбонатный состав вмещающих толщ и заложение глубинных разломов, контролирующих поступление флюидов и связанную с ними гидротермально-метасоматическую деятельность.

В мезозое регион не претерпел значительных геологических преобразований, и лишь в кайнозое, в связи с заложением рифтовых зон байкальского типа, начинается формирование впадин и заполнение их терригенным материалом.

Полярно-Уральский нефритоносный район

В настоящее время месторождение нефрита обнаружено лишь в гипербазитовом массиве Рай-Из, приуроченном к Войкаро-Сыньинскому участку зоны Главного Уральского глубинного разлома. Морфология массива определяется его положением в сложном тектоническом узле, характеризующемся разделением здесь Главного Уральского разлома на западную и восточную ветви. Стратифицированные осадочно-метаморфические образования подразделяются на три комплекса: доуралид, уралид и мезокайнозойский платформенный комплекс. Доуралиды — метаморфические палеозойские зеленокаменные образования спилит-кератофировой формации. Уралиды представлены метаморфическими и осадочными породами ордовика. Из отложений мезокайнозойского платформенного комплекса наиболее распространены четвертичные образования, представленные моренными элювиально-делювиальными и аллювиальными отложениями. В районе развита чрезвычайно интенсивная интрузивная деятельность. Выделяются следующие комплексы (от древних к молодым): спилит-кератофировый (O_{2-3}), габбро-диабазовый (O_3), собский габбро-диоритоналитовый ($O_3 - S$), войкаро-сыньинский дунит-гарцбургитовый ($O_3 - S_1$), кэршорский габбро-норитовый (S_{1-2}) и почурейский комплекс альбитизированных и альбитовых гранитов и роговообманковых диоритов верхнего силура. Район характеризуется сложной блоковой структурой и многоэтапностью геологического развития, многофазным и разновозрастным магматизмом, широким развитием дайкового комплекса.

Массив Рай-Из сложен породами дунит-гарцбургитового комплекса (гарцбургитами, оливинсодержащими гарцбургитами, дунитами, оливинитами), серпентинизированными в различных его частях в той или иной мере. Абсолютный возраст гипербазитов, слагающих массив, 402 млн. лет.

По структурному положению массив Рай-Из можно рассматривать как межформационную интрузию, расположенную на пересечении зоны Главного Уральского глубинного разлома (северная половина Войкаро-Сыньинского участка) и Собско-Елецкого поперечного прогиба. В пределах массива развиты разрывные нарушения широтного, меридионального северо-восточного и северо-западного простирания.

Наиболее древние разрывные нарушения — широтные, по ним разбивается хлоритизация, оталькование, актинолитизация, серпентинизация. Наиболее молодые — меридиональные.

Разрывные нарушения северо-западного простирания контролируют зачастую пространственное положение метасоматических тел, габбро-пегматитов, горнблендитов и даек диабазов. Проявления нефритов, жадеитов и калифорнитов располагаются в районе северного контакта массива Рай-Из с вулканогенно-осадочными породами верхнепротерозойско-кембрийского возраста. Приуроченность проявлений к тектонически активным зонам контакта массива обуславливает наличие мощных (до 300 м) зон серпентинизации, несущих в себе «ксенолиты» вмещающих пород. По составу отличаются хризотил-антигоритовые, хризотил-лизардитовые и антигоритовые серпентиниты, в различной степени рассланцованные, разлинзованные, брекчиевидные и хлоритизированные, часто тремолитизированные. Контакт гипербазитов с серпентинитами на юго-запад,

юг, юго-восток под углами 50—60°. Близ контакта среди пород дунит-гарцбургитового комплекса отмечаются дайки пироксенитов протяженностью до сотен метров.

Западно-Саянский нефритоносный район

Месторождение нефрита обнаружено в Западном Саяне в пределах Иджимского (Куртушибинского) массива. Геологическое строение массива приводится по данным А. К. Сибилева [1980]. Иджимский массив прослежен на протяжении 60 км при средней ширине 3 км и максимальной — 8 км, площадь 180 км². Он входит в состав Куртушибинского (Саяно-Тувинского) офиолитового пояса, расположенного среди каледонид Западного Саяна. Офиолиты этого пояса слагают полосу, вытянутую в северо-восточном направлении на расстояние 320 км при ширине выхода от 5 до 20 км.

Офиолиты имеют тектонические контакты с отложениями терешкинской свиты нижнего кембрия или граничат по надвигу с зеленокаменной толщей амыльской свиты докембрия. На юго-востоке полоса выхода офиолитов ограничена разломом, отделяющим от нее нижнесреднекембрийские отложения аласугской свиты, в которой отмечены следы размыва пород офиолитового комплекса. Амыльская свита трансгрессивно перекрыта силурийскими пестроцветными песчаниками шиштыкской свиты. В северо-западной краевой зоне офиолитового пояса местами формировались калиевые гранитоиды нижнесреднедевонского возраста (буйбинский комплекс).

Общий разрез офиолитов следующий.

1. Ультрабазиты с жилами родингитизированных габброидов, мощность более 3 км.

2. Габброидные породы (плагноклазодержащие пироксениты, эвкритовые габбро, габбро-нориты) (1,2—1,8 км).

3. Габбро-диабазовый дайковый комплекс с ксенолитами габброидов (1,5—2 км).

4. Зеленокаменные вулканы и углисто-кремнистые сланцы чингинской свиты венд-нижнекембрийского возраста. Габброиды формировались позднее гипербазитов, прорывают их. Контакты гипербазитов и габброидов повсеместно тектонические.

Иджимский массив разбит разрывными нарушениями на блоки. Тиховский блок сложен рассланцованными серпентинитами; Орешский — дунит-гарцбургитовым комплексом с жилами родингитов и телами тремолитов, диопсидитов, нефритов и хлоритов (в этом же блоке расположено Саянское месторождение асбеста); Омудский — лизардитовыми, реже хризотилловыми и антигоритовыми серпентинитами, часто с карбонатами; Иджимский — лизардитовыми серпентинитами, окаймляющими ядра гарцбургитов; Синюхинский блок представлен тонкой (0,4—1,2 км) пластиной серпентинитов, нередко меланжированных.

Многие месторождения нефрита связаны с гипербазитами дунит-гарцбургитовой формации. В пределах отдельных гипербазитовых поясов нефритовые месторождения приурочены к тем массивам, где массовая серпентинизация прошла недостаточно интенсивно. Показателем этого является, в первую очередь, наличие участков неизмененных пород: дунитов и гарцбургитов.

Менее серпентинизированы массивы Оспинский и Харанурский в Восточном Саяне, Парамский в Северном Прибайкалье, Хамархудинский в Джидаинской горной стране, Рай-Из на Полярном Урале, Орешский блок в Иджимском массиве Западного Саяна. Большинство нефритоносных массивов формируются в узлах пересечения долгоживущих крупных тектонических разломов. Последние являются каналами поступления дайковых комплексов основных и кислых пород и сопровождающих их флюидов.

Характерная черта нефритоносных районов — интенсивный магматизм, сопровождающийся активным метасоматическим взаимодействием

пород и флюидов. В большинстве районов вслед за гипербазитами происходит внедрение габброидов хромисто-низкостронциевого [по О. М. Глазунову, 1981] типа, тесно связанных с гипербазитами. Третий член интрузивной триады мантийных пород — плагиограниты толеитового ряда [по Л. В. Таусону, 1977], которые, как и габброиды, образуют в массивах серию малых интрузий, даек и жил. Сопровождающие внедрение даек флюиды являются главным агентом метасоматоза в контактовых зонах.

Лиственнитизация в нефритоносных массивах носит локальный характер, так же как и антигритовая серпентинизация, которая приурочена к контактовым зонам даек. Широко распространены аллометаморфические хризотилловые серпентиниты.

Нефритоносные массивы не испытывали значительных протрузивных перемещений. Рассланцевание, перекристаллизация и низкотемпературный метаморфизм, сопровождающие такие перемещения, приводят к полному уничтожению ранее образовавшихся нефритовых тел. Одна из основных отличительных черт нефритоносных массивов — развитие в них апоинтрузивных метасоматитов: родингитов и альбитов. Гипербазиты характеризуются высокими фоновыми содержаниями хрома и никеля, минимальными концентрациями титана, железа и кальция.

ГЛАВА 2

Состав даек базитов, гранитоидов и метасоматитов

Дайковые фации интрузивных пород — конечных продуктов дифференциации расплавов, формирующих офиолитовые комплексы, — широко распространены в нефритоносных гипербазитовых массивах Восточного Саяна. Среди базитов преобладают дайки габбро-диабазов и габбро-долеритов. Дайки оливиновых габбро для этого типа офиолитов не характерны. Слабометаморфизованные габбро-диабазы встречаются в пределах массива редко. Чаще всего они превращены в плагиоклаз-амфиболовые метагаббро или кальциево-силикатные породы — родингиты.

Габбро-диабазы — породы зеленовато-, желтовато-серого или серого цвета, мелкозернистой структуры, обладающие чаще всего массивной текстурой. Структура пород реликтовая субофитовая, офитовая с наложенной гранонематобластовой, с участками гломеробластовой. Слабоизмененные габбро-диабазы содержат моноклинный пироксен (авгит) в виде реликтов (от 5 до 40%) и плагиоклаз (30—60%). Из вторичных минералов следует отметить роговую обманку (до 15%), клиноцоизит-цоизит (до 10), тремолит-актинолит (до 5%). Значительно реже встречаются гроссуляр, везувиан. Из аксессуарных минералов широко распространены лейкоксен, встречаются реликтовые участки сфена, единичные кристаллы апатита.

Моноклинный пироксен — авгит — встречается в виде идиоморфных зерен восьмигранной формы размером до 0,3 мм. В краевых зонах зерна авгита замещаются роговой обманкой. Угол погасания авгита 40°. В отдельных шлифах встречаются изометричные участки размером до 2 мм, сложенные сростками из нескольких зерен авгита.

Плагиоклаз встречается в виде идиоморфных по отношению к другим минералам зерен размером от 1×0,1 до 2×1 мм. Двойники полисинтети-

ческие, широкие. Часто плагиоклаз катаклазирован и сосюритизирован. Во вторичной землистой массе сосюрита обнаруживаются выделения клиноцоизит-эпидота, реже кварца и хлорита.

Амфибол по оптическим свойствам относится к обыкновенной роговой обманке: $N_g - N_p = 0,013 - 0,014$; $cN_g = 15^\circ$, удлинение положительное, угол спайности 56° , плеохроизм по N_p в буровато-зеленых тонах. Роговая обманка встречается в виде таблитчатых кристаллов размером до $0,3 \times 0,7$ мм или каемок вокруг авгита. Наряду с роговой обманкой нередок актинолит, который совместно с хлоритом замещает авгит, роговую обманку и частично плагиоклаз. Изредка актинолит обнаруживается в кварцевых прожилках в виде субпараллельных иголок.

Клиноцоизит развивается по плагиоклазу, образуя зерна призматической формы либо агрегаты мелких ксеноморфных зерен. Интерференционная окраска серо-синяя, желтоватая, бурая (аномальная).

Цоизит встречается в виде призматических зерен размером $0,7 \times 0,3$ мм или скоплений ксеноморфных зерен. Интерференционная окраска густая синяя, погасание прямое. Мелкочешуйчатые агрегаты зерен хлорита встречены вместе с сосюритом в плагиоклазе. Чаще всего хлорит совместно с актинолитом, кварцем и биотитом замещает роговую обманку.

Сфен и лейкоксен — наиболее распространенные акцессорные минералы в метагаббро. Размер ксеноморфных зерен — $0,08 \times 0,2$ или $0,8 \times 0,2$ мм.

Апатит встречен в виде редких идиоморфных мелких кристаллов.

Значительно шире слабоизмененных габбро-диабазов на месторождениях распространены амфиболизированные габбро-диабазы. В процессе амфиболизации происходит укрупнение зернистости породы (до 3 мм).

Амфибол-плагиоклазовые породы — конечный результат автоматасоматической стадии метасоматоза габброидов. Структура пород гранонематобластовая с реликтами офитовой, текстура массивная. В составе пород отмечается обыкновенная роговая обманка (30—55%), сосюритизированный плагиоклаз (40—70%), из второстепенных и вторичных минералов — гроссуляр (до 8%), клиноцоизит (до 8%), биотит, из акцессорных — сфен и лейкоксен.

Роговая обманка в виде пластинчатых или клиньевидных зерен с сильным плеохроизмом по N_p слагает большую часть породы. Размер зерен до 1,5 мм. Часто роговая обманка замещается метельчатыми агрегатами волокнистого актинолита.

Плагиоклаз сосюритизирован, замещен кварц-клиноцоизитовым мелкозернистым агрегатом. Иногда с идиоморфными таблитчатыми зернами клиноцоизита ассоциируют лейсты новообразованного альбита. Гроссуляр встречается в виде редких и мелких идиоморфных кристаллов, слагая зернистые агрегаты неправильной формы. В центральных участках зерен роговой обманки изредка отмечаются реликты зерен авгита, замещаемые ксеноморфными зернами биотита и хлорита.

Отдельные тела метагаббро интенсивно цоизитированы и гранатизированы, участками замещены хлоритом. Структура таких пород чаще всего гранолепидобластовая (для хлоритовых участков) и гранобластовая (для участков, обогащенных гранатом). Минеральный состав породы следующий: роговая обманка — 20—30%, гроссуляр — 10—15, цоизит — 10—35, хлорит — до 30%; из вторичных и второстепенных минералов присутствуют альбит (до 10%), хлорит, карбонат. Основную массу породы слагает мелкочешуйчатый агрегат более позднего, наложенного хлорита, цементирующего гранат-цоизитовую массу. Цоизит образует скопления зерен неправильной формы. Роговая обманка замещается хлоритом и актинолитом.

Гроссуляр в виде изотропных изометричных зерен размером до 0,2 мм встречается совместно с карбонатом. Иногда гроссуляр обнаруживает секториальное строение, участками слабо просветляется за счет замещения хлоритом. Хлорит замещает также и карбонат.

Наибольший практический интерес представляют апогаббровые ро-

дингиты, в экзоконтакте которых залегают нефритовые жилы. Макроскопически это желтовато-белые, серые, мелко- либо среднезернистые породы с массивной текстурой. Структура пород лепидогранобластовая, grano- и гломеробластовая. Процентное соотношение слагающих породу минералов непостоянно: кварц — 15—55%, диопсид — 18—25, клиноцоизит — 10—39%. Кроме того, встречаются тремолит, цоизит, альбит, гроссуляр.

Кварц-клиноцоизитовый агрегат зерен, слагающий основную массу породы, развивается по плагиоклазу. Погасание косое, интерференционная окраска клиноцоизита синевато-серая (аномальная). Размер зерен $0,5 \times 0,03$ мм. Кварц встречается в виде ксеноморфных зерен с извилистыми контурами, находящихся в тесном сростании друг с другом, либо образует незначительной мощности прожилки. Часто в прожилках (мощностью до 0,4 мм) совместно с хлоритом встречается клиноцоизит в виде крупных идиоморфных зерен, ориентированных перпендикулярно стенкам. Цоизит образует крупные призматические либо веретеноизогнутые зерна размером $0,3 \times 4$ мм. Интерференционная окраска желтовато-серая, погасание относительно удлинения прямое. Зерна чаще находятся в тесном сростании друг с другом, в прожилке встречаются в ассоциации с мелкочешуйчатым хлоритом и ориентированы параллельно стенкам прожилка.

Моноклинный пироксен-диопсид встречается в виде отдельных зерен размером $0,5 \times 0,6$ мм (до 0,7 мм) либо в тесном сростании друг с другом, слагая участки размером до 2 мм. Контуров зерен извилистые. Угол угасания минерала 41° . Диопсид слагает и мелкозернистую массу прожилков.

Тремолит-актинолит образует пучки параллельных волокон размером до $1 \times 0,7$ мм либо метельчатые агрегаты, волокнистые и игольчатые без концевых граней зерна. Минерал бесцветный, участки имеет слабый зеленоватый оттенок. Интерференционная окраска оранжево-желтая 2-го порядка, угол угасания $cNg = 19^\circ$. Тремолит огибает зерна сфена. Иголки актинолита пронизывают кварц-клиноцоизитовую основную массу.

Вторичный альбит присутствует в виде мелких зерен, ксеноморфных по отношению к другим минералам. Встречаются альбит-цоизитовые прожилки невыдержанной мощности, рассекающие породу.

Сфен обычно встречается в виде мелких зерен неправильной или клинцевидной формы размером до 0,8 мм.

Гранат имеет изометричную форму зерен размером до 0,1 мм, в шлифах бесцветный, прозрачный, имеет высокий рельеф, изотропен. Зерна находятся в тесном сростании друг с другом, образуя участки размером до 1 мм, погружены в землистую массу бурого цвета реликтов первичных минералов.

Следует отметить широкое проявление в родингитах, связанных с нефритом, прожилков, сложенных метельчатыми агрегатами клиноцоизита.

Большая часть родингитов, связанных с нефритами, представляет собой диспергированный мелкозернистый агрегат, плохо диагностируемый обычными петрографическими методами. Микронзондовый анализ родингитов из лучших по качеству нефритовых жил (табл. 4) показал, что в составе этого агрегата находятся минералы, о существовании которых мы и не предполагали. Вместе с диопсидом здесь постоянно встречается пирофиллит, который при перекристаллизации замещается клиноцоизитом.

В процессе последующего преобразования кварц-клиноцоизит-диопсидовых родингитов происходит интенсивная альбитизация и гранатизация пород, резко изменяющая их облик.

Апогаббровые альбититы сохраняют отдельные черты замещаемых габброидов. Макроскопически это серые, реже темно-серые, иногда обуглероженные породы средне- и неравномерно-зернистой структуры, массивной текстуры. В них сохраняется реликтовая офитовая структура с наложенной порфиробластовой. Минеральный состав их следующий: альбит — 75—85%, кварц — 2—15, диопсид — до 15, клиноцоизит — от 2 до 5%. Кроме того, встречаются единичные зерна апатита и гроссуляра.

Состав минералов в диспергированных родингитах (по данным микроспектрального анализа), вес. %

Элемент	С-309-4		С-372-11			С-1308
	Диопсид	Пирофиллит	Диопсид		Пирофиллит	Пирофиллит
			а	б		
SiO ₂	55,07	63,47	54,57	53,43	57,08	68,33
MgO	13,53	0,02	12,26	11,48	2,12	Не обн.
Al ₂ O ₃	0,80	22,68	0,15	0,31	19,33	21,97
CaO	22,82	5,11	22,66	22,68	2,33	1,19
TiO ₂	Не обн.	0,04	0,07	0,02	Не обн.	0,05
Cr ₂ O ₃	0,03	Не обн.	0,28	0,01	1,03	0,05
MnO	0,10	0,01	0,15	0,23	0,02	0,22
FeO	5,88	1,39	8,72	10,33	0,31	1,92
Na ₂ O	0,34	0,13	0,04	0,24	0,03	0,1
Σ	98,58	92,89	98,91	98,72	82,26	94,28

Плагиоклаз присутствует в виде идиоморфных зерен размером от 0,5—0,6 до 0,7—1,3, редко 2 мм, а также слагает основную массу породы (размер зерен до 0,05×0,2 мм).

Моноклинный пироксен-диопсид встречается в крупных порфировых вкрапленниках до 0,5×0,4, реже до 3×0,75 мм либо слагает отдельные участки изометричной формы размером до 1,3 мм, где ассоциируется со сфеном; форма зерен таблитчатая, часто диопсид сдвойникован, спайность совершенная, угол погасания относительно спайности 43°. Интерференционная окраска яркая 2-го порядка. Контуры зерен, как правило, извилистые. Зерна находятся в сростании между собой; частично содержат пойкилитовые вроски плагиоклаза и сфена.

Порфировидные альбиты апогранитного генезиса широко распространены на месторождениях нефрита. Макроскопически это белые, серые, черные полнокристаллические неравномерно-зернистые породы массивной текстуры. Под микроскопом они обнаруживают следующий минеральный состав: плагиоклаз — до 90%, кварц — до 10, реликты зерен амфибола, диопсид — до 10, клиноцоизит, цоизит — до 5%. Из второстепенных минералов присутствуют хлорит, сфен, лейкоксен, магнетит, карбонат, гранат, апатит. Структура альбитов порфиробластовая с участками пойкилобластовой. Размеры зерен основной массы породы от 0,01 до 0,2 мм.

Плагиоклаз — основной минерал, слагающий породу. Встречается в виде порфировых вкрапленников размером 0,8×1,2 до 2,5 мм неправильной формы. В породе их около 20%. Контуры зерен извилистые, зерна катаклазированы, двойники изогнуты. Изнутри плагиоклаза замещается сосюритом, мелкими ксеноморфными зернами кварца, находящимися в сростании друг с другом, карбонатом в виде зерен неправильной формы либо агрегатов зерен. Иногда в плагиоклазе отмечается сфен. В краевых зонах порфиробластов плагиоклаза встречаются иголки актинолита слабозеленоватого оттенка. Плеохроизм ясно выражен — более темная окраска перпендикулярна удлинению (+), спайности нет, величина двупреломления 0,013—0,014. В краях порфировых вкрапленников имеется оторочка из мелких ксеноморфных зерен кварца, который заполняет трещинки в плагиоклазе. Кроме того, плагиоклаз присутствует и в основной массе породы среди мелких неправильной формы зерен ксеноморфного кварца, но имеет несколько более крупные размеры. Зерна цоизита встречаются редко.

В контакте с нефритом катаклаз плагиоклаза усиливается. Это выражается в раздроблении порфировых вкрапленников, изгибании полос двойникования, в замещении по трещинам тремолитом и сосюритом с мелкочешуйчатым агрегатом скаполита и редкими зернами апатита. Раз-

Оптические константы плагиоклазов

Номер шлифа	Координаты			Закон двойниковогоания	Координаты			Плос-ксть срастания	Номер шлифо-класса
	<i>N_g</i>	<i>N_m</i>	<i>N_p</i>		<i>N_g</i>	<i>N_m</i>	<i>N_p</i>		
<i>Из альбититов</i>									
C-815-4	72°	19°	79°30'	Карлсбад-ский	19°30'	75°	83°	[001]	6
C-815-4	75°30'	19°	80°		14°30'	83°30'	83°	[001]	8
<i>Из плагиогранитов</i>									
C-721-2	14°30'	75°30'	87°	Альбитовый	15°30'	75°30'	84°30'	[010]	11—12

мер зерен последнего до 0,1—0,2 мм, погасание прямое, удлинение (+). Порода сечется кварц-карбонатными прожилками (мощностью до 0,2 мм), ориентированными перпендикулярно контакту, которые секут и порфи́ровые вкрапленники. Замеры плагиоклаза на столике Федорова показали, что он имеет № 6—8, т. е. относится к почти чистому альбиту. Угол симметричного угасания 5° (табл. 5).

Кварц присутствует в породе в виде мелких ксеноморфных зерен с извилистыми контурами в основной массе. Зерна находятся в тесном срастании между собой либо с клиноцоизитом. Иногда они наполнены мелкими игольчатыми кристаллами актинолита. Кварц появляется также по трещинкам и вокруг порфи́ровых вкрапленников в виде оторочки. Порфи́ровые вкрапленники сложены мелкими ксеноморфными зернами плагиоклаза с извилистыми контурами, находящимися в срастании между собой.

Диопсид встречается в прожилках (мощностью до 0,2 мм) совместно с кварцем. Кварц ксеноморфен по отношению к пироксену. Прожилки секут основную массу породы и порфи́ровые вкрапленники. Там, где прожилки пересекают порфи́ровые вкрапленники, они состоят из кварца.

Клиноцоизит почти нацело замещает порфи́ровые вкрапленники плагиоклаза либо совместно с диопсидом слагает отдельные участки породы. Кроме того, по трещинкам он замещает плагиоклаз землистыми агрегатами совместно с хлоритом, кварцем и скаполитом.

Сфен (лейкоксен) встречается в породе совместно с диопсидом и клиноцоизитом в форме мелких землистых агрегатов или образует оторочки вокруг зерен магнетита. Размер зерен 0,05×0,15 мм.

Карбонат развивается по плагиоклазу в виде неправильной формы зерен и агрегатов зерен.

Гранат встречается на отдельных участках центральных зон плагио-порфи́ров. Зерна граната изотропные, прозрачные, изометричной формы с высоким рельефом. В контакте с нефритом гранат исчезает. Апатит в шлифах очень редок.

На месторождениях нефрита широко распространены штоки и дайки плагиогранитов. Макроскопически это порфи́ровидные породы серого цвета, крупнозернистой структуры, массивной текстуры. Порфи́ровидные вкрапленники составляют 20—30% объема породы, представлены они кварцем, плагиоклазом. Распределение их неравномерное. Процентное соотношение минералов, слагающих породы, непостоянно и колеблется в значительных пределах: альбит — 75—90%, кварц — 5—15, диопсид — до 12, цоизит — 0—30, тремолит — до 5, пектолит — до 3%, аксессуарные — сфен, апатит. Структура породы порфи́робластовая, участками пойкилобластовая, текстура массивная. Размер порфи́ровых вкрапленников 0,1—3,5 мм, размеры зерен основной массы 0,01—0,05 мм. Вблизи контакта с вмещающими породами отмечаются родингитизация и тремолитизация плагиогранитов.

Плагиоклаз в породе часто замещен сосюритом с примесью мелких ксеноморфных зерен кварца либо мелкозернистым агрегатом, вокруг них

отмечаются зоны закалки, выражающиеся в уменьшении зернистости кварца. Оптические константы плагиоклаза приведены в табл. 5. Кварц встречается в породе в виде овальных или неправильной формы хорошо ограненных зерен размером до 3 мм. Некоторые зерна раздроблены, в краях замещены мелкозернистым агрегатом ксеноморфных зерен кварца и альбита. Клиноцоизит замещает частично или полностью плагиоклаз в порфириновых вкрапленниках в виде сосюрита с единичными зернами цоизита призматической формы. Размеры зерен последнего до $0,08 \times 0,3$ мм, погасание прямое, интерференционная окраска серо-синяя. Тремолит в виде метельчатых и игольчатых агрегатов зерен совместно с мелкозернистым ксеноморфным кварцем замещает в порфириновых вкрапленниках плагиоклаз. Основная масса также пронизана метельчато-лучистым и игольчатым тремолитом. В альбитах постоянно отмечается обнаруженный впервые Ю. Н. Колесником [1965] пектолит, формирующий игольчатые и метельчатые агрегаты в промежутках между зернами альбита. Хлорит присутствует в порфириновых вкрапленниках и в междузерновом пространстве в виде розеток, мелких листочков. Магнетит встречается совместно со сфеном и апатитом в виде зерен неправильной формы с изрезанными контурами. Сфен присутствует в основной массе совместно с ксеноморфным кварцем в мелких зернах неправильной формы. В контактовых зонах гранитоидов процесс родингитизации идет менее интенсивно, чем в габброидах. Плагиоклаз встречается в порфириновых вкрапленниках (размером до 3 мм) таблитчатой и клинбевидной формы с извилистыми контурами. Зерна деформированы, разбиты трещинками, по которым развивается графит. Клиноцоизит встречается в виде зерен неправильной формы либо скоплений зерен размером до 1,2 мм с изрезанными контурами. В краях зерен обнаруживается игольчатый тремолит. Сфен образует редкие срастания зерен неправильной формы либо землистые скопления (лейкоксена). Апатит встречается редко в хорошо образованных призматических зернах — бесцветных, без спайности, с прямым погасанием и отрицательным удлинением, серой интерференционной окраской. Хлорит очень редок, встречается в мелких скоплениях.

В порфириновых вкрапленниках другого типа плагиоклаз частично замещен сосюритом, содержит мелкие скопления кварцевых зерен и обилие иголок тремолита, растающих перпендикулярно стенкам вкрапленников. Нередко порфириновые вкрапленники рассечены тонкими прожилками ксеноморфного мелкозернистого кварца. Кроме того, встречаются неправильной формы порфириновые вкрапленники состава тремолит + кварц, причем основная масса вкрапленников сложена агрегатами пучков волокон тремолита, на фоне которых выделяются длиннопризматические без концевых граней различно ориентированные зерна тремолита. В междузерновом пространстве присутствует ксеноморфный кварц. В редких порфириновых вкрапленниках плагиоклаза присутствуют мелкие зерна сфена неправильной формы. Гранат и везувиан образуют единичные мелкие зерна.

Кварц-клиноцоизит-диоксидовые родингиты в связи с гранитоидами встречаются значительно реже. Структура родингитов гранобластовая, текстура массивная; минеральный состав их: диоксид — 10—15%, клиноцоизит — 20—25, кварц — 50—60%, лейкоксен редок.

Диоксид в призматических длинностолбчатых и веретеновидных кристаллах располагается среди округлых ксеноморфных зерен кварца.

Габброиды тесно связаны с гипербазитами и имеют с ними много общих черт (табл. 6). О. М. Глазунов [1981] выделяет габброиды хромистонизкостронциевого типа, комагматичные гипербазитам. При сравнении содержаний элементов-примесей в габброидах Восточного Саяна с габброидами хромистонизкостронциевого типа можно отметить близость содержаний большинства элементов (табл. 7). Габброиды, по данным О. М. Глазунова [1981], характеризуются повышенной магниальностью и низкими концентрациями титана и стронция.

Гранитоиды, так же как и габброиды, широко распространены в нефритовых зонах массивов гипербазитов. В их экзоконтакте также от-

Химический состав пород и метасоматитов, связанных с нефритами, вес. %

Таблица 6

Месторождение	Порода	Кол-во проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма
Оспинское	Метагаббро	2	45,61	0,68	16,95	3,39	2,78	17,57	8,83	0,61	0,16	0,08	3,19	99,85
Уланходинское	»	9	47,46	0,40	15,24	2,40	6,90	12,17	9,03	2,49	0,27	0,13	2,92	99,41
Дунжунурский массив	Габбро	1*	48,12	—	17,04	4,97	2,28	15,75	7,69	—	1,23	—	5,20	100,71
Сумесунурский комплекс	»	3**	49,64	0,65	15,69	2,83	8,13	10,22	6,73	1,93	1,21	—	2,57	99,80
Парамское	»	1	38,32	2,07	11,99	21,53	10,37	10,28	1,17	0,32	0,24	3,36	—	99,90
Среднее по Р. А. Дали	»	41	48,24	0,97	17,88	3,16	5,95	10,99	7,51	2,55	0,89	0,28	—	100,00
Оспинское	Роднит	13	47,39	0,98	13,15	3,10	2,95	22,59	7,05	0,23	0,28	0,21	1,41	99,34
Горлыкгольское	»	2	45,06	0,04	13,21	2,07	2,42	17,45	15,87	0,07	0,01	0,04	3,26	99,50
Зуносинское	»	3	51,3	0,33	7,80	2,02	6,47	21,18	10,01	0,30	0,13	0,07	0,80	99,90
Бортогольское	»	3	54,30	0,22	17,30	1,10	2,63	17,87	4,39	0,05	0,03	0,03	1,85	99,77
Уланходинское	»	4	47,51	0,62	9,81	2,31	4,94	20,25	10,86	0,45	0,02	0,22	2,81	99,80
Горлыкгольское	Плагиопорфир	2	67,43	0,25	15,88	1,56	0,99	2,10	2,38	6,54	1,40	0,07	1,75	100,35
Горлыкгольское	Гранит	5	63,94	0,29	17,94	0,98	1,28	3,36	1,76	7,45	1,73	0,09	0,90	99,72
Уланходинское	Плагиопорфир	5	65,57	0,16	17,41	0,66	1,09	3,06	2,23	8,10	0,82	0,03	1,02	100,15
Уланходинское	»	4	64,25	0,30	15,77	0,66	1,76	7,76	1,80	6,62	0,82	0,08	0,51	100,40
Сумесунурский комплекс	»	1	66,24	0,36	14,58	2,00	1,87	3,08	1,56	4,82	1,62	—	3,36	99,67
Сумесунурский комплекс	Гранит-порфир	1	67,86	0,33	15,23	0,40	2,16	3,06	0,72	4,30	1,88	—	3,44	99,50
Нырдрвоменшор	Плагиопорфир	1	69,24	0,07	14,40	1,16	0,05	3,08	1,01	7,44	2,27	0,04	1,32	100,08
Среднее по Р. А. Дали	Гранит	546	70,18	0,39	14,47	1,57	1,78	1,99	0,88	3,48	4,11	0,19	—	100,00

* Заимствованы у В. А. Анашкина [1963]; ** — у Н.А. Авдонцева [1967]. Остальные пробы проанализированы в Институте геохимии СО АН СССР, аналитик Л. П. Фролова.

Элементы-примеси в интрузивных и метаморфических породах, г/т

Элемент	Габброиды	Родингиты	Плагииграниты	Альбититы	Габброиды низко-строниевого типа [Глазунов, 1977]	Габброиды	Плагииграниты	Плагииграниты толеитового ряда [Таусон, 1977]
	Восточно-Саянский нефритоносный район					[Колман, 1979]		
Cr	122	84	21	22	550	623	10	—
Ni	91	64	31	19	267	640	10	7
V	168	115	24	33	218	226	30	61
Ti	2900	2960	1000	1390	3300	1355	3750	—
Zr	119	126	320	570	70	15	70	89
Zn	75	71	60	40	—	—	—	75
Ba	12	39	143	290	—	2	10	57
Sr	407	190	101	51	240	116	126	139
Ba/Sr	0,27	0,40	1,42	7,25	—	—	—	0,31
Rb	4,5	4,2	10	19	7	1	2	2,6
Li	8,5	3	5,2	9	—	—	—	4,7
Число проб	34	35	20	43	—	—	—	—

мечаются жилы нефрита. В первую очередь, следует отметить вторую нефритоносную зону Уланходинского месторождения, где дайки и жилы плагиигранитов преобладают над апогаббровыми метасоматитами. В очерке по геологии района рассматривались несколько гранитоидных комплексов, которые могут быть родоначальными для жильной и дайковой фаций плагиигранитов и плагиипорфиров. Ряд тел гранитоидов (в частности, на Горлыкгольском месторождении) Ю. Н. Колесник [1965], А. П. Секерин [1979] считали апогаббровыми альбититами. Сопоставляя составы гранитоидов, встреченных среди гипербазитов, с кислыми породами сумсунурского (холбинского) комплекса, можно отметить ряд общих геохимических черт, в частности значительное преобладание натрия

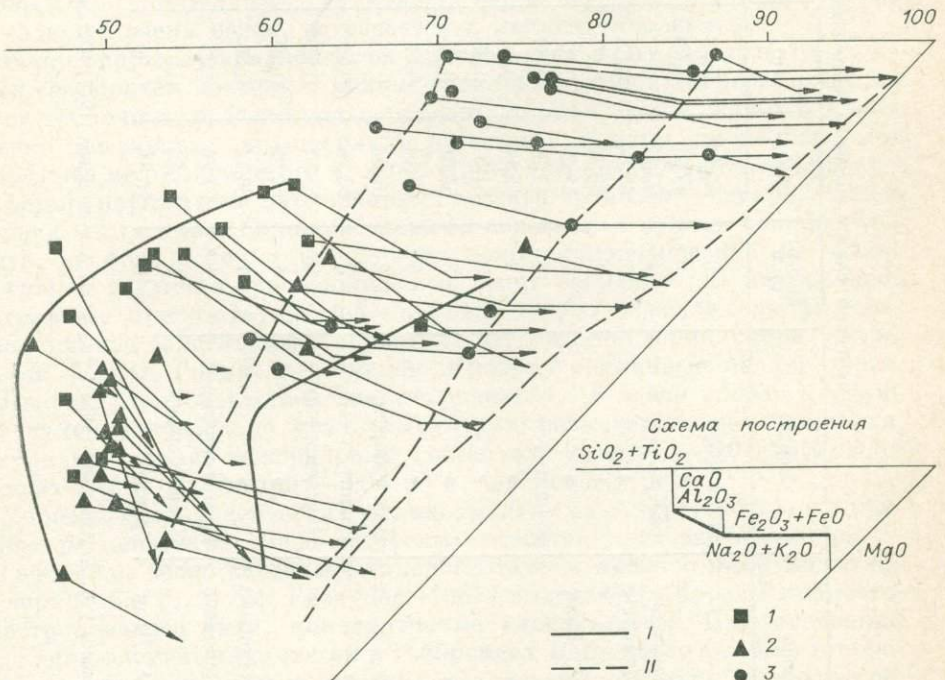


Рис. 5. Диаграмма В. Н. Лодочникова для метагаббро (1), родингитов (2) и гранитоидов (3).

Комплементарные ряды: I — метагаббро и апогаббровые метасоматиты, II — граниты и апогранитные метасоматиты.

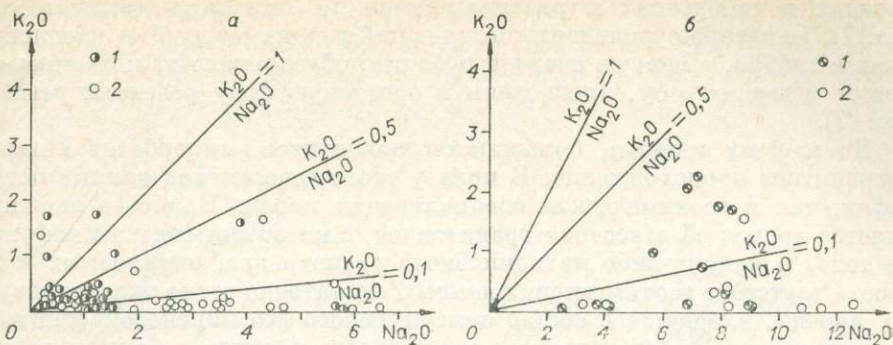


Рис. 6. Соотношение Na_2O и K_2O .

а — габбро (1) и родингиты (2), б — плагиограниты (1) и альбиты (2).

над калием, общую обедненность щелочами, пересыщенность фермическими компонентами и глиноземом (см. табл. 6).

Гранитоиды по геохимическим особенностям существенно отличаются от габброидов и апогаббровых метасоматитов. На диаграмме, построенной по методу В. Н. Лодочникова, габброиды и апогаббровые родингиты занимают обособленное от гранитоидов поле (рис. 5). По содержаниям элементов-примесей (см. табл. 7) гранитоиды, встреченные в гипербазитовых массивах, практически по всем элементам сопоставляются с кларковыми концентрациями в гранитоидах сумсунурского комплекса и резко отличаются как от кларка элементов в габброидах, так и от содержаний элементов-примесей в габброидных породах Восточного Саяна. Гранитоиды, постоянно встречающиеся в гипербазитовых массивах, относятся к плагиогранитной формации [Кузнецов, 1964]. Породы этой формации Л. В. Таусон [1977] объединяет в геохимический тип плагиогранитов толеитового ряда. Для них характерна низкая щелочность при весьма малых концентрациях калия. Отношения $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ для большинства проб габброидов и плагиогранитов менее 0,5 (рис. 6). Породы бедны литофильными элементами (рубидий, литий, стронций, барий). Характерен большой разброс концентраций бария. Сопоставление гранитоидных пород, развивающихся в пределах массивов, со средним составом гранитоидов плагиогранитной формации позволяет установить много общих черт (см. табл. 7). Весьма информативно отношение бария к стронцию, резко различающееся в гра-

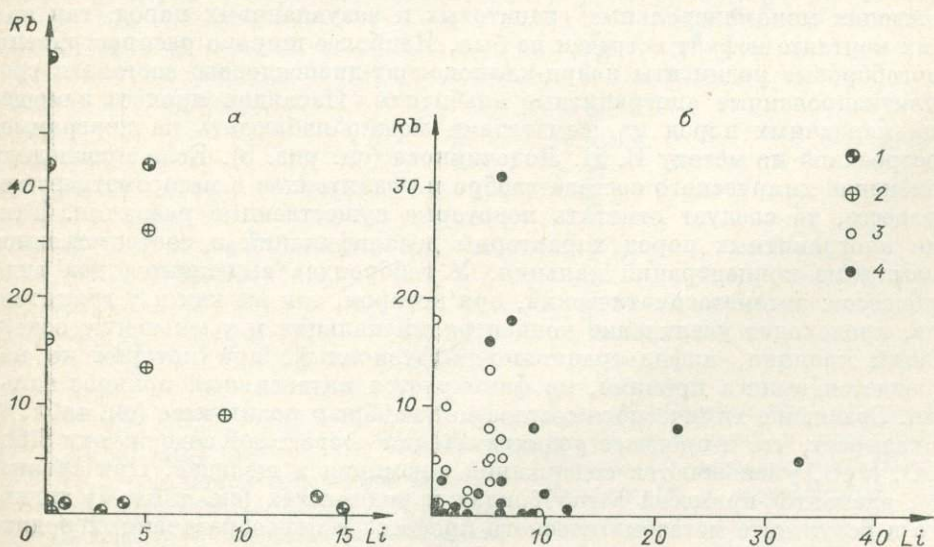


Рис. 7. Соотношение лития и рубидия в дайковых породах и родингитах (г/т).

а — плагиограниты (1) и альбиты (2), б — габбро (3) и родингиты (4).

нитоидах и габброидах и развивающихся по ним метасоматитах (см. табл. 7). Некоторое увеличение содержаний редких щелочей в плагиогранитах и габбро, в первую очередь рубидия, обусловлено паложным калиевым метасоматозом, прошедшим в орогенную фазу развития региона (рис. 7).

По нашему мнению, большинство альбититов в гипербазитах имеют апогранитное происхождение. В пользу этого говорят как данные петрографии, так и геохимическая специализация пород. Наиболее сложным является вопрос об отнесении гранитоидов, с которыми связаны нефритовые тела, к какому-либо из комплексов гранитоидов, выделяемых в регионе. Отсутствие геохимических данных, достаточно четко характеризующих породы, входящие в состав сумсунурского (холбинского), огнитского, самсальского и ботагольского комплексов, наличие в каждом из них гипабиссальных плагиогранитов и плагиопорфиров делают задачу трудноразрешимой. Тем не менее ряд фактов позволяет отнести гранитоиды, встреченные в Оспинско-Китойском и Харанурском массивах, к сумсунурскому (холбинскому) плагиогранитному комплексу. В третьей фазе сумсунурского интрузивного комплекса, объединяющего дайки, распространенные в северной части Гарганской глыбы, выделяются крутопадающие дайки северо-восточного, западного и северо-западного простирания, сложенные плагиопорфирами и гранит-порфирами. Плагиопорфиры — более ранние интрузивные фации, чем гранит-порфиры. Характерной геохимической тенденцией различных фаз и фаций сумсунурского комплекса является повышение от ранних фаций к поздним концентраций бария, стронция, свинца и олова и уменьшение содержаний никеля, хрома, кобальта и ванадия [Авдонцев, 1967]. Гранитоиды сумсунурского комплекса, также как и другие породы, претерпели катаклаз и проработку более поздними гидротермами. По-видимому, с этим периодом и связана главная фаза нефритообразования.

Геохимические особенности метасоматического преобразования даек основных и кислых пород

В результате метасоматических процессов происходит родингитизация габброидов. Мы рассматриваем родингиты лишь в связи с нефритами, поэтому не останавливаемся на выяснении особенностей состава и происхождения мономинеральных гранатовых и везувиановых пород, так как в их контакте нефрит встречен не был. Наиболее широко распространены апогаббровые родингиты кварц-клиноцоизит-диопсидового состава и тремолитизированные апогранитные альбититы. Наглядно процесс замещения первичных пород метасоматитами можно наблюдать на диаграмме, построенной по методу В. Н. Лодочникова (см. рис. 5). Если проследить изменение химического состава габбро и гранитоидов в метасоматическом процессе, то следует отметить некоторые существенные различия. Так, для апогранитных пород характерны десилификация и соответственное повышение концентраций кальция. У габброидов выделяются два вида процессов: автотметасоматический, при котором, так же как и у гранитоидов, происходит увеличение концентраций кальция и уменьшение содержания кремния, инфильтрационно-диффузионный, при котором не наблюдается выноса кремния, но фиксируется интенсивный привнос кальция. Сравнение химического состава метагаббро и родингитов (см. табл. 6) показывает, что в процессе родингитизации возрастают содержания SiO_2 , CaO , MgO , уменьшаются содержания алюминия и щелочей. При сравнении элементов-примесей в габброидах и родингитах (см. табл. 7) видно, что в результате метасоматического процесса в новообразованных родингитах происходит уменьшение концентраций большинства элементов-примесей. Отмечается возрастание содержаний лишь для марганца, цирко-

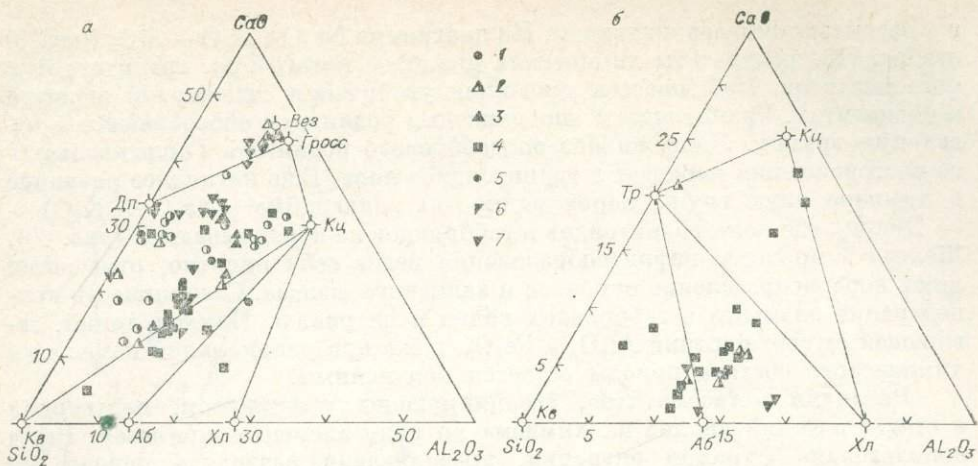


Рис. 8. Составы родингитов (а) и апогранитных альбититов (б) из различных месторождений нефрита СССР.

1 — Осинское, 2 — Горлыкгольское, 3 — Бортогольское, 4 — Уланходинское, 5 — Хамархудинское, 6 — Парамское, 7 — Нырдоменшор. Минералы: Кв — кварц, Аб — альбит, Хл — хлорит, Кц — клиноцоизит, Дп — диопсид, Вез — везувиан, Грос — гроссуляр.

ния, бария и стронция. В общем случае соотношения элементов не изменяются. Это видно и на примере соотношения бария и стронция.

На диаграмму $\text{SiO}_2\text{—CaO—Al}_2\text{O}_3$ (рис. 8, а) нанесены точки составов минералов из родингитов. На ней видны тенденции изменения родингитов от пород кварц-клиноцоизит-диопсидового состава, в поле которых попадает основная масса проб, к диафторированным породам, образованным в результате альбитизации, хлоритизации, и к формированию гранатитов и везувианитов. На диаграмме $\text{SiO}_2\text{—CaO—Al}_2\text{O}_3$ (рис. 8, б) показан минеральный состав апогранитных альбититов. Кварц-альбитовые с тремолитом парагенезисы в альбититах и плагиопорфирах, с которыми связаны нефриты, по мере снижения температуры замещаются хлорит-тремолитовыми ассоциациями. Ю. Н. Колесник [1965] предполагал широкое развитие альбитизации габброидов и связывал с этим процессом образование нефрита. Процесс альбитизации габброидов действительно имеет место, но полное замещение альбитом минеральных ассоциаций габброидов установить не удалось. Порфиroidные альбититы ча-

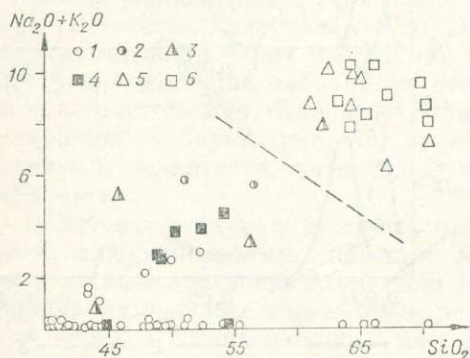


Рис. 9. Соотношение содержаний щелочей и SiO_2 в дайковых породах и метасоматитах (вес. %).

1—4 — габброиды и апогабброидные метасоматиты Хожуртовского (1), Осинского (2), Горлыкгольского (3), Уланходинского (4) месторождений; 5—6 — апогранитные метасоматиты и гранитоиды Горлыкгольского (5) и Уланходинского (6) месторождений.

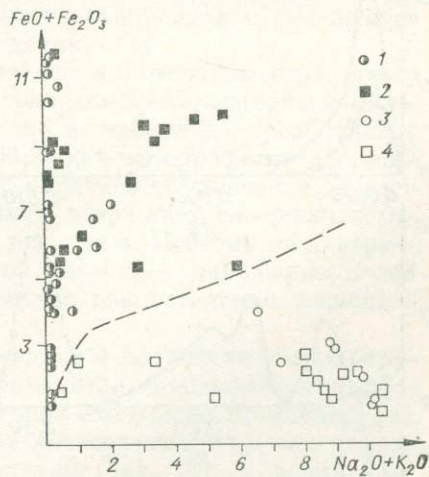


Рис. 10. Соотношение содержаний железа и щелочей в интрузивных породах (1), метасоматитах (2), габброидах (3) и апогранитных метасоматитах (4) Осинского и Уланходинского месторождений.

ще развиваются по гранитоидам. На диаграмме $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (рис. 9) отобразены результаты химических анализов метагаббро, гранитоидов и метасоматитов. Наблюдается тенденция увеличения содержания щелочей в родингитах. Гранитоиды и апогранитные родингиты обособляются в отдельную группу. Лишь анализ апогаббрового родингита Горлыкгольского месторождения попадает в гранитоидное поле. Еще нагляднее различие в химизме двух групп пород видно на диаграмме $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \Sigma\text{Fe}_2\text{O}_3$, где поля гранитоидов и габброидов не перекрываются (рис. 10). Железо в процессе нефритообразования ведет себя инертно, отмечается лишь перераспределение окисного и закисного железа. Стабильность концентрации элемента в габброидах видна и на рис. 5. Наклон линий, зависящей от соотношений Al_2O_3 и Fe_2O_3 , даже при радикальном изменении химического состава породы остается неизменным.

Различия метасоматитов, ассоциирующих с нефритом, подтвердил и статистический анализ их химизма по ряду элементов-примесей. Была использована функция энтропии, позволяющая разделять породы на группы и определять информационную значимость для классификации какого-либо элемента. Методика расчетов обсуждалась ранее [Сутурин, 1978; Сутурин, Потемкин, 1971]. Информативность признака определяется по формуле:

$$I_i = 1 - \frac{N_i}{N} \sum_{j=1}^m \frac{N_{ij}}{N_i} \lg \frac{N_{ij}}{N_i} - \frac{\bar{N}_i}{N} \sum_{j=1}^m \frac{\bar{N}_{ij}}{\bar{N}_i} \lg \frac{\bar{N}_{ij}}{\bar{N}_i},$$

где i — элементы; j — количество пород; N — общее число проб по всем породам; N_i — общее число проб, попадающих в поле 0; \bar{N}_i — общее число проб, попадающих в поле 1; N_{ij} — число проб одной породы из поля 0; \bar{N}_{ij} — число проб одной породы из поля 1.

При $I = 1$ отмечается полное разграничение сравниваемых объектов, хорошее различие отмечается при $I = 1,0 - 0,9$ и слабое — при $0,9 - 0,8$.

Распределение ряда элементов-примесей в метасоматитах Уланходинского месторождения приведено на рис. 11. Для них же подсчитаны

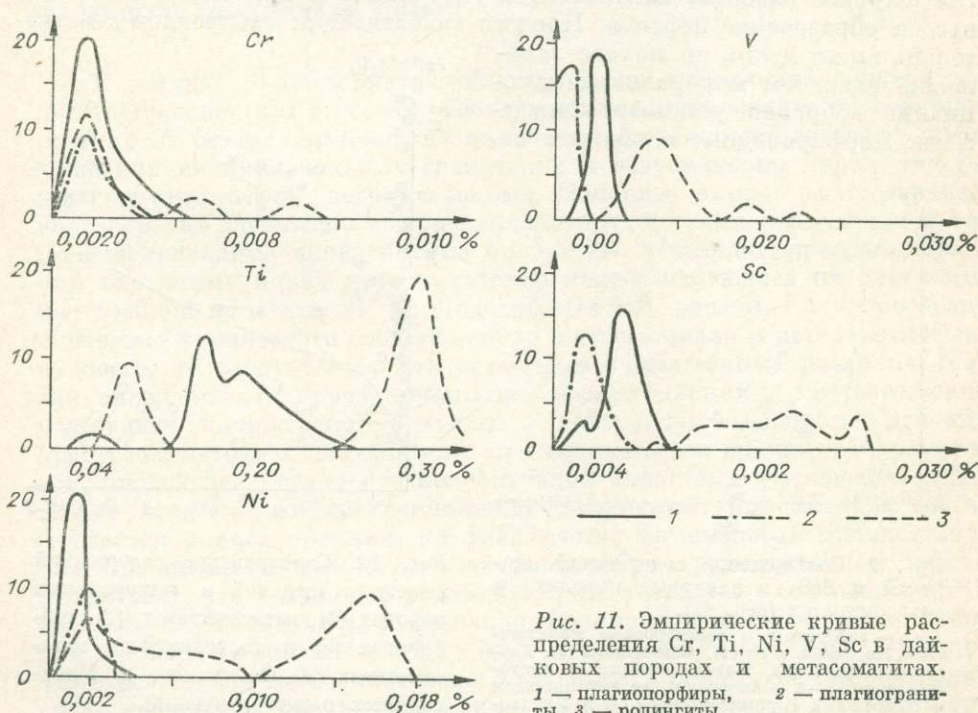


Рис. 11. Эмпирические кривые распределения Cr, Ti, Ni, V, Sc в дайковых породах и метасоматитах. 1 — плагиопорфиры, 2 — плагиограниты, 3 — родингиты.

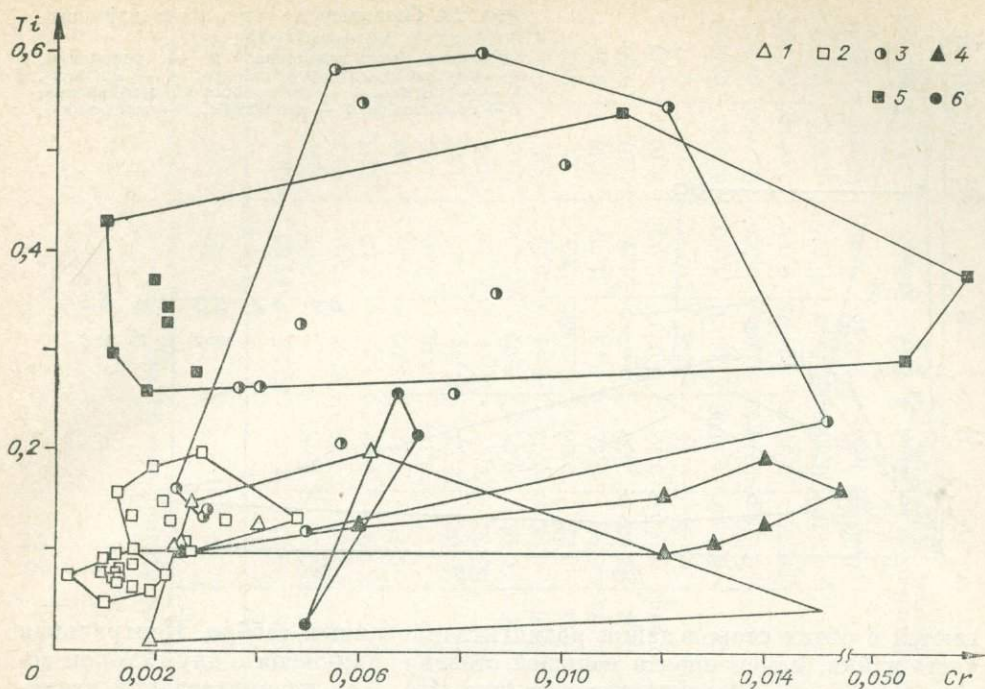


Рис. 12. Соотношение Ti и Sr в гранитоидах (1-4) и габброидах (5, 6).

Месторождения: 1 — Горлыггольское, 2 — Уланходинское, 3 — Оспинское, 4 — Бортогольское, 5 — Уланходинское, 6 — Хамархудинское.

коэффициенты информативности. Гранитоиды и апогаббровые родингиты четко различаются по титану ($I = 0,92$), ванадию ($I = 0,92$) и скандию ($I = 1,0$). С помощью этих элементов диагностируются метасоматиты и других месторождений нефрита Восточного Саяна. Содержания элементов-примесей в метасоматитах и дайках позволяют сопоставлять однотипные образования из различных месторождений. На диаграмме хром — титан (рис. 12) нанесены составы различных алюмосиликатных пород. Видно обособление гранитоидов и наложение габброидов и родингитов Оспинского и Уланходинского месторождений.

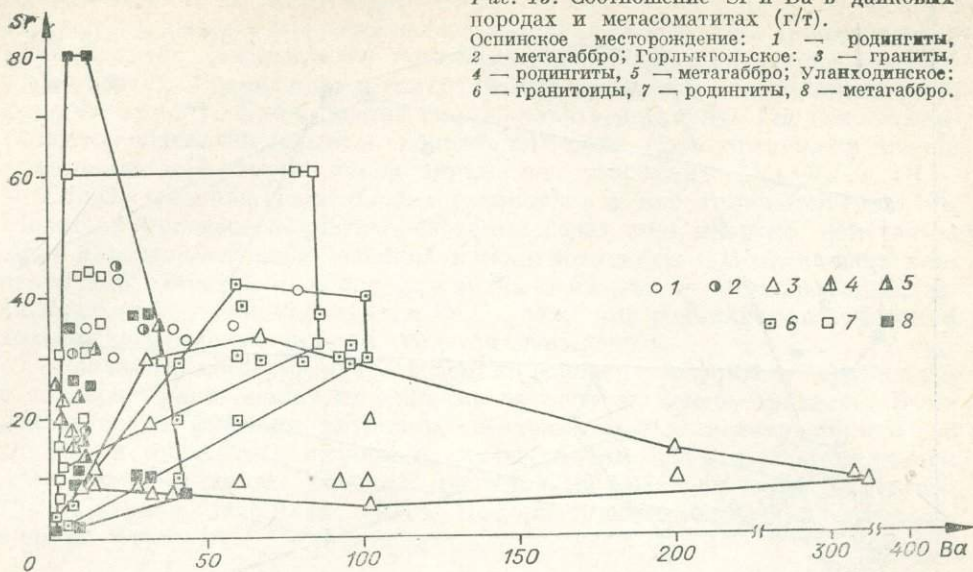
Интересные данные получены при изучении поведения стронция и бария в метасоматическом процессе. Для гранитоидов характерны не только высокие концентрации этих элементов, но и стабильное преобладание бария [Воронцов, Глазунова, 1973]. В габброидах же определяются меньшие концентрации бария и стронция и их обратное соотношение. В процессе родингитизации габброидов несколько возрастает содержание бария и, соответственно, отношение бария к стронцию. Поэтому на диаграмме стронций — барий (рис. 13) отмечается некоторое наложение полей гранитов и родингитов, хотя общая тенденция распределения элементов сохраняется.

В метасоматическом процессе, происходящем на контакте апоинтрузивных алюмосиликатных пород и серпентинитов, наблюдается дифференцированное поведение элементов. Наглядно это можно проследить на вариации химических элементов в разрезе метасоматических зон нефритовой жилы 3 Уланходинского месторождения (рис. 14). В родингитах в направлении контакта с нефритом увеличиваются содержания CaO, H₂O, MgO, резко снижаются концентрации Na₂O, практически не изменяется концентрация SiO₂. В нефритовой зоне по сравнению с тальковой уменьшается количество MgO, SiO₂, H₂O⁺ и резко возрастает CaO и Al₂O₃.

Аналогичные тенденции можно наблюдать и при изучении вариаций элементов по разрезам других жил. Рассмотрим состав пород различных метасоматических зон по жилам 9, 10 Уланходинского месторождения нефрита (табл. 8). Этот разрез интересен тем, что жилы нефрита распола-

Рис. 13. Соотношение Sr и Ba в дайковых породах и метасоматитах (г/т).

Оспинское месторождение: 1 — родингиты, 2 — метагаббро; Горлыкгольское: 3 — граниты, 4 — родингиты, 5 — метагаббро; Уланходинское: 6 — гранитоиды, 7 — родингиты, 8 — метагаббро.



гаются с обеих сторон дайки родингитизированных габбро. Центральная часть дайки, измененная в меньшей степени, окружена с двух сторон зонами интенсивной родингитизации (рис. 15). При родингитизации увеличивается содержание титана, выносятся алюминий и натрий с последующим обособлением элементов в виде прожилков клиноцоизита и альбита, привносятся кальций и магний. В серпентинитах по направлению к жиле нефрита возрастает количество титана, алюминия и уменьшается

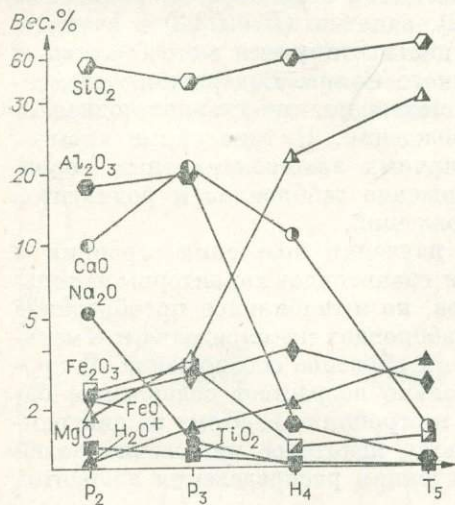


Рис. 14. Вариации содержаний химических элементов по метасоматическим зонам жилы 3 Уланходинского месторождения (вес. %).

1 — альбит-цоизит-диоксидовый родингит, 2 — кварц-клиноцоизит-диоксидовый родингит, 3 — нефрит, 4 — тальк.

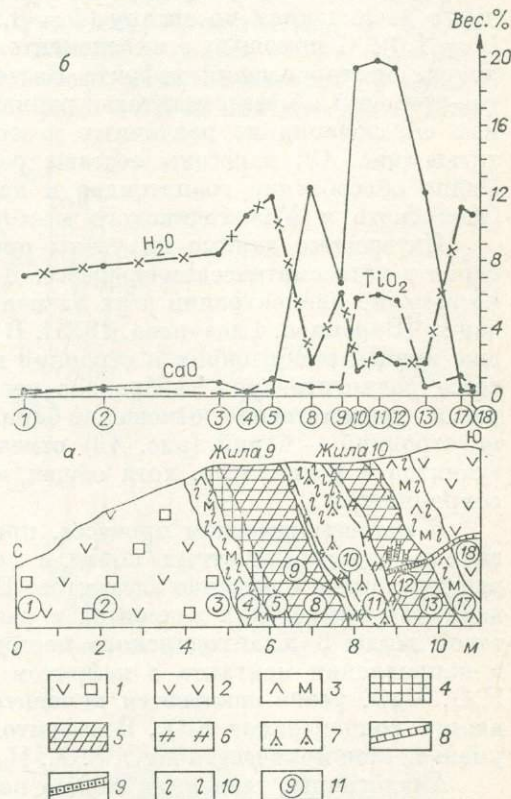


Рис. 15. Уланходинское месторождение, жилы 9 и 10.

а — стенка карьера № 1, б — вариации содержаний элементов: 1 — серпентинит с реликтами оливина, 2 — хризотил-серпентинит, 3 — микроантгоритовый серпентинит, 4 — тремолитит, 5 — нефрит, 6 — кварц-диоксид-клиноцоизитовый родингит, 7 — амфиболитизированные, цоизитизированные габбро, 8 — хризотил-асбест, 9 — тремолит-асбест, 10 — дробление, катаклаз, 11 — место взятия пробы и ее номер.

Таблица 8

Химический состав пород около жил 9 и 10 Уланходинского месторождения нефрита, вес. %

Компо- нент	1	2	3	4	5	7	8	9	10	11	12	13	15	16	17	18
SiO ₂	38,90	38,28	38,80	39,02	42,60	59,13	56,58	43,44	48,84	47,62	48,32	56,92	55,28	41,92	42,10	38,20
TiO ₂	0,04	0,05	0,02	0,04	0,11	Не обн.	0,06	0,06	0,54	0,59	0,59	0,06	0,12	0,03	0,11	0,05
Al ₂ O ₃	0,09	0,10	0,08	0,14	0,27	0,54	0,63	9,49	5,73	8,27	4,06	0,36	0,08	0,08	0,12	0,22
Fe ₂ O ₃	4,61	5,24	4,92	6,56	2,49	} 4,05	0,72	2,48	2,10	} 7,57	1,90	0,68	1,11	2,13	3,04	8,56
FeO	2,24	2,33	1,80	0,81	0,72		3,95	6,46	4,67		6,11	3,41	2,60	0,54	0,54	1,80
MnO	0,12	0,15	0,08	0,07	0,08	0,05	0,11	0,11	0,19	0,19	0,19	0,10	0,13	0,03	0,03	0,03
CaO	0,28	0,56	0,84	0,28	0,28	12,65	12,49	6,86	19,60	20,24	19,04	12,32	17,64	0,42	0,28	0,42
MgO	45,56	43,63	43,83	40,00	40,25	22,46	22,32	23,35	14,75	12,97	15,75	23,43	21,11	41,31	41,21	38,68
Na ₂ O	0,01	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,01	0,03	0,06	0,05	0,12	0,16	0,16	0,06	0,01	Не обн.	0,01	0,01
K ₂ O	0,01	0,01	»	<0,01	0,07	0,03	0,02	0,05	0,02	0,06	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	<0,01
P ₂ O ₅	0,01	0,01	»	Сл.	0,05	Не обн.	0,04	0,05	0,15	0,12	0,22	0,06	Не обн.	Сл.	Сл.	0,01
CO ₂	0,65	0,79	0,73	0,95	0,62	»	0,79	0,53	0,33	Не обн.	0,49	0,55	0,52	1,00	0,95	0,81
H ₂ O ⁺	7,20	7,80	8,50	10,80	11,80	0,88	2,10	6,10	1,68	2,52	2,00	2,00	1,00	11,80	11,20	10,80
Cr	0,16	0,16	0,17	0,39	0,14	Не опр.	0,056	0,14	0,070	Не опр.	0,055	0,13	0,009	0,024	0,16	0,13
Ni	0,20	0,20	0,19	0,24	0,13	»	0,14	0,15	0,022	»	0,030	0,14	0,063	0,10	0,16	0,17
Co	0,014	0,012	0,013	0,0085	0,0068	»	0,0067	0,0085	0,0017	»	0,0025	0,0060	0,0043	0,0052	0,0082	0,0090
V	0,0010	0,00084	0,00086	0,0010	0,0010	»	0,0006	0,0012	0,021	»	0,021	0,00043	0,0003	0,0004	0,00078	0,0010
Ti	0,0005	0,0004	0,00035	0,00045	0,0025	»	0,0009	0,0096	0,27	»	0,37	0,00063	0,00035	0,001	0,00045	Не обн.
Sc	0,00038	0,00035	0,00035	0,0003	Не обн.	»	0,00013	0,0002	0,002	»	0,0016	0,0003	0,0003	0,0002	0,0002	0,00025
Cu	0,0062	0,0048	0,0015	0,0028	0,0017	»	0,0026	0,0019	0,0095	»	0,0066	0,0030	0,0018	0,0024	0,0032	0,0060

Примечание. 1—3 — хризотилловые серпентиниты с реликтами оливина; 4, 5, 9, 17 — микроантгоритовые серпентиниты; 7, 8, 13 — нефрит; 10, 12 — родингиты; 11 — метагабро; 15 — тремолитовый асбест; 16 — хризотилловый асбест; 18 — хризотил-лизардитовый серпентинит.

концентрация магния. Весьма интересная картина отмечается для кальция в серпентинитах: в перекристаллизованных микроангидритовых серпентинитах концентрации кальция снижаются даже по сравнению с фоном. Это обусловлено перекристаллизацией серпентинитов и освобождением их от всех примесей.

Характер изменения химического состава альбитизированных плагиопорфиров можно проследить на примере жилы 5 Уланходинского месторождения (рис. 16). Центральная часть дайки (проба 365-4) в меньшей степени затронута метасоматическими процессами. Хотя альбитизация и тремолитизация проявлены по всей дайке, в центре ее сохраняются реликты калиевого полевого шпата, а тремолит в виде игольчатых агрегатов приурочен к трещинам в основной массе или к контактовым участкам вкрапленников. По составу плагиопорфир в центральных участках дайки в большей степени сопоставим с гранитоидами III фазы сумсунурского комплекса (см. табл. 6). По направлению к контакту с серпентинитами увеличивается степень альбитизации пород, практически не остается реликтов калиевого шпата и первичного плагиоклаза. Этот процесс находит свое отражение в снижении концентраций калия (табл. 9). В этом же направлении возрастает количество тремолита и, соответственно, увеличиваются содержания кальция (с 4,20 до 7,50 вес. %) и магния (с 1,21 до 1,52 вес. %) при снижении концентраций кремния. В непосредственном эндоконтакте дайки отмечается маломощная зона родингитизированного плагиопорфира. Вместе с тремолитом в этой зоне появляется диопсид. Встречены кристаллы диопсида призматического, веретенообразного и игольчатого габитуса. В апоплагиопорфировых зонах для родингитов характерны максимальные изменения химического состава.

При образовании зоны родингитов еще более отчетливо проявляется тенденция снижения концентраций кремния, щелочей и увеличения содержания магния и кальция, намеченная при сравнении двух предыдущих зон (см. табл. 9). В первую очередь это касается резкого увеличения кон-

Т а б л и ц а 9

Химический состав метасоматитов жилы 5 Уланходинского месторождения, вес, %

Компонент	Плагиопорфир	Альбитизированный плагиопорфир	Родингитовый плагиопорфир	Нефрит	Микроангидритовый серпентинит	Хризотил-лизардитовый серпентинит
	365-4	365-3	365-2	365-11	365-12	363-4
SiO ₂	67,06	63,96	56,18	56,10	42,34	40,02
TiO ₂	0,30	0,30	0,30	Не обн.	0,06	0,05
Al ₂ O ₃	15,70	16,00	16,00	0,79	0,75	0,16
Fe ₂ O ₃	0,58	0,92	0,54	1,01	4,22	6,06
FeO	1,62	1,80	1,98	2,87	0,62	1,26
MnO	0,04	0,06	0,06	0,17	0,13	0,05
CaO	4,20	7,50	17,50	14,20	4,06	0,56
MgO	1,21	1,52	3,54	22,24	36,80	38,99
Na ₂ O	7,99	7,67	3,02	0,10	Не обн.	0,10
K ₂ O	1,09	0,29	0,12	0,14	0,01	0,01
P ₂ O ₅	0,08	0,08	0,08	0,06	0,03	Сл.
CO ₂	0,48	0,42	0,66	0,25	0,53	0,78
H ₂ O ⁺	Не обн.	Не обн.	0,08	0,27	10,00	11,30
Cr	0,0023	0,0035	0,0027	Не опр.	0,14	0,18
Ni	0,0009	0,0025	0,00084	»	0,18	0,027
Co	0,0004	0,00036	0,00043	»	0,0092	0,0050
V	0,0035	0,0038	0,0035	»	0,0009	0,0010
Ti	0,15	0,13	0,12	»	0,0019	Не обн.
Sc	0,00044	0,0005	0,0005	»	0,00023	»
Cu	0,0072	0,0082	0,0054	»	0,0018	0,011
Мощность, м	1,0	0,7	0,2	0,2—0,5	0,6	

Таблица 10

Рентгенограммы диосидовых и тремолитовых нефритов жилы 5 Уланходинского месторождения

365-11-3		365-11-2		365-11-1		365-11-4	
J	d/n	J	d/n	J	d/n	J	d/n
		30	3,44	60	3,44		
		30	3,37	69	3,37	50	3,37
		40	3,30				
35	3,22	38	2,26	80	3,26	50	3,27
100	2,986	65	3,22	100	3,11	100	3,12
		32	3,11	57	2,986		
46	2,946	100	2,979	59	2,932	47	2,936
		65	2,945				
30	2,876	45	2,883	35	2,795	17	2,801
25	2,562	12	2,829	100	2,698	100	2,705
				48	2,604		
		20	2,787	59	2,523	37	2,591
		15	2,654				
54	2,524	35	2,701			58	2,532
		19	2,584			7	2,406
		50	2,561				
		85	2,516	17	2,382	10	2,383
		6	2,425	44	2,328	39	2,331
		8	2,382				
16	2,30	8	2,358	27	2,294	18	2,298
8	2,212	14	2,331	19	2,270	20	2,274
9	2,195	27	2,298	8	2,204	6	2,206
		5	2,257				
16	2,150	12	2,210	50	2,158	34	2,162
26	2,129	13	2,195	9	2,131	15	2,039
		26	2,153				
13	2,102	43	2,128	25	2,037	25	2,014
20	2,036	16	2,103	36	2,011	10	1,891
		34	2,036				
15	2,008	26	2,010	9	1,958	12	1,862
5	1,964	12	1,964	5	1,933	6	1,841
		9	1,932	18	1,890		
9	1,831	10	1,858	22	1,861	6	1,815
20	1,750	15	1,831	7	1,837	12	1,683
		5	1,809	12	1,820		
		12	1,796	12	1,811		
32	1,621	32	1,750	12	1,746	10	1,616
5	1,559	6	1,714	16	1,680	15	1,576
		9	1,685	14	1,672		
6	1,547	10	1,666	37	1,647	10	1,532
		15	1,647	16	1,637		
		47	1,621	25	1,613		
		8	1,588	13	1,587		
		12	1,576	23	1,576		
10	1,523	11	1,560	8	1,554	20	1,512
10	1,501	10	1,549	16	1,531	18	1,504
6	1,485	16	1,524	25	1,510	28	1,438
		22	1,502	29	1,503		
20	1,420	13	1,486	9	1,423	12	1,361
		10	1,435	46	1,436		
11	1,406	37	1,421	15	1,360	10	1,333
10	1,326	16	1,406	13	1,332	6	1,307
9	1,281	14	1,328	9	1,307	12	1,293
5	1,261	6	1,262				
7	1,246						
12	1,071	17	1,070				

■ П р и м е ч а н и е. Проба 365-11-3 — диосидовый нефрит, 365-11-2 — диосид-тремолитовый нефрит, 365-11-1 — тремолитовый нефрит с примесью диосида, 365-11-4 — широкопризматический тремолит. Диафрактометр «ДРОН-1», Cukd, Ni-фильтр, 40 кВ, 25 ма, 1000/40, V = 2°/мин. (с-25-90°). Подчеркнутые значения относятся к диосиду.

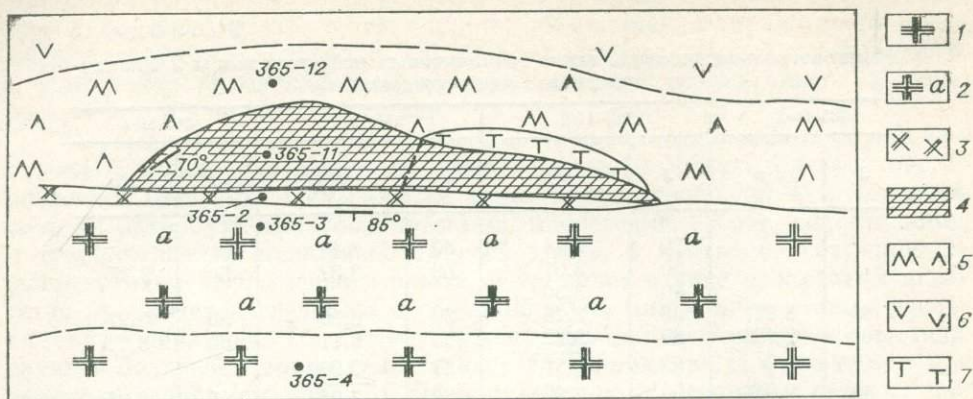


Рис. 16. Уланхординское месторождение, жила 5.

1 — плагиопорфиры, 2 — альбитизированные плагиопорфиры, 3 — родингитизированные плагиопорфиры, 4 — нефрит, 5 — микроантигоритовые серпентиниты, 6 — хризотил-лизардитовые серпентиниты, 7 — талькит

центраций кальция (с 7,50 до 17,50 вес. %). Железо и алюминий, а также элементы группы железа (титан, марганец, хром, никель, кобальт, ванадий и скандий) в процессе преобразования плагиопорфира ведут себя инертно. Такое поведение элементов указывает, с одной стороны, на отсутствие диффузии микроэлементов, а с другой — на состав метасоматических растворов, весьма близкий к составу замещаемых плагиопорфиров. Состав нефрита этой жилы весьма необычен. Здесь, наряду с тремолитом, постоянно фиксируется волокнистый диопсид. Вблизи дайки практически весь нефрит сложен волокнистым диопсидом, постепенно сменяющимся тремолитом. В шлифах волокнистый диопсид и тремолит разделяются с трудом, но, по данным рентгеноструктурного анализа (табл. 10), двойной состав нефрита устанавливается с полной определенностью [Сутурин и др., 1976]. По химическому составу диопсид-тремолитовый нефрит (см. табл. 9) отличается от обычного нефрита повышенным содержанием кальция и низкой концентрацией кристаллизационной воды. В контактирующем с нефритовой жилкой перекристаллизованном серпентините отмечаются очень высокие содержания кальция (до 4,06 вес. %), обусловленные интенсивной тремолитизацией породы. Здесь же появляется мало мощная зонка талькитов.

Плагиопорфиры второй нефритонесной зоны Уланхординского месторождения в контакте с серпентинитами также интенсивно преобразуются. Максимальная интенсивность метасоматоза плагиопорфиров отмечается на тех участках даек, которые приурочены к жилам нефрита. Характер изменения химизма пород можно проследить на примере жилы 7 Уланхординского месторождения (табл. 11). Плагиопорфир в постинтрузивный период интенсивно тремолитизирован. Центральная часть дайки (табл. 11, проба 322-1) сложена альбитизированным плагиопорфиром. Плагиоклаз идиоморфных вкрапленников замещен клиноцоизитом и альбитом, а в основной массе породы встречаются игольчатые кристаллы тремолита. Слабо измененный плагиопорфир отличается от гранитоидов сумсунурского комплекса повышенным содержанием магния и натрия. На ранних этапах метасоматического процесса плагиопорфир незначительно изменяется. Для данного типа пород характерно преобладание цоизитизации плагиоклазов над альбитизацией, поэтому наблюдается уменьшение количества натрия при увеличении содержания магния и кальция. Для алюминия также характерно снижение концентраций. В непосредственной близости с нефритом степень тремолитизации возрастает. Происходит десицификация пород, уменьшение содержания кремния от 64,10 до 44,54%, выносятся алюминий, за счет привноса растворами кальция и диффузии магния развивается тремолит. Наблюдается интенсивный вынос из плагиопорфира щелочей. В поведении элементов приме-

Химический состав метасоматитов жилы 7 Уланходинского месторождения, вес. %

Компо- нент	Плагио- порфир	Тремолити- зированный плагио- порфир	Тремолити- зированный родингит	Нефрит	Талькит	Микроантиго- ритовый сер- пентинит
	322-1	322-2	322-3	322-4	322-6	322-8
SiO ₂	64,10	61,94	44,54	56,00	61,00	41,42
TiO ₂	0,22	0,16	0,12	0,15	0,03	0,06
Al ₂ O ₃	18,01	15,69	11,63	0,63	0,26	0,14
Fe ₂ O ₃	1,19	0,82	1,44	1,40	1,36	4,70
FeO	0,90	0,90	3,13	3,34	0,99	2,16
MnO	0,09	0,09	0,61	0,51	0,06	0,13
CaO	2,66	4,48	8,68	12,18	0,56	0,28
MgO	2,32	6,46	23,50	22,32	30,50	38,78
Na ₂ O	9,13	6,59	0,16	0,06	0,01	0,01
K ₂ O	1,11	1,64	0,26	0,06	0,01	0,02
P ₂ O ₅	0,05	0,03	0,02	0,03	0,01	Сл.
CO ₂	0,55	1,0	0,46	0,66	0,28	0,66
H ₂ O ⁺	Не обн.	0,29	5,50	2,50	4,50	10,80
Cr	0,0012	0,0013	0,0012	0,13	0,23	0,15
Ni	0,0012	0,0008	0,0020	0,16	0,21	0,23
Co	0,00027	0,00023	0,0009	0,0082	0,012	0,013
V	0,0010	0,0008	0,001	0,0009	0,00068	0,0016
Ti	0,0073	0,064	0,048	0,005	0,00048	0,0002
Sc	0,00048	0,003	—	0,00044	0,00026	0,00043
Cu	0,0037	0,0034	0,01	0,0073	0,010	0,0050
Мощность, м	2,0	До 1,0	0,1—0,3	0,2—0,5	0,1—0,2	До 1,5

сей устанавливаются некоторые особенности: хром и ванадий ведут себя инертно; в связи с интенсивным привнесом магния увеличиваются концентрации никеля и кобальта. Резкое увеличение количества марганца в тремолитизированном плагиопорфире связано, по-видимому, с привнесом железа. Отмечается стабильный вынос титана по всем зонам, что подтверждается данными химического и спектрального анализов. Серпентиниты, вмещающие нефритовую жилу, состоят из антигорита и магнетита, не содержат реликтов первичных оливина и пироксена. Отмечается некоторое увеличение содержания кальция над фоновым. Между нефритом и серпентинитом наблюдается характерная для нефритовых жил зона талька. Связывание захватывает не только серпентиниты, но и нефрит. Это связано с избытком кремнекислоты, привносимой метасоматическими растворами, а также высвобождающейся при тремолитизации гранитоидов. Нефрит характеризуется обычным для амфиболов соотношением элементов: небольшим по сравнению с замещаемыми серпентинитами увеличением содержания алюминия, щелочей и кремния. Возрастают также концентрации титана, марганца и железа. Содержание элементов-примесей группы железа остается близким к серпентинитам. Отмечаются незначительные уменьшения содержания хрома, никеля, кобальта.

Нефритовая жила 6 Оспинского месторождения расположена на контакте родингитов и микроантигоритовых серпентинитов. Родингиты характеризуются близким минеральным и химическим составом. Дальний от нефритовой жилы эндоконтат родингита (табл. 12, проба 24/8) сложен диопсидом и тремолитом, рассекаемым тонкими прожилками кварца и карбоната. По направлению к нефритовой жиле минеральный состав родингита изменяется от диопсид-клиноцоизитового с мелкими прожилками полевого шпата (проба 24/7) до диопсид-клиноцоизитового с мелкими прожилками кварца. Наличие кварцевых прожилков в эндоконтактах родингитов фиксируется и в повышении содержания кремния (пробы 24/6 и 24/8). Содержание титана, алюминия, магния возрастает по направлению к жиле нефрита, а содержание кальция — уменьшается. Нефрит с двух сторон окружен зонами тремолититов. Тремолитит, располагаю-

Химический состав метасоматитов жилы 6 Осипинского месторождения, вес. %

Компо- нент	Микроан- тигорито- вый серпенти- нит	Тремолитит	Нефрит	Тремолит	Кварц-диопсид-кли- ноцоизитовый родин- гит		
	24-2	24-3	24-4	24-5	24-6	24-7	24-8
SiO ₂	42,42	56,15	55,72	54,91	51,12	50,56	51,22
TiO ₂	0,04	Сл.	Сл.	0,02	0,51	0,46	0,30
Al ₂ O ₃	0,81	0,27	1,44	1,97	6,10	5,65	5,02
Fe ₂ O ₃	2,77	1,20	1,18	1,15	1,90	1,90	1,40
FeO	3,95	1,98	2,33	2,87	2,87	2,87	3,68
MnO	0,13	0,09	0,10	0,08	0,15	0,21	0,29
CaO	0,56	11,76	12,18	11,76	19,60	23,94	24,34
MgO	36,59	24,90	24,19	22,88	15,42	12,50	12,70
K ₂ O	0,01	0,01	0,03	0,06	0,06	0,43	0,14
Na ₂ O	0,001	0,001	0,04	0,04	0,17	0,36	0,30
П. п. п.	12,37	3,17	3,18	3,63	1,44	0,80	0,72
F ₂ O ₅	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,34	0,16	0,10
Мощность, м	До 5,0	0,5	1,5	0,2—0,3		5,0	

Примечание. В пробе 24-6 присутствует магнетит; 24-7 — альбит; 24-8 — тремолит.

щийся возле родингита (проба 24/5), по сравнению с тремолитом, располагающимся возле серпентинитов, содержит меньше кремния, больше алюминия, железа. В тремолититах, отделяющих нефрит от серпентинита, из-за наличия реликтовых участков серпентина несколько повышено содержание магния. Отмечается четкая зависимость состава тремолититов от их местоположения. Серпентиниты вблизи контакта содержат большое количество кальция, возрастает содержание титана, алюминия и уменьшаются концентрации магния.

Анализ распределения элементов по разрезам жил позволяет представить геохимические особенности метасоматического процесса.

Габброиды и плагиограниты из нефритовых месторождений генетически связаны с гипербазитами и характеризуются общими геохимическими чертами: низким содержанием щелочей, преобладанием натрия над калием, повышенными концентрациями элементов-примесей группы железа. Процессы альбитизации и родингитизации, идущие при активной роли натрия и кальция, преобразуют минеральный состав первичных пород, сохраняя соотношение основных элементов-примесей, что позволяет

по ним восстанавливать первичный состав пород.

Для формирования высококачественного нефрита важно, чтобы процесс кальциевого метасоматоза завершился на этапе образования диопсид-клиноцоизитовых па-

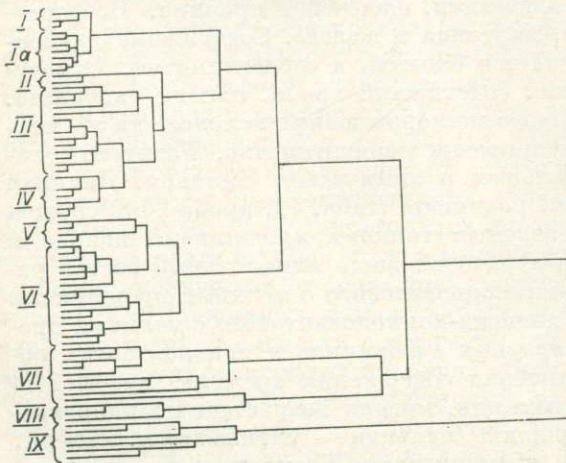


Рис. 17. Кластер-диаграмма (Q-тип анализа) гранитоидов различных геохимических типов.

I — толеитовый ряд, Ia — плагиограниты нефритовых тел, II — андезитовый ряд, III — известково-щелочной ряд, IV — редкометаллические граниты щелочного ряда, V — арпаитовые граниты, VI — плюмазитовые граниты, VII — латиты, VIII — ультраметаморфические граниты, IX — литий-фтористые граниты.

рагенезисов. Широкое развитие альбита, гроссуляра и хлорита в метасоматитах указывает на возможность диафтореза нефритов.

Гранитоиды в гипербазитовых массивах оказывают существенное влияние на характер метасоматических процессов, обуславливая тип постмагматического минералообразования. С целью геохимической типизации гранитоидов был проведен кластер-анализ 75 реперных образцов гранитоидов на 15 микроэлементов. R-тип анализа дает возможность выявить индифферентные элементы, мешающие классифицированию. Оптимальными геохимическими характеристиками являются фтор, литий, рубидий и связанные с ними отрицательной корреляционной зависимостью стронций и барий. Q-тип кластер-анализа позволил отбраковать случайные или ошибочно проанализированные образцы. Предварительные R- и Q-анализы дали возможность создать классификационную программу «Геохимические типы гранитоидов», которая написана на языках FORTRAN и ПЛ-1 в системе ОС ЕС и использована для геохимической типизации даек гранитоидов из гипербазитовых массивов. Выделены плагиограниты толеитового ряда, перспективные для поиска нефритоносных зон в гипербазитовых массивах (рис. 17). Гранитоиды витимканского комплекса, с которыми связаны скарновые апокарбонатные месторождения нефрита, в классификационной диаграмме попадают в разряд палингенных гранитоидов известково-щелочного ряда.

ГЛАВА 3

Месторождения нефрита

Месторождения нефрита СССР сосредоточены в основном на территории Сибири. В пределах Сибирской провинции выделены четыре нефритоносных района: Западно-Саянский, Восточно-Саянский, Джидинский и Витимский. В Витимском районе обнаружены месторождения нефрита двух генетических типов, поэтому здесь выделены Байкало-Муйский базит-гипербазитовый пояс и Верхневитимский внутренний пояс геосинклинальной системы байкалид (рис. 18).

В нефритоносных районах выделяются перспективные гипербазитовые и гранитоидные массивы. В зависимости от размеров массива и интенсивности процесса нефритообразования в его пределах может быть выявлено до четырех месторождений и более.

Понятие о месторождениях нефрита по мере открытия и изучения новых месторождений в Сибири трансформировалось. Долгое время месторождением нефрита считали любое обособленное тело нефрита. Авторами впервые в понятие «месторождение нефрита» включается совокупность нефритоносных зон, близких по структурно-генетическим и литолого-петрографическим особенностям, а также составу метасоматических пород, развитых в пределах одного массива. Под нефритоносной зоной понимаются тектонически ослабленные участки в серпентинизированных гипербазитах хризотил-лизардитового состава, включающих метаморфизованные тела основных или кислых пород, в экзоконтакте которых по микроантигоритовым серпентинитам в ряде случаев образуются жилы нефрита. Для нефритоносных зон характерны повышенные по сравнению с фоном концентрации стронция, бария, цинка и титана, т. е. элементов-примесей, не характерных для гипербазитов [Замалетдинов, Сутурин, 1974; Замалетдинов, Якшин, 1971].

Сибирская нефритоносная провинция.
Саяно-Байкальская горная область

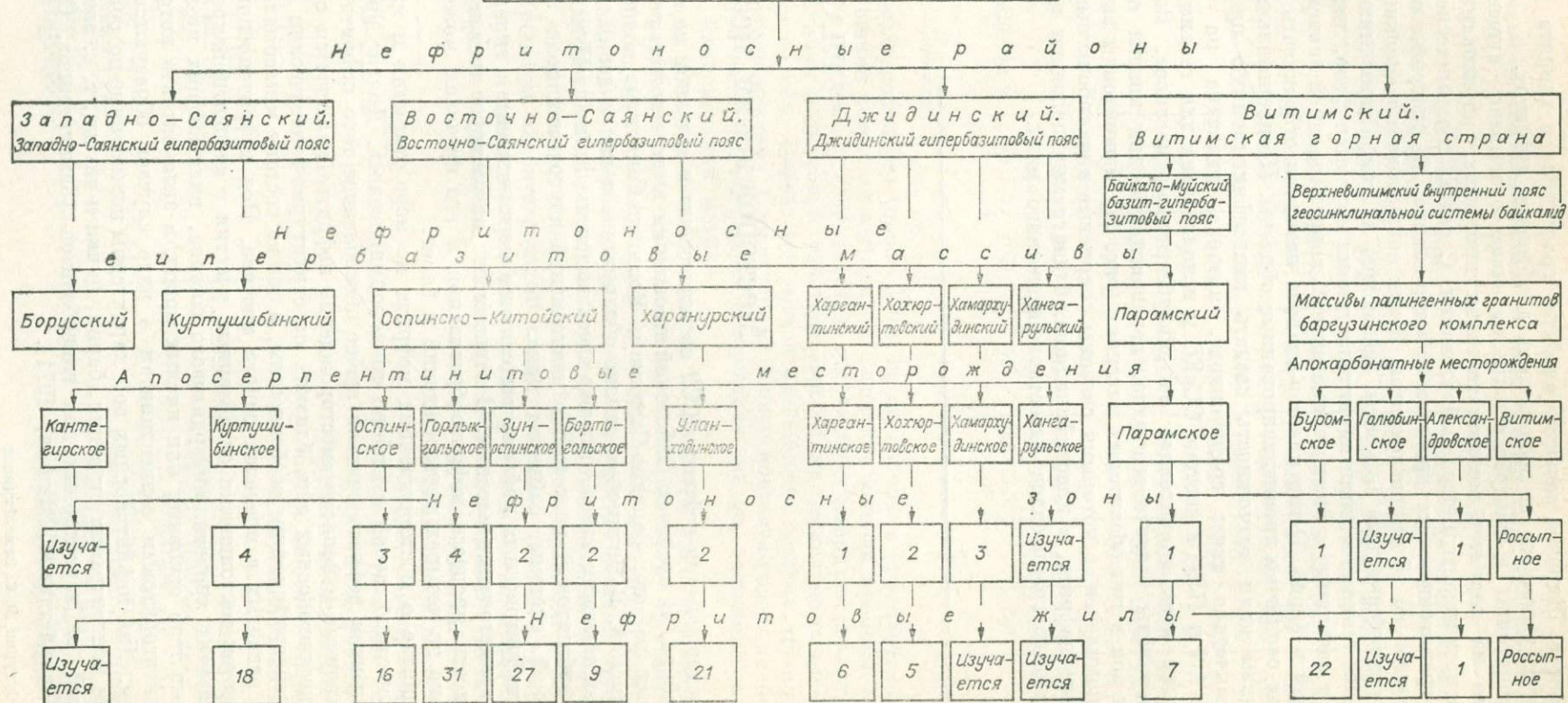


Рис. 18. Таксонометрическая схема соподчиненности нефритоносных площадей Сибирской провинции. Составил Р. С. Замалетдинов.

На месторождении может быть одна или несколько нефритоносных зон, приуроченных к контакту или расположенных внутри массива, размеры зон по простиранию изменяются от сотен метров до нескольких километров при мощности от десятков до нескольких сотен метров. В нефритоносных зонах могут находиться несколько десятков нефритовых жил, различных по размеру и качеству нефрита. Максимальное число (31) нефритовых жил обнаружено на Горлыкгольском месторождении. 10—15% жил от общего количества являются промышленными. Выделение нефритоносных зон в пределах массивов играет решающее значение при проведении поисковых работ, так как конкретизирует направление работ, исключая бесперспективные участки в массиве.

Все промышленные месторождения нефрита в Восточно-Саянском нефритоносном районе сосредоточены в двух наиболее крупных гипербазитовых массивах: Оспинско-Китойском (Оспинское, Горлыкгольское, Зуносинское и Бортогольское месторождения) и Харанурском (Уланходинское месторождение).

Оспинское месторождение нефрита — крупнейшее в СССР — открыто в 1967 г., расположено в центральной части Оспинско-Китойского массива (рис. 19). В структурном отношении месторождение приурочено к сводовой части крупной антиклинали, ядро которой сложено гипербазитами, а крылья — вмещающими породами ильчирской свиты, осложненной синклиналью более низкого порядка и разломами северо-восточного, субширотного и северо-западных направлений. Именно поэтому здесь наблюдается особенно интенсивный динамометаморфизм гипербазитов и вмещающих пород, массовое развитие небольших разнообразных по форме тел габброидов и гранитоидов, а также продуктов высоко- и низкотемпературного метасоматоза гипербазитов, габброидов и гранитоидов.

На Оспинском месторождении на площади 5 км² открыто 16 нефритовых жил, которые сосредоточены в трех нефритоносных зонах, характеризующихся своеобразными структурно-тектоническими позициями и особенностями петрографического состава метасоматитов.

Первая нефритоносная зона субширотного простирания расположена в верхнем течении р. Ильчир, прослеживается на расстоянии более 2 км, мощность ее около 50 м. Она приурочена к южному висячему тектоническому контакту северной линзы гипербазитов с узкой полосой осадочно-метаморфических пород ильчирской свиты, разделяющей массив на две линзы. Гипербазиты, слагающие зону, представлены катаклазированными хризотил-лизардитовыми серпентинитами с реликтами оливина, которые в приконтатковой части с метаморфизованной дайкой габбро-долеритов перекристаллизованы в микроантитеритовые серпентиниты мощностью более 1 м. Метадайка габбро-долеритов сложена роговой обманкой и клиноцоизитом. С этой дайкой, претерпевшей в последующем будинаж и родингитизацию, связаны нефритовые жилы 7, 8, 14, 15, 18, 20, 21. На тех участках, где контакты нефритовых жил не подвержены действию пострудной тектоники, сохраняются родингиты кварц-диопсид-клиноцоизитового состава с содержанием клиноцоизита до 80%. Кроме того, отмечаются также прожилки (2,3—5 см) крупнокристаллического метельчатого клиноцоизита, рассекающие как габброиды, так и родингиты. Там, где контакты сорваны, нефритовые жилы контактируют с обуглероженными и окварцованными сланцами, которые несут обильную наложенную минерализацию пирита, пирротина, халькопирита, борнита и марказита.

Вторая нефритоносная зона расположена на правом склоне ледникового цирка горы Графитовой в истоках руч. Северного. В структурном отношении зона приурочена к сводовой части антиклинали и находится в висячем боку южной линзы Оспинско-Китойского массива. Нефритоносная зона мощностью около 100 м прослеживается на север в субмеридиональном направлении, на протяжении более 1 км частично перекрывается четвертичными отложениями и в конце ограничивается зоной субширотного разлома. Контакт гипербазитов с породами ильчирской свиты

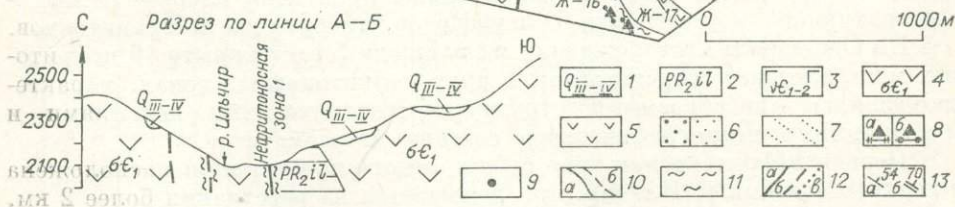
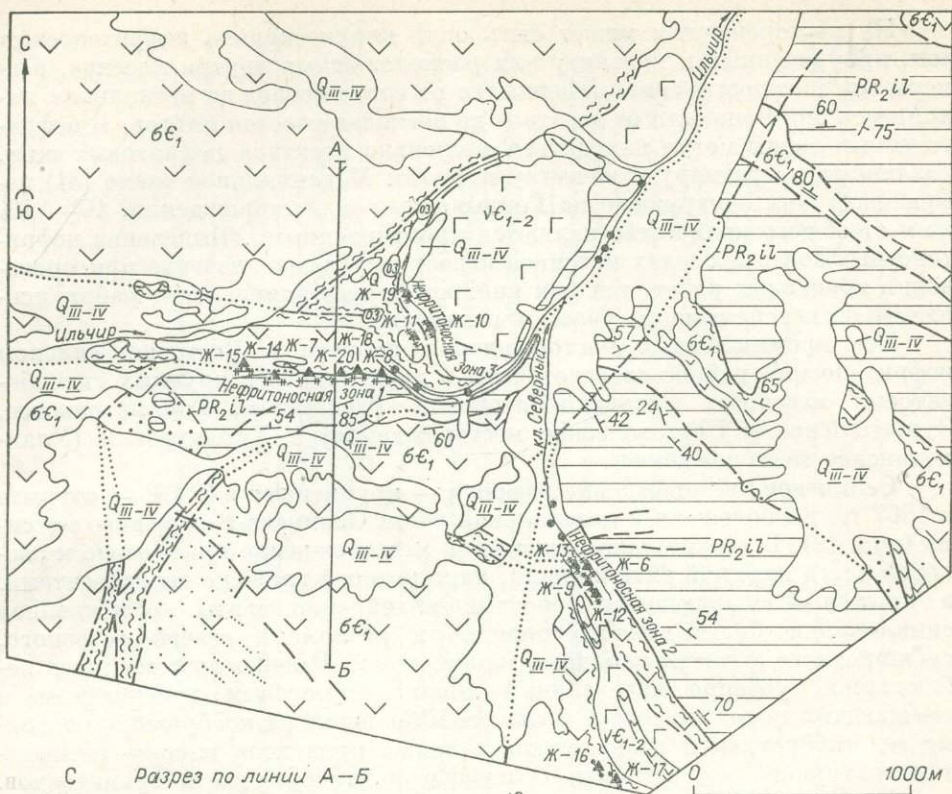


Рис. 19. Осинское месторождение нефрита. Схема составлена по материалам И. С. Якшина, А. З. Галимова, А. Н. Сутурина, Р. С. Замалетдинова.

1 — четвертичная система Q_{III-IV} , пролювиальные, аллювиальные и ледниковые отложения; 2 — протерозойская система (PR_{2il}), ильчирская свита, эффузивные сланцы, известняки, углистые фидлитовидные сланцы; 3 — боксонский комплекс (vc_{1-2}), габброиды, 4 — ильчирский комплекс (σC_1), серпентиниты и серпентинизированные гарцбургиты; 5 — серпентиниты массивные темно-зеленые; 6 — тальк-карбонатные породы (а) и отадькованные и карбонатизированные серпентиниты (б); 7 — прафитизация; 8 — нефритовые жилы у контакта основных (а) и кислых (б) метадаек; 9 — валуны нефрита; 10 — геологические границы установленные (а) и предполагаемые (б); 11 — расщелачивание; 12 — разрывные нарушения установленные (а), предполагаемые (б) и перекрытые четвертными отложениями (в); 13 — элементы залегания слоистости (а) и разрывных нарушений (б).

на этом участке тектонический и полого наклонен к северо-востоку. В обрыве северного цирка горы Графитовой контакт их более крутой и нарушен серией крутопадающих разломов северо-западного простирания. Слагающие нефритовую зону катаклазированные хризотил-лизардитовые с реликтами оливина серпентиниты прорваны дайками основных и кислых пород, которые иногда наблюдаются и во вмещающих сланцах. Последующими метасоматическими процессами дайки родингитизированы и альбитизированы. К контактам их с серпентинитами приурочены нефритовые жилы 5, 6, 12, 13, 16 и 17.

Третья нефритовая зона субширотного простирания расположена в северной линзе Осинско-Китойского массива, приурочена к контакту крупного тела габброидов и катаклазированных хризотил-лизардитовых серпентинитов. Длина нефритовоносной зоны 400 м, мощность около 100 м. В пределах зоны выявлены три нефритовые жилы (10, 11, 19) ксенолитного типа.

На Осинском месторождении нефрита выделяются три типа нефри-

Типы жил и околожильная метасоматическая зональность Оспинского месторождения

Порода	Типы нефритовых жил			
	на контакте апогаббровых родингитов с серпентинитами		на контакте порфиридных альбититов с серпентинитами	внутри апогаббровых родингитов (кессонолитный тип)
	7, 8, 15, 18, 20, 21	5, 6, 12, 13	16, 17	10, 11, 12
Микроантигоритовый серпентинит	+	+	+	+
Талькит		+	+	
Тремолитит	+	+	+	+
Хлорит				+
Нефрит	+	+	+	+
Тремолитит	+	+	+	
Тремолит-цоизитовая				+
Диопсид	+			
Кварц-клиноцоизит-диопсидовый родингит	+	+		+
Флогопитовый слюдит			+	
Кварц-цоизитовая				+
Порфиридный альбит			+	
Тремолит-альбит-клиноцоизитовый		+		
Амфибол-цоизитовая	+			
Альбит-диопсид-клиноцоизитовый родингит		+		
Углисто-кварцевые сланцы	+			

Примечание. В разных жилах могут присутствовать не все метасоматические зоны.

товых жил с характерной для каждого типа метасоматической зональностью (табл. 13).

Первый тип объединяет нефритовые жилы, связанные с основными в различной степени метаморфизованными породами. Ими представлена большая часть нефритовых жил Оспинского месторождения; наиболее крупные и лучшие по качеству нефрита среди них промышленные жилы 6 и 7. Особенности метасоматической зональности этого типа рассмотрим на примере наиболее изученной жилы 6.

Жила 6 (рис. 20) залегает на контакте оталькованных катаклазированных хризотил-лизардитовых серпентинитов и родингитов кварц-ди-

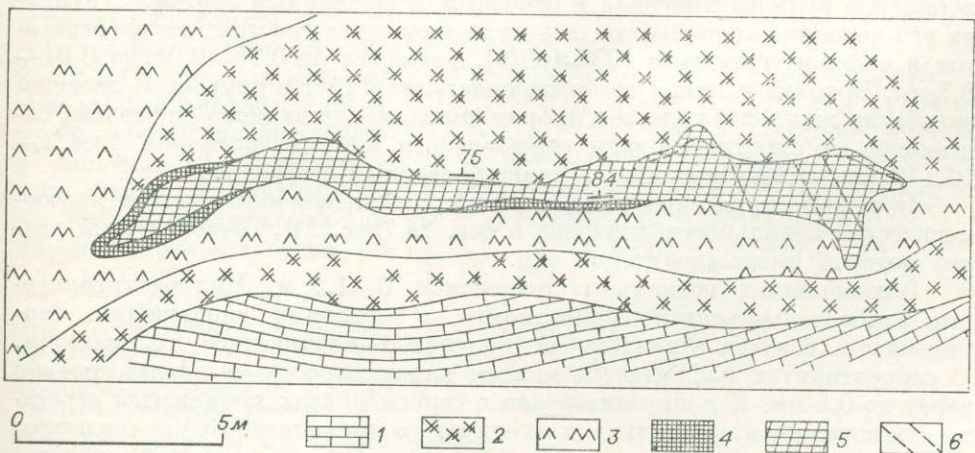


Рис. 20. Оспинское месторождение, жила 6.

1 — мраморизованные известняки, 2 — кварц-клиноцоизит-диопсидовые родингиты, 3 — микроантигоритовые серпентиниты, 4 — тремолититы, 5 — нефрит, 6 — трещины отдельности.

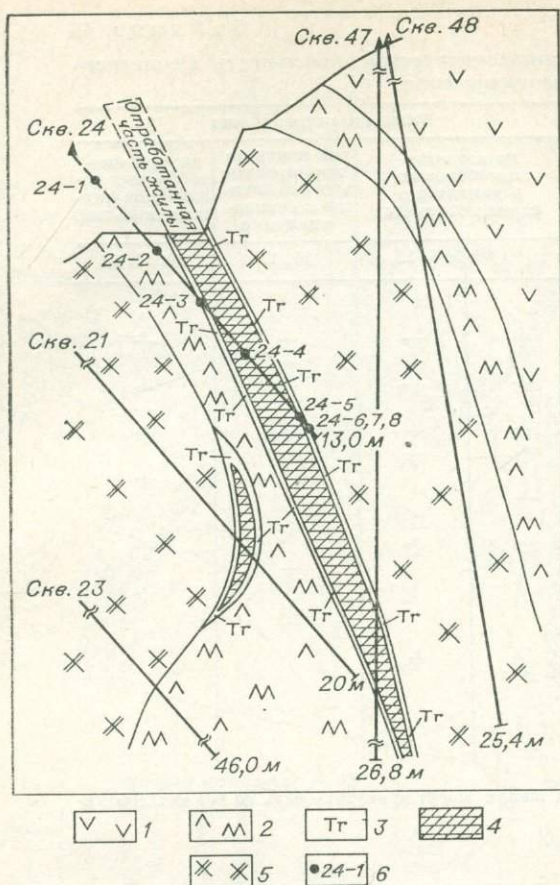


Рис. 21. Оспинское месторождение, жила 6, разрез Ш-Ш.

1 — хризотил-лизардитовые серпентиниты, 2 — микроантигоритовые серпентиниты, 3 — тремолиты, 4 — нефрит, 5 — родингиты, 6 — пробы и их номера.

оксид-клиноцоизитового состава. Простирание жилы субмеридиональное, падение северо-восточное ($70 - 80^\circ$), длина 22,3 м, мощность 0,7—1,1 м.

Дайка родингитов в плане имеет неправильную форму, длина ее 32 м, мощность 3—7 м. Контакты с нефритом и микроантигоритовыми серпентинитами четкие. Макроскопически родингиты — серые, светло-серые породы мелко- и среднезернистого строения, массивной текстуры. Микроизучением выявлена grano-, пойкило- и гетерогранобластовая структура, массивная, участками слабопараллельная текстура. Минеральный состав родингитов: клиноцоизит — 60—90%, диопсид — 10—30, кварц — 10—20%, в незна-

чительных количествах присутствует альбит. Акцессорные — сфен, циркон; вторичные — гидроокислы железа и лейкоксен. Вмещающими породами являются хризотил-лизардитовые серпентиниты, подверженные катаклазу, милонитизации и оталькованию. В контакте с нефритом отмечаются темно-зеленые микроантигоритовые серпентиниты.

Нефритовая жила имеет четкие контакты с родингитами и серпентинитами. На продолжении жилы в северном направлении около нефрита наблюдается оторочка тремолититов и тальцитов мощностью 0,2—0,6 м. Нефрит травяно-зеленого цвета, массивный, с редкой равномерной вкрапленностью рудного минерала и относится к ювелирным сортам. Структура его спутанно-волокнистая, текстура массивная, состоит он из агрегатов и волокон тремолита (95—100%), размером от 0,05—0,01 до 0,01—0,5 мм. Волокна и пучки тесно переплетаются друг с другом. В лежащем зальбанде жилы наблюдается нефрит конгломератовидного сложения, состоящий из округлых будин серо-зеленого нефрита размером $1 \times 1,2 - 10 \times 10$ см, сцементированных травяно-зеленым нефритом.

Бурением жила изучена на глубину 25,0 м, наиболее полная метасоматическая зональность выявлена в скв. 24 (рис. 21), геологический разрез которой имеет следующий вид.

Элювиально-делювиальные отложения 0—1,5 м. Микроантигоритовые слабооталькованные серпентиниты с зеркалами скольжения. Серпентиниты секутся прожилками поперечно-волокнистого тремолитита. В серпентинитах наблюдается мелкая вкрапленность магнетита, размер зерен до 0,5 мм. К концу интервала в серпентинитах появляются агрегаты мелкочешуйчатого талька и игольчатого тремолита. Зерна магнетита располагаются параллельно трещиноватости. Структура породы неясно-решетчатая, участками поперечно-волокнистая. 1,5—7,2 м.

Тремолититы бледно-зеленого цвета скрытокристаллической структуры. Тремолит широкопризматический, без концевых граней, ромбического сечения. Размер агрегатов $(0,7-1,6) \times 0,2$ мм. В волокнистой тремолитовой массе сохраняются реликты незамещенного серпентина. Структура породы нематобластовая, сноповидная или фибробластовая. 7,2—8,0 м.

Нефрит светло-зеленый скрытокристаллический массивный с занозистым изломом. В краях просвечивает на глубину 5—8 мм травяно-зеленым цветом. Переход от тремолитита к нефриту постепенный на протяжении 1—3 см. В нефрите отмечаются зерна магнетита и хромшпинелидов размером 0,17—0,32 мм. Структура нефрита фибробластовая. 8,0—12,0 м.

Тремолитит зеленовато-серого цвета, массивный. Переход к нефриту постепенный. На фоне мелкозернистой основной тремолитовой массы встречаются крупные (0,3—0,6 мм) метельчатые агрегаты тремолита. Наблюдаются закрытые трещины, ориентированные под углом 50° к оси керна. 12,0—12,2 м.

Родингиты мелкозернистые слабосланцеватые. Наблюдается реликтовая порфиридная структура. Порфиновые вкрашленники представлены альбитом. Основная масса мелкозернистая, сложена диопсидом и клиноцоизитом, в ней также отмечаются биотит, магнетит, гранат и циркон. Мелкие трещинки залечены кварцем. В центральной части родингиты состоят из клиноцоизита и эпидота и рассеяны прожилками альбита. В конце интервала в родингитах появляются диопсид и тремолит, в незначительном количестве карбонат. 12,2—13,0 м.

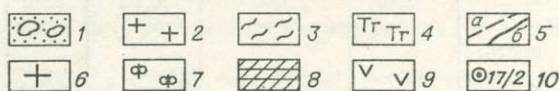
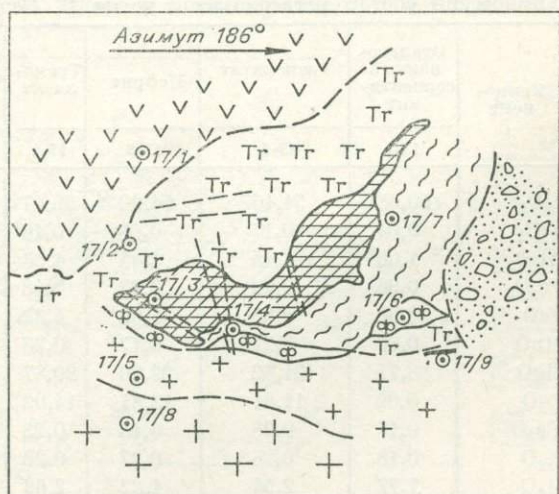
Химический состав метасоматитов жилы 6 приведен в табл. 12.

Второй тип нефритовых жил, связанных с порфиридными альбититами апогранитного генезиса на Оспинском месторождении, распространен ограниченно и представлен жилами 16 и 17.

Жила 17 (рис. 22) расположена на контакте порфиридных альбититов и серпентинитов, имеет субмеридиональное простирание, восточное падение под углом 37° . Длина жилы 40 м, мощность 0,2—0,7 м. Светло-серые апогранитные порфиридные альбититы слагаются крупными (1—2 мм) нечеткими вкрашленниками и основной тканью альбита (0,1—0,3 мм). Зерна основной массы изометричные или лейстовидные с зубчатыми неровными ограничениями. Сдвойникованы преимущественно лейстовидные зерна альбита. Альбитовая масса пронизана пучковидными метельчатыми и волокнистыми агрегатами тремолита (3—11%), цоизит (8—10%) присутствует в жилковидных агрегатах, образованных короткостолбчатыми и зерновидными кристаллами. Редко наблюдаются чешуйки и чешуйчатые цепочкоподобные агрегаты флогопита и зерна лейкоксенизированного сфена (1%). Метасоматическая зона с флогопитом встречается впервые. Непосредственно висячей экзоконтактовой зоне дайки порфиридных альбититов наблюдаются альбит-тремолит-цоизитовые ро-

Рис. 22. Оспинское месторождение, жила 17.

1 — делювиальные отложения, 2 — альбит-тремолит-цоизитовый родингит, 3 — рассланцованный тремолит, 4 — тремолитит, 5 — трещины (а) и контакты между породами (б), 6 — порфиридный альбитит, 7 — флогопитовая зона, 8 — темно-зеленый нефрит, 9 — оталякованный серпентинит, 10 — места отбора проб и их номера.



дингиты с флогопитом. Представлены они тонкозернистым агрегатом реликтовых зерен альбита (10—12%), скоплениями зерен цоизита (45—52), волокнами тремолита (23—28) и чешуйками флогопита (12—13%). Тремолит образует спутанно-волокнистые скопления. Округлые реликтовые зерна сфена (1%) лейкоксенизированы. Альбититы от нефрита и тремолитов отделяются прерывистой флогопитовой зоной. Макроскопически массивные и тонкочешуйчатые флогопитовые породы темно- или коричнево-зеленого цвета. Контакты слюдитового слоя резкие и четкие, повторяющие форму дайки. Слюдит обладает липидобластовой структурой и состоит из различно ориентированных чешуек флогопита (90—93%). Размер их 0,06—0,2 мм. Показатели преломления флогопита: $N_g = 1,604$; $N_m = 1,600$; $N_p = 1,573$; $N_g - N_p = 0,031$. Во флогопитовой массе наблюдается небольшое количество (6—10%) беспорядочно ориентированных длинных иголок тремолита, пронизывающих слюдит. Характерно для флогопитовой зоны присутствие редких точечных равномерно распределенных зерен циркона, окруженных округлыми бурыми плеохроичными двориками (0,1—0,15 мм).

Химический состав метасоматитов жилы 17 приведен в табл. 14.

Анализ химического состава зон показывает устойчивое повышение содержания магния по направлению к вмещающим серпентинитам. Фиксируется десильфидация альбититов (образование родингитов и флогопитов) и силификация серпентинитовой зоны (выделение тремолититов, нефритов и оталькование). Отмечается локализация кальцийсодержащих зон в экзоконтакте альбититов.

Следующие зоны образованы по серпентинитам и представлены тремолититами и заключенными внутри них нефритами. Тремолититы состоят из призматических, игольчатых и волокнистых выделений тремолита (100%), ориентированных в одном направлении. Волокнистые агрегаты образуют войлочную структуру, призматические зерна образуют метельчатые, сноповидные и звездчатые агрегаты размером $0,2 \times 0,4 - 0,3 \times 1,9$ мм. Концы крупных призм амфибола часто имеют расщепленный или пилообразный облик. Переход тремолититов в нефриты постепенный. Нефритовая жила имеет линзовидную форму с небольшим пережимом в центральной части. Сложена она ярко-зеленым массивным скрытокристаллическим нефритом, хорошо просвечивающим в пластинах толщиной 3—5 мм. Микроскопически нефрит обладает спутанно-волокнистой струк-

Таблица 14

Химический состав метасоматитов жилы 17 Осипинского месторождения, вес. %

Компонент	Оталькованный серпентинит	Тремолитит	Нефрит	Тремолитит	Флогопитовый слюдит с тремолитом	Альбит-тремолит-цоизитовый родингит	Порфирированный альбитит
	17-1	17-2	17-3	17-4	17-6	17-5	17-8
SiO ₂	50,58	54,46	54,90	55,47	39,07	48,90	64,39
TiO ₂	0,04	0,17	0,03	0,10	1,42	0,38	0,38
Al ₂ O ₃	1,00	2,45	1,45	1,33	15,33	17,06	19,49
Fe ₂ O ₃	0,96	0,38	0,02	0,48	1,70	1,82	0,51
FeO	3,60	4,50	5,99	4,32	8,71	3,63	1,30
MnO	0,08	0,21	0,17	0,23	0,21	0,16	0,02
MgO	38,75	21,82	22,90	20,87	17,73	7,58	1,75
CaO	0,69	11,81	12,81	14,02	2,63	16,44	3,57
Na ₂ O	0,16	0,28	0,18	0,22	0,15	0,70	7,72
K ₂ O	0,18	0,25	0,27	0,28	8,60	1,37	0,62
H ₂ O	7,72	2,54	1,22	2,66	3,44	1,16	0,52
CO ₂	0,40	0,60	0,62	0,90	0,34	0,44	0,32
Мощность, м		0,5—2,0	0,1—0,8	0,2	0,1—0,3	0,5—0,8	

турой, состоит из агрегатов тремолита (99%) и неравномерно распределенных реликтовых зерен хромшпинелида, замещенных магнетитом (1%), размером до 2 мм.

В следующей метасоматической зоне залегают грязно-зеленые среднекристаллические слабобрасланцованные тремолититы, имеющие резкий контакт с нефритом и оталькованными серпентинитами. Тремолититы сложены призмами актинолита (7—8%) и спутанно-волоконистой массой тремолита (91—92%). Призмы актинолита имеют неровные зубчатые очертания краев и наблюдаются в виде цепочкоподобных скоплений и жилок. Раздробленные хромшпинелидовые и магнетитовые зерна окружены каймой (0,2—0,5 мм) хлорита. Чешуйчатые хлоритовые агрегаты также слагают секущие тремолитит жилки. Микроангидритовые серпентиниты представлены решетчатым агрегатом серпентина (50—55%), замещенным беспорядочно ориентированными чешуйками талька (45—50%). Решетчатая структура серпентина объясняется переплетением почти перпендикулярно направленных систем ленточных волокон в виде своеобразной сетки. Серпентиновые агрегаты образуют мономинеральные неправильные реликтовые скопления размером 1—5 мм в поперечнике. Редкие эвгедральные красные в проходящем свете раздробленные зерна хромшпинелидов по краям замещены непроявляющейся каймой магнетита.

Третий тип (ксенолитный) на Оспинском месторождении выявлен в жилах 10, 11 и 19, располагающихся внутри родингитов кварц-диопсид-клиноцоизитового состава. Жилы имеют сложную морфологию и небольшие размеры.

Жила 10 (рис. 23) расположена на левобережье р. Ильчир вблизи контакта крупного габброидного тела. Она представлена двумя линзовидными телами северо-западного простирания, падение их северо-восточное под углами 43—68°. Длина линз 1,2—3,6 м, мощность 0,15—0,55 м. Обе линзы расположены внутри тела родингитов кварц-диопсид-клиноцоизитового состава. Контакт нефрита с родингитом резкий. Нефрит травяно-зеленого цвета, просвечивает на глубину до 6 мм. В нем отмечается вкрапленность хромшпинелида, размер зерен до 2 мм.

Химический состав метасоматитов жилы 10 приведен в табл. 15.

Горлыкгольское месторождение открыто в 1973 г., расположено на левобережье среднего течения р. Горлык-Гол в южной линзе Оспинско-Китойского массива. На площади месторождения, равной 12 км², открыта 31 нефритовая жила. Эти жилы различны по величине и качеству нефрита.

Ультрасосновые породы на площади месторождения слагают два

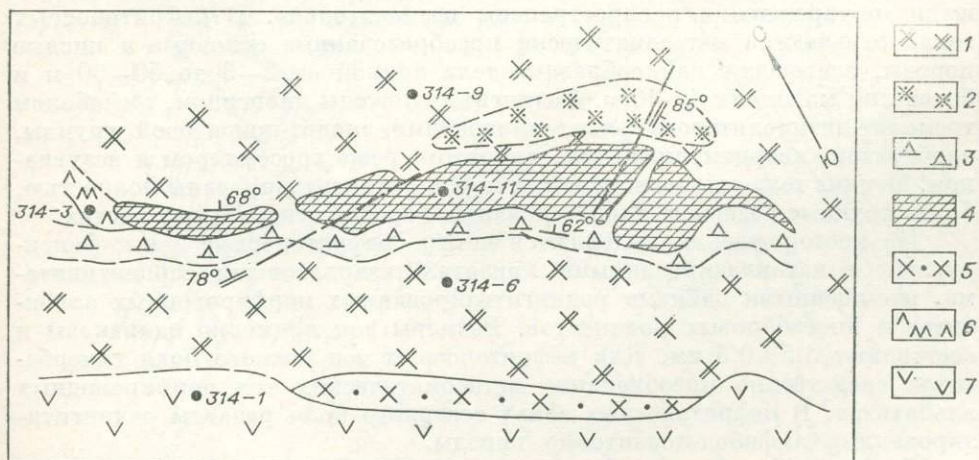


Рис. 23. Оспинское месторождение, жила 10 (с использованием материалов И. С. Якшина).

1 — родингит, 2 — метагаббро, 3 — диопсидит, 4 — нефрит, 5 — гранатит, 6 — микроангидритовый серпентинит, 7 — хризотил-лизардитовый серпентинит.

Химический состав метасоматитов жилы 10 Осинского месторождения, вес. %

Компонент	Хризотил-лизардитовый серпентинит	Микроантигортитовый серпентинит	Нефрит	Родингит	
	314-1	314-3		314-6	314-9
SiO ₂	41,58	36,98	55,40	44,30	39,88
TiO ₂	0,03	0,10	0,05	0,39	0,88
Al ₂ O ₃	0,90	1,97	2,33	12,38	24,04
Fe ₂ O ₃	2,57	8,31	1,25	1,44	4,54
FeO	0,90	1,80	5,12	4,13	2,16
MnO	0,09	0,10	0,10	0,43	0,10
CaO	0,14	0,14	14,00	30,02	22,68
MgO	39,79	37,18	19,30	6,43	3,22
Na ₂ O	0,01	0,01	0,05	0,05	0,04
K ₂ O	Сл.	0,01	0,02	0,01	Не обн.
P ₂ O ₅	0,02	0,03	0,03	0,05	0,06
CO ₂	1,14	0,80	0,56	0,83	0,27
H ₂ O ⁺	11,33	11,40	1,28	Не обн.	2,00
Cr	0,23	0,26	0,37	0,16	0,010
Ni	0,26	0,20	0,20	0,090	0,0056
Co	0,021	0,011	0,0032	0,0035	0,0008
V	0,0030	0,0046	0,0035	0,011	0,018
Ti	0,0013	0,0025	0,013	0,010	0,48
Sc	0,00025	0,00057	0,0013	0,0015	0,0026
Cu	0,018	0,0087	0,0021	0,0048	0,0063
Мощность, м		0,3	0,2—0,7	0,8—1,0	>2 м

пластообразных тела широтного простирания, имеющих тектонические контакты с осадочно-метаморфической толщей докембрия (рис. 24). Гарцбургиты в виде овальных тел размером до 0,7 км в поперечнике встречаются лишь в западной части месторождения. Остальная площадь слагается петельчатыми лизардитовыми и хризотил-лизардитовыми серпентинитами, иногда с реликтами оливина. На контактах с вмещающими породами повсеместно развиты антигортитовые серпентиниты, встречающиеся иногда отдельными участками в центральных частях тел среди зон катаклаза. Тектоническая нарушенность антигортитовых серпентинитов обычно относительно слабая. Тальк-карбонатные породы и ливениты на площади месторождения распространены незначительно. В нефритоносных зонах отмечаются метасоматически преобразованные основные и кислые породы, слагающие дайкообразные тела длиной от 2—3 до 50—60 м и более при мощности 1—10 м. Родингиты сложены диопсидом, амфиболом тремолит-актинолитового ряда, минералами эпидот-цоизитовой группы, альбититом, кварцем, пренитом, хлоритом, реже гроссуляром и везувианом. Мелкие тела алюмосиликатных пород родингитизированы полностью, более крупные содержат ядра первичных пород в центральных частях.

На месторождении выделяются четыре нефритоносные зоны, фиксирующиеся катаклазированными хризотил-лизардитовыми серпентинитами, насыщенными дайками родингитизированных порфиридных альбититов и апогаббровых родингитов. Размеры зон примерно одинаковы и составляют 3,5×0,5 км. Для нефритоносных зон южного поля гипербазитов свойственно преобладание метасоматических тел порфиридных альбититов. В нефритоносных зонах северного поля развиты родингитизированные амфибол-цоизитовые породы.

На месторождении выделяются два типа нефритовых жил с характерной для каждого метасоматической зональностью. Первый тип объединяет нефритовые жилы, связанные с основными в различной степени измененными породами (метагаббро и метадиабазы, амфибол-цоизитовые

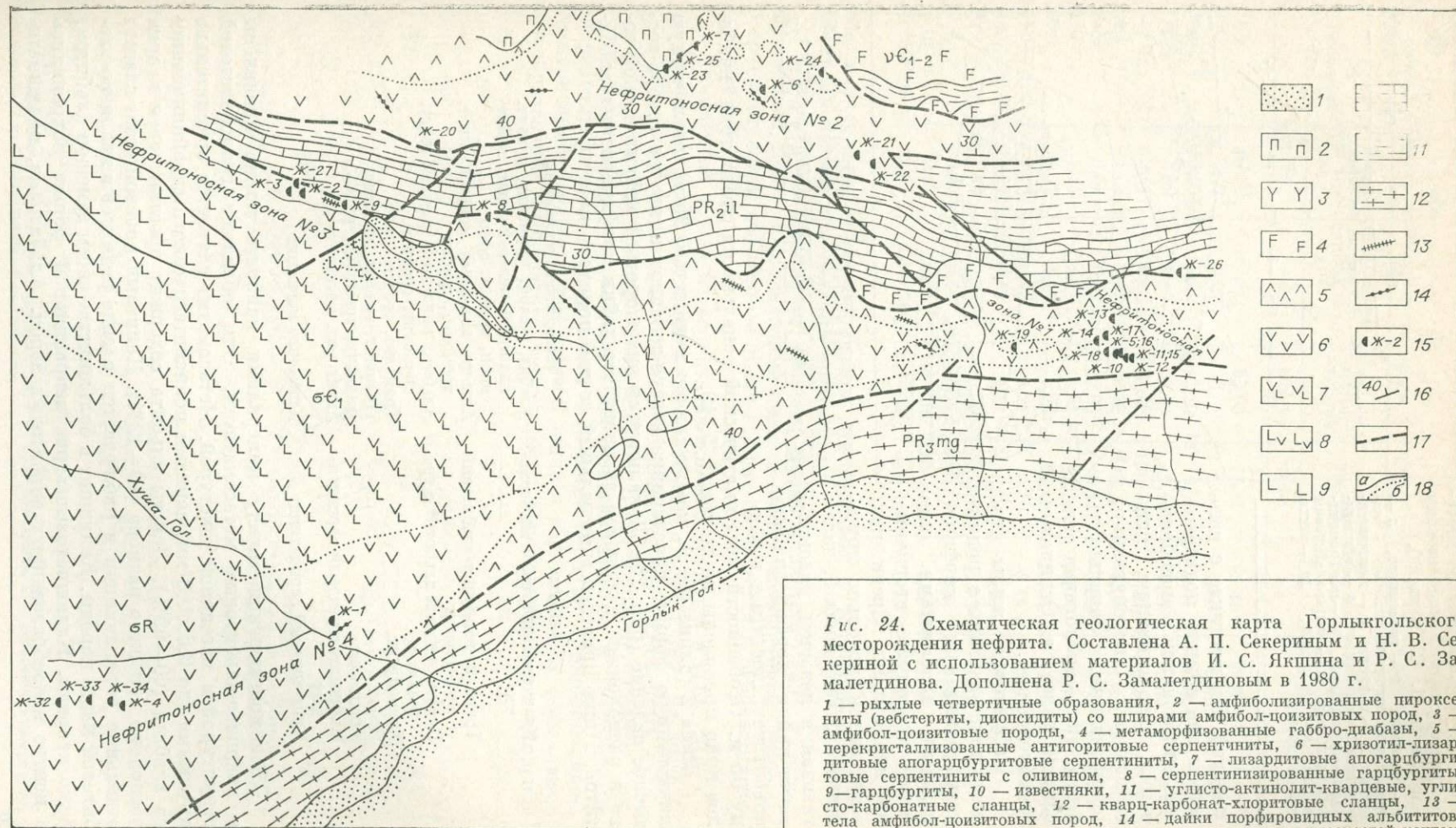


Рис. 24. Схематическая геологическая карта Горлыкгольского месторождения нефрита. Составлена А. П. Секериным и Н. В. Секериной с использованием материалов И. С. Якшина и Р. С. Замалетдинова. Дополнена Р. С. Замалетдиновым в 1980 г.

1 — рыхлые четвертичные образования, 2 — амфиболизированные пироксениты (вебстериты, диопсидиты) со шлирами амфибол-доизитовых пород, 3 — амфибол-доизитовые породы, 4 — метаморфизованные габбро-диабазы, 5 — перекристаллизованные антигоритовые серпентиниты, 6 — хризотил-лизардитовые апогарцбургитовые серпентиниты, 7 — лизардитовые апогарцбургитовые серпентиниты с оливином, 8 — серпентинизированные гарцбургиты, 9 — гарцбургиты, 10 — известняки, 11 — углисто-актинолит-кварцевые, углесто-карбонатные сланцы, 12 — кварц-карбонат-хлоритовые сланцы, 13 — тела амфибол-доизитовых пород, 14 — дайки порфировидных альбититов, 15 — жила нефрита и ее номер, 16 — элементы залегания плоскостей контактов и разрывных нарушений, 17 — разломы, 18 — геологические границы (а — резкие, б — постепенные).

Рис. 25. Горлыкгольское месторождение, жила 2 (использованы материалы И. С. Якшина).

1 — делювий, 2 — тремолит, 3 — тремолит-калишпат-альбитовая порода, 4 — нефрит, 5 — микроантигоритовый серпентинит, 6 — хризотил-овый серпентинит, 7 — порфири-видный альбитит, 8 — кварц-альбитовая порода, 9 — диопсидит, 10 — место отбора пробы.

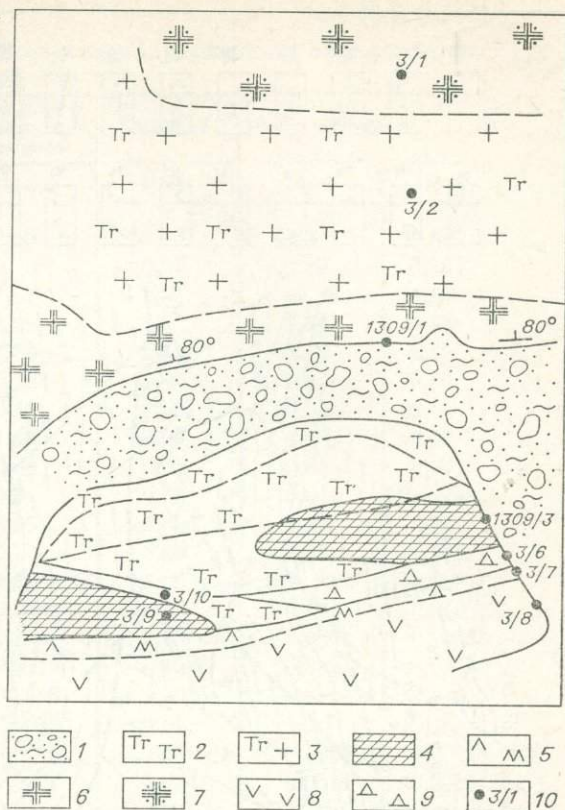
породы). На контакте с нефритом они обычно подвержены интенсивной амфиболитизации, хлоритизации, цоизитизации, диопсидизации, пренитизации. Зональность этого типа аналогична описанной ранее в Оспинском месторождении.

Нефритовые жилы второго типа связаны с родингитизированными порфири-видными альбититами, они менее затронуты вторичными процессами. Среди них встречаются довольно крупные тела. Так, жила 5, залегающая в лежачем экзоконтакте дайки порфири-видных альбититов, достигает в длину 65 м. Особенности метасоматической зональности этого типа наиболее ярко проявлены на жилах 2, 5, 13.

Жила 2 (длина 6,4 м, максимальная мощность 0,95 м) имеет четкую линзовидную форму, простирание северо-западное и кругое северо-восточное падение (рис. 25). Локализуется она в третьей нефритоносной зоне и расположена в лежачем экзоконтакте дайки порфири-видных альбититов. Ниже приведен минеральный состав пород.

Порода	Минеральные ассоциации
Кварцево-альбитовый метасоматит	Альбит, кварц, тремолит, цоизит, калиевый полевой шпат, лейкоксен, графит, сфен
Тремолит-калишпат-альбитовый метасоматит	Альбит, калиевый полевой шпат, тремолит, графит
Порфири-видный альбитит с тремолитом	Альбит, калиевый полевой шпат, тремолит, графит
Тремолитит	Тремолит, графит
Нефрит	Тремолит, графит, диопсид
Диопсидит	Диопсид, тремолит, рудные
Микроантигоритовый серпентинит	Антигорит, магнетит
Хризотил-овый серпентинит	Хризотил, магнетит

Взаимоотношения между минералами наиболее полно проявлены в кварцево-альбитовых метасоматитах. Они обладают гранобластовой структурой и массивной текстурой. Метасоматит слагается сравнительно крупными (до $0,6 \times 0,8$ мм) зернами полисинтетического сдвойникового альбита (60—65%). Лейсты альбита содержат вроски зерен кварца несколько меньшего размера (10—12%). Калиевый полевой шпат слагает отдельные вкрапленники и наблюдается в виде реликтов в кварцево-альбитовой массе породы. Калишпат в большинстве своем замещен альбитом, реже кварцем. Калишпатовые зерна неправильной формы сохранились в центре новообразованных альбитовых зерен. Альбитовые, калишпато-



Химический состав метасоматитов жилы 2 Горлыкгольского месторождения, вес. %

Компонент	Кварц-альбитовая порода	Тремолит-кашлишпат-альбитовая порода	Порфиоровидный альбитит	Нефрит	Диопсидит	Микроантигоритовый серпентинит	Хризотил-ловый серпентинит
	3-1	3-2	1309-1	1309-3	3-6	3-7	3-8
SiO ₂	67,80	65,80	65,05	55,55	55,35	43,81	40,77
TiO ₂	0,17	0,27	Сл.	Сл.	0,05	0,05	0,07
Al ₂ O ₃	15,65	18,20	17,19	0,79	0,97	0,60	0,83
Fe ₂ O ₃	3,50	0,14	1,45	0,99	0,17	0,39	3,88
Cr ₂ O ₃	0,41	Сл.	Не опр.	Не опр.	0,13	0,24	0,31
FeO	1,52	1,38	0,72	3,77	4,00	1,42	1,16
MnO	0,01	0,03	0,04	0,17	0,25	0,08	0,05
CaO	1,25	1,78	2,64	13,23	18,08	0,71	0,16
MgO	1,37	1,97	1,95	21,42	20,05	40,26	40,30
Na ₂ O	6,19	6,72	8,24	0,10	0,19	0,07	0,07
K ₂ O	2,62	2,47	1,57	0,23	0,10	0,04	0,04
H ₂ O	1,42	0,36	0,35	2,76	0,72	11,52	12,70
CO ₂	0,80	0,44	0,16	0,42	0,58	1,00	1,12
П. п. п.	0,63	0,55	Не опр.	Не опр.	1,28	11,85	12,68
Мощность, м	>3	2,0—2,5	0,5—2,0	0,5—0,8	0,25	0,2—0,5	

вые и кварцевые зерна пронизаны игольчатыми и тонковолокнистыми прямолинейными кристаллами тремолита.

Интересной особенностью данного алюмосиликатного тела является его черный цвет, обусловленный значительным содержанием графита. В тремолитовой и нефритовой зонах графит содержится в небольших количествах (1—2%).

Химический состав метасоматитов жилы 2 приведен в табл. 16.

Несколько иной вид имеет метасоматическая зональность на жиле 13 (рис. 26). Здесь среди серпентинитов обнажаются два сближенных дайкообразных тела порфиоровидных альбититов. Вмещающие петельчатые хризотил-лизардитовые серпентиниты перекристаллизованы в пластинчатые микроантигоритовые серпентиниты с редкими зернами хромшпинелидов. По мере приближения к нефритовой жиле в серпентинитах появляются новообразования игольчатого тремолита и веретенообразного диопсида

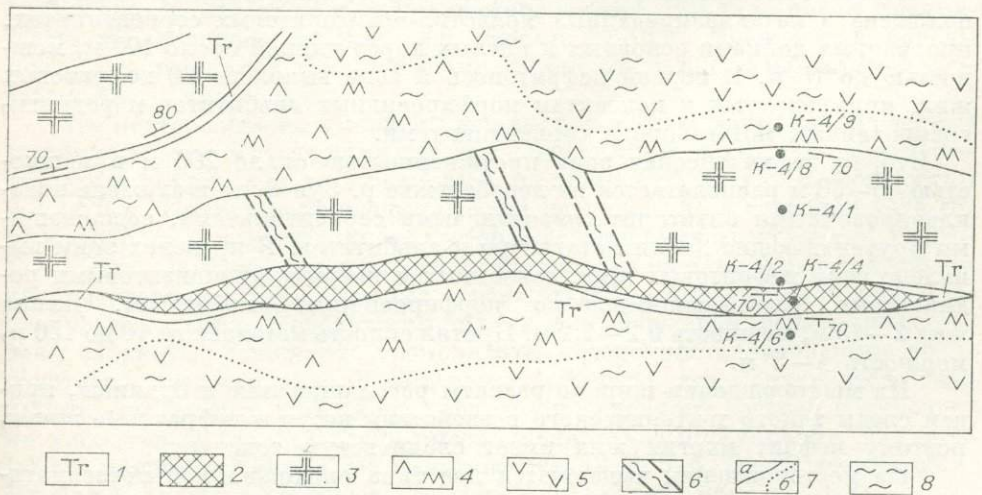


Рис. 26. Горлыкгольское месторождение, жила 13.

1 — тремолиты, 2 — нефрит, 3 — порфиоровидные альбиты, 4 — микроантигоритовые серпентиниты, 5 — хризотил-лизардитовые серпентиниты, 6 — зоны дробления, 7 — геологические границы (а — резкие, б — постепенные), 8 — катаклаз.

размером до 0,7 мм по длинной оси. Непосредственно на контакте серпентинитов и нефритов располагается узкая зона широкопризматических тремолититов с размером отдельных индивидов до 0,5×1,0 мм. Нефритовая жила характеризуется выдержанной мощностью по простиранию и на глубину. Длина ее 48 м при средней мощности 1—1,5 м, на глубину прослежена до 20 м. По внешнему виду и внутреннему строению нефрит этой жилы аналогичен нефриту жилы 5, несколько превосходя его яркостью окраски и просвечиваемостью на глубину.

Порфириовидные альбититы в центральной части дайки характеризуются отчетливо выраженной офитовой микроструктурой основной массы, сложенной вытянутыми лейстами альбита с подчиненным количеством кварца и калишпата.

Порфириовые обособления ромбовидной и шестигранной формы представлены полисинтетически сдвойникованным альбитом, реже кварцем. Волосовидные игольчатые кристаллы бледно-зеленого актинолита прорастают калишпатово-кварцево-альбитовую массу в различных направлениях. Спорадически в породе встречаются неправильные зерна сфена и клиноцоизита, реже мелкие листочки биотита. По мере приближения к нефритовой жиле количество тремолита возрастает с 5 до 50%, появляются скопления мелкочешуйчатого талька, замещающего порфириобласты кварца. Сфен и клиноцоизит образуют единичные овальные зерна, равномерно распределенные по породе.

В безрудном зальбанде дайки непосредственно на контакте с микроантигоритовыми серпентинитами выделяется зона белых скрытокристаллических клиноцоизит-цоизитовых родингитов мощностью 0,3 м. Микроскопически родингиты представляют гетерогранобластовый агрегат короткопризматических зерен клиноцоизита и цоизита размером до 0,05×0,1 мм, содержащих реликтовые зерна альбита и калишпата. Спорадически встречаются гипидиоморфные зерна бледно-зеленого амфибола и диоксида. В контактирующих с родингитом микроантигоритовых серпентинитах новообразований не наблюдалось.

Химический состав метасоматитов жилы 13 приведен в табл. 17.

Зуносинское месторождение открыто в 1976 г. в истоках р. Зун-Оспа в западной части Оспинско-Китойского массива и приурочено к северному контакту южной линзы массива. Площадь месторождения около 1 км², здесь вдоль контакта гипербазитов с метаморфическими породами ильчирской свиты на протяжении около 2 км располагаются две нефритовосные зоны широтного простирания (рис. 27).

Первая зона протяженностью около 600 м, мощностью 40—60 м расположена в катаклазированных хризотил-антигоритовых серпентинитах, прорванных дайками основных и кислых пород длиной около 100 м, мощностью до 15 м. В первой нефритовосной зоне выявлено 20 нефритовых жил, приуроченных к контактам порфириовидных альбититов и родингитизированных метагаббро с серпентинитами.

Вторая нефритовосная зона протяженностью около 200 м и мощностью 40—50 м располагается на левобережье р. Зун-Оспа и сложена катаклазированными антигорит-хризотилловыми серпентинитами, содержащими крутопадающие дайки метагаббро и альбититов. В пределах зоны выявлено семь нефритовых жил, связанных с кварц-клиноцоизитовыми родингитами, развивающимися по порфириовидным альбититам. Длина жил 2—15 м, мощность 0,2—1,2 м. Протяженность метадаек от 10 до 150 м, мощность 1—5 м.

На месторождении широко развиты рассланцевание и будинаж, причем следы такого тектонического воздействия несут и нефритовые жилы, поэтому нефрит многих жил имеет сланцеватую текстуру.

На месторождении выделяются два типа околосильной метасоматической зональности, подробно охарактеризованных при описании Оспинского и Горлыкгольского месторождений.

1. Порфириовидный альбитит + тремолитизированный альбитит +

Таблица 17

Химический состав метасоматитов жилы 13 Горлыкгольского месторождения, вес.% (данные А. П. Скерина)

Компонент	Тремолитизированный микроантигоритовый серпентинит	Нефрит	Тремолитизированная калишпат-альбитовая порода	Порфирировидный альбитит	Клиноцоизит-доизитовый родингит	Микроантигоритовый серпентинит
	к-4/6	к-4/4	к-4/2	к-4/1	к-4/8	к-4/9
SiO ₂	45,20	57,20	52,41	60,53	48,60	42,80
TiO ₂	0,06	0,08	0,28	0,30	0,25	0,07
Al ₂ O ₃	1,00	0,29	11,41	15,81	16,90	1,99
Cr ₂ O ₃	0,25	0,06	0,04	0,10	0,02	0,64
Fe ₂ O ₃	1,11	0,38	0,80	0,37	0,94	0,81
FeO	5,22	4,00	4,43	2,14	1,51	3,56
MnO	0,30	0,09	0,41	0,04	0,10	0,10
NiO	0,09	0,10	0,01	0,01	0,01	0,22
CoO	0,25	0,04	0,03	0,01	0,01	0,011
CaO	1,43	13,45	9,73	5,29	21,35	0,57
MoO	34,97	22,93	13,49	4,63	6,31	37,43
K ₂ O	0,20	0,40	3,65	2,62	3,17	0,07
Na ₂ O	0,22	0,12	3,00	7,12	0,35	0,06
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,08	0,07	0,05	0,03
П. п. п.	9,68	0,38	1,32	0,50	0,20	11,20
Мощность, м	2,5—3,0	0,1—1,5		3,0—9,0		До 3,0

+ хлорит-тремолитовая порода + нефрит + тремолитит + оталькованный микроантигоритовый серпентинит + хризотилловый серпентинит.

2. Амфибол-клиноцоизитовые метагаббро + клиноцоизит-кварцевый родингит + нефрит + микроантигоритовый серпентинит + хризотил-лизардитовый серпентинит.

Бортогольское месторождение открыто в 1972 г. в восточной части Оспинско-Китойского массива (рис. 28). Оно занимает площадь 18 км², ориентированную в субширотном направлении в бассейне р. Борто-Гол. Гипербазиты на площади месторождения развиты в виде трех разобщенных тел. Северное тело северо-западного простирания прослеживается от истоков р. Борто-Гол до ее среднего течения. Центральное тело юго-западного простирания прослеживается от водораздела Горлык-Гол и Борто-Гол до среднего течения р. Борто-Гол. Южное тело северо-западного простирания от горы Аюшеева протягивается в восточном и западном направлениях и уходит за пределы месторождения. Все тела имеют преимущественно северное падение под углами 45—85°. Вмещающие породы представлены сланцами с прослоями карбонатных пород ильчирской свиты среднего протерозоя.

На месторождении выявлены две нефритовые зоны, приуроченные к центральному и северному телам серпентинитов, в которых обнаружено девять нефритовых жил размерами по длине от 1,2 до 10 м, мощностью 0,3—1,0 м. Первая нефритовая зона расположена в северном теле гипербазитов в районе ледниковых озер в вершине левого истока р. Борто-Гол. Здесь широко развиты слабо катаклазированные хризотил-лизардитовые серпентиниты, которые содержат дайкообразные тела амфибол-цоизитовых пород. Небольшими телами линзообразной формы представлены талькиты, родингиты, тремолититы и перекристаллизованные антигоритовые серпентиниты. В юго-восточной части зоны находится тело метаморфизованных эффузивов среднего и основного состава с прослоями хлоритовых сланцев. Зона имеет субширотное простирание, длина ее 1,3 км, мощность 300 м, в ней выявлено пять (2, 3, 5, 6, 7) нефритовых жил. Наиболее изученной и лучшей по качеству нефрита является жила 3, которая относится к ксенолитному типу, залегает в кварцево-диопсид-клиноцоизитовых родингитах. Форма жилы сложная, максимальная длина ее 8 м, оценена до глубины 5 м. Нефрит травяно-зеленого цвета, просве-

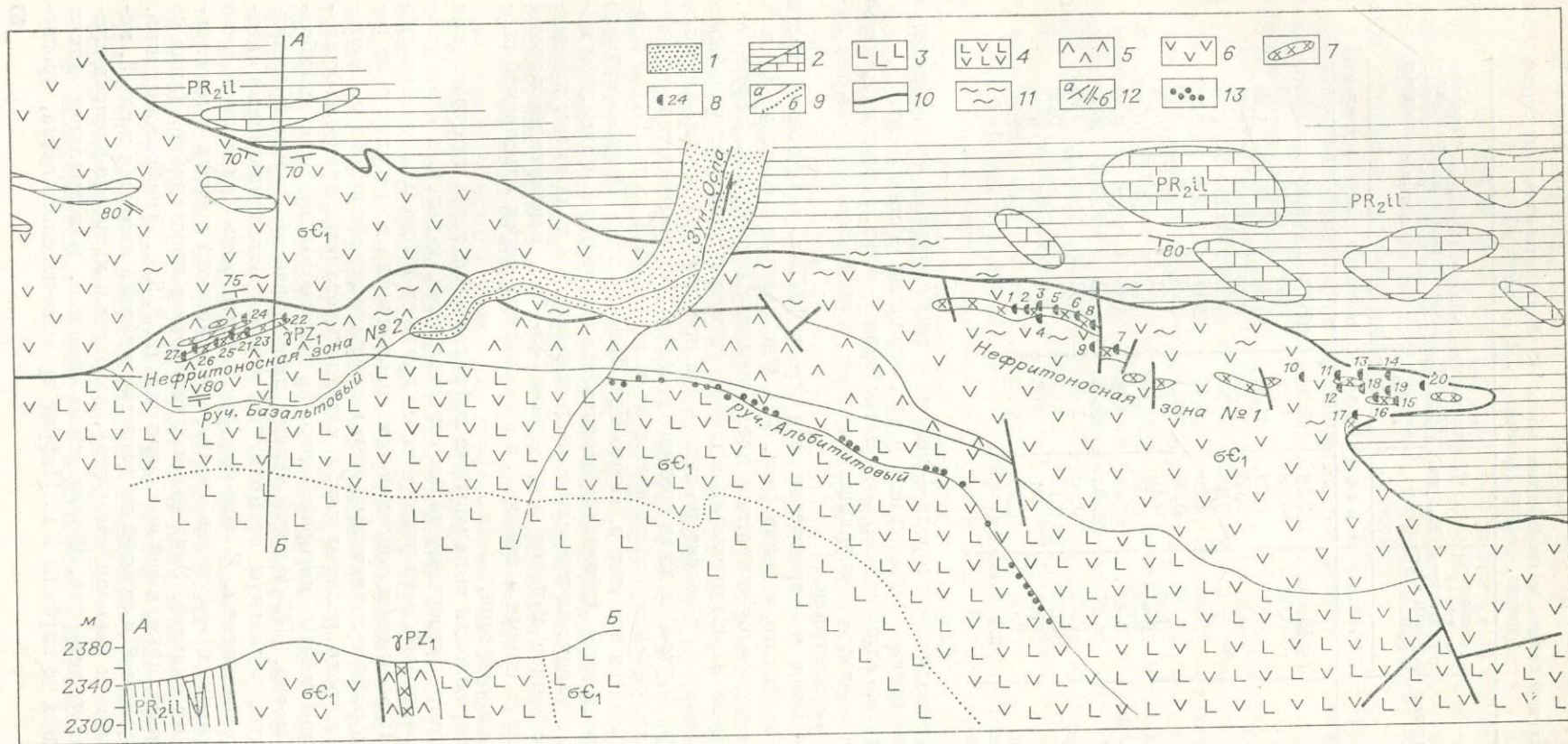


Рис. 27. Схематическая геологическая карта Зуноспинского месторождения нефрита. Составлена по материалам А. З. Галимова и В. П. Гавриловой. 1 — аллювиальные отложения (QIV), 2 — ильчирская свита (PR₂il), сланцы графит-серицит-кварцевые с прослоями известняков; ильчирский комплекс (σ_{C1}); (3—6): 3 — гарцбургиты, 4 — серпентинизированные гарцбургиты, 5 — серпентиниты антигоритовые, 6 — серпентиниты хризотил-антигоритовые; 7 — Холбинский комплекс (γPZ₁), дайки альбитизированных плагиопорфиров; 8 — нефритовая жила и ее номер; 9 — геологические границы; а — резкие, б — постепенные; 10 — разрывные нарушения; 11 — катаклаз и расланцевание, 12 — элементы залегания: а — контактов пород, б — слоистости или сланцеватости; 13 — валуны нефрита.

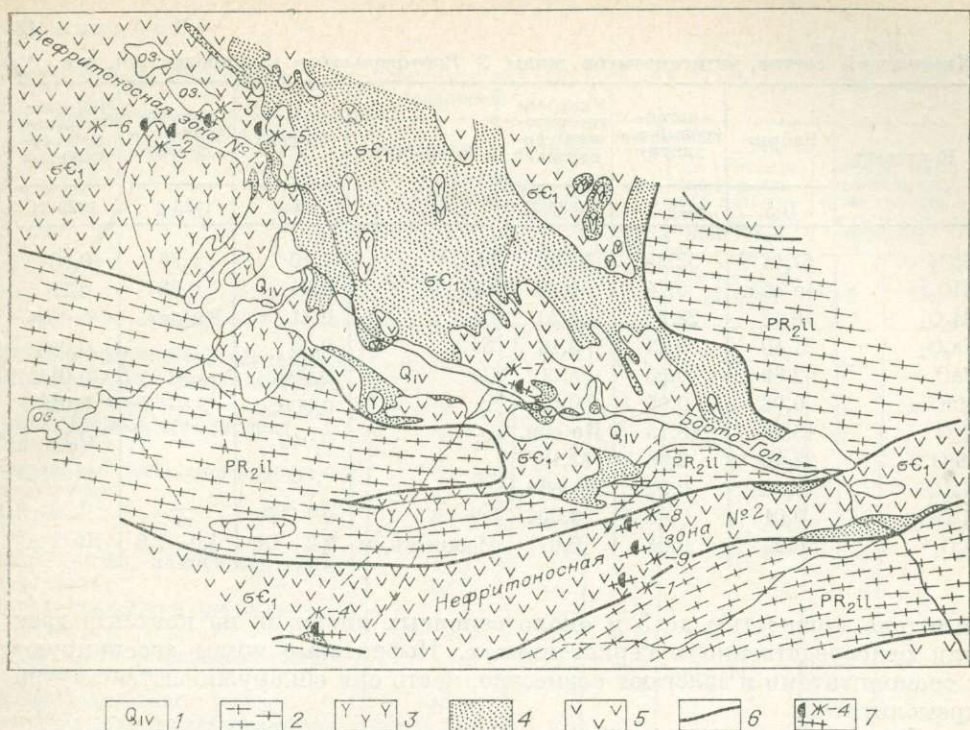


Рис. 28. Схематическая геологическая карта Бортогольского месторождения нефрита. Составлена по материалам И. С. Якшина и Р. С. Замалетдинова.

1 — четвертичные образования: пески, глины, галька, глыбы; 2 — ильчирская свита (PR₂), сланцы хлоритовые с прослоями карбонат-хлоритовых сланцев, метаморфизованных эффузивов и мелкозернистых известняков; 3 — метаморфизованные габбро; 4 — ильчирский комплекс (σс); 5 — хризотил-ликардовые серпентиниты; 6 — тектонические нарушения; 7 — нефритовые жилы на контакте метагаббро.

чивается на глубину 10 мм, сложен спутанно-волоконистыми агрегатами тремолита (98—99%) с включениями хромшпинелидов (1—2%). Зерна распределены равномерно, размер их 1—2 мм.

Родингиты обладают гранобластовой структурой и массивной текстурой. Основная масса породы сложена клиноцоизитом (45%) в виде идиоморфных зерен. В межзерновом пространстве располагаются ксеноморфные зерна кварца, которые пронизаны игольчатыми кристаллами тремолита. Диопсид встречается в виде прожилков невыдержанной мощности либо небольших скоплений. Кристаллы диопсида обладают некоторым идиоморфизмом, имеют извилистые контуры и находятся в тесном срастании друг с другом. Клиноцоизит замещает диопсид. Из аксессуарных минералов отмечается клиньевидный сфен. Вокруг родингитов находятся массивные микроантигоритовые серпентиниты с содержанием диопсида до 5—10%.

Химический состав метасоматитов жилы 3 приведен в табл. 18.

Вторая нефритоносная зона длиной 3,8 км, мощностью 0,4 км располагается по правобережью среднего течения р. Борто-Гол. Простирание ее северо-восточное, сложена интенсивно катаклазированными хризотилловыми серпентинитами, содержащими большое количество альбититовых и цоизит-амфиболовых тел с родингитовыми и тремолитовыми оторочками. В зоне выявлено четыре (1, 4, 8, 9) нефритовые жилы.

Интенсивная тектоническая и интрузивная деятельность на месторождении обусловила широкое проявление метасоматических процессов с образованием мощных полей тальково-карбонатных пород, хризотилловых серпентинитов, талькитов, родингитов и тремолититов. В отличие от других месторождений нефрита Восточного Саяна на Бортогольском месторождении широко развиты тремолититы, которые образуют линзообраз-

Химический состав метасоматитов жилы 3 Бортогольского месторождения, вес. %

Компонент	Нефрит	Апогаб- бровый ро- дингит	Микроан- тигорито- вый сер- пентинит	Компонент	Нефрит	Апогаб- бровый ро- дингит	Микроан- тигорито- вый сер- пентинит
	Н-4	1323-3	1326-11		Н-4	1323-3	1326-11
SiO ₂	57,11	52,35	32,46	H ₂ O ⁺	1,10	1,36	10,86
TiO ₂	Не обн.	0,24	0,39	CO ₂	0,64	0,38	0,22
Al ₂ O ₃	0,45	22,50	14,26	Cr	0,11	Не опр.	0,0091
Fe ₂ O ₃	1,49	0,43	3,16	Ni	0,13	—	0,033
FeO	2,69	0,90	5,21	Co	0,0049	—	0,014
MnO	0,08	0,05	0,33	V	0,00030	—	0,040
CaO	13,30	18,75	Не обн.	Ti	0,012	—	0,14
MgO	22,48	2,96	32,10	Sc	0,00055	—	0,0018
Na ₂ O	0,008	0,02	Не обн.	Cu	Не обн.	—	0,32
K ₂ O	0,01	0,03	0,004	Мощность, м	0,2—4,0	4,0—7,0	До 2 м
P ₂ O ₅	0,22	0,04	0,07				

ные тела мощностью до 3 м около основных интрузий на контакте даек или непосредственно в серпентинитах. Нефритовые жилы ассоциируют с тремолититами и залегают совместно, часто они обнаруживаются внутри тремолититов.

Типичная метасоматическая зональность месторождения: микроантигоритовый серпентинит + тремолитит + нефрит + тремолитит + кварц-диопсид-клиноцоизитовый родингит + цоизит-амфиболовая порода.

Кроме типичных родингитов на месторождении отмечаются низкотемпературные метасоматические ассоциации с хлоритом. Первичная природа их не ясна, по-видимому, ею были метагаббро. Структура метасоматитов лепидогранобластовая и гранобластовая, текстура массивная. Для этих метасоматитов характерен сложный минеральный состав: альбит, тремолит, кальцит, клиноцоизит, хлорит. Клиноцоизит образует идиоморфные призмы, тремолит равномерно рассеян в породе в виде призматических кристаллов. Оба этих минерала корродируются мелкочешуйчатым агрегатом хлорита (до 35%). Карбонат отмечается в изометричных кристаллах в каемках вокруг диоксида. Нефрит, контактирующий с этими метасоматическими породами, низкого качества из-за присутствия в них широкопризматического тремолита, хлорита и сланцеватой текстуры, т. е. здесь имеют место процессы диафореза, которые и ухудшают качество нефрита.

Уланходинское месторождение открыто в 1965 г., располагается в пределах Харанурского массива (см. рис. 4), который долгое время считался бесперспективным на нефрит. В 1965—1966 гг. здесь открыты 11 жил (к настоящему времени число их достигло 21), группирующихся в двух нефритоносных зонах [Замалетдинов и др., 1971, 1974; Замалетдинов, Якшин, 1971; Замалетдинов, Сутурин, 1974].

В центральной части Харанурского массива, к которой приурочено месторождение, на площади около 6 км² распространены катаклазированные хризотилловые серпентиниты с округлыми реликтовыми зернами оливина. Менее распространены карбонатизированные серпентиниты и тальково-карбонатные породы.

В нефритоносных зонах развиты метадайки основного и кислого состава. Метасоматические процессы привели к значительному изменению первичного состава даек, причем максимальная интенсивность процессов фиксируется в наиболее мощных частях нефритоносных зон. Метасоматические процессы в призальбандовых частях даек в ряде случаев обусловили образование по серпентинитам нефритовых жил. На месторождении

Типы жил и околожильная метасоматическая зональность Уланходинского месторождения

Порода	Типы нефритовых жил					
	на контакте апогаббровых родингитов с серпентинитами			на контакте порфиридных альбититов с серпентинитами	внутри апогаббровых и апогранитных метасоматитов	
	1,2,3,9,10,17,19,21	15	16	5,6,7,8,11,13,14,18,20	4	12
Микроантгоритовый серпентинит	+	+	+	+	+	+
Оталькованный микроантгоритовый серпентинит	+	+	+	+	+	+
Оталькованный серпентинит					+	
Талькит	+		+	+		+
Тальк-хлоритовая порода		+				
Тремолитит	+		+			
Нефрит	+	+	+	+	+	+
Тремолитит	+			+		
Кварц-диопсид-клиноцоизитовый родингит	+	+			+	
Хлорит-тремолит-клиноцоизитовый родингит			+			
Кварц-хлорит-клиноцоизитовый родингит			+			
Цоизит-амфиболовая порода	+					
Роговообманково-плагиоклазовая порода	+					
Амфиболлизированное и цоизитированное габбро	+					
Порфиридный альбитит				+		+
Тремолитизированный и альбитизированный плагиопорфир				+		

Примечание. В разных жилах могут присутствовать не все метасоматические зоны.

отмечены три типа жил с характерной для них метасоматической зональностью (табл. 19). Нефритоносные зоны различаются по структурно-тектонической позиции и особенностям петрохимического состава даек.

Первая нефритоносная зона северо-западного простирания находится в северо-западной части массива, у подножия северного и северо-западного склонов горы Улан-Хода; сложена катаклазированными хризотилловыми серпентинитами с реликтами оливина, прорванными дайками габбро-диабазов и плагиогранитов, средняя мощность ее около 700 м, протяженность более 7000 м. Зона характеризуется широким развитием субпараллельных зон дробления и расланцевания северо-западного, реже субширотного простирания, к которым приурочены метадайки габбро-диабазов и гранитоидов. Степень катаклаза серпентинитов и нефритовых жил в пределах зоны не одинакова по всей мощности: максимальное дробление и расланцевание отмечается в центральной части (жилы 1, 2), в меньшей степени катаклаз фиксируется в краевых участках (жилы 9, 10). Последующие метасоматические процессы преобразовали габбро-диабазы в роговообманково-плагиоклазовые и клиноцоизит-диопсид-кварцевые породы, а гранитоиды — в порфиридные альбититы. К контактам метасоматически преобразованных дайковых пород и серпентинитов приурочены жилы нефрита. В зоне обнаружены 11 жил (1, 2, 3, 4, 5, 9, 10, 11, 19, 20, 21). Наиболее качественным нефритом отличаются промышленные жилы 9 и 10, кулисообразно залегающие у зальбандов лежащего и всячего экзоконтактов дайки амфиболлизированного габбро (см. рис. 55, а). Жилы 9 и 10 имеют северо-западное простирание (295—300°), падение их под углом 50° на юго-запад. Длина жил соответственно 9 и 9,5 м, средняя мощность 1,2 и 1,3 м. На глубину до 10 м жилы изучены буровыми

скважинами и карьером. В настоящее время жилы отработаны, в стенке карьера № 1 при отработке жил в 1970 г. непосредственно наблюдалась метасоматическая зональность около жил 9 и 10 (см. рис. 15).

Вмещающими жилу породами с северного контакта являются катаклазированные хризотилловые пятнистые серпентиниты. На контакте с жилой 9 отмечаются интенсивно катаклазированные (с зеркалами скольжения) микроантигоритовые серпентиниты мощностью 30—40 см, сменяющиеся плотными микроантигоритовыми серпентинитами. Переход от серпентинитов к нефриту происходит через зонку светло-серого пятнистого непрозрачного тремолита. В ряде случаев этот переход постепенный с расплывчатыми контактами. Краевые части жилы сложены сланцеватым нефритом табачно-зеленого цвета, в центральной части жилы нефрит светло-молочно-зеленый, тонкозернистый, массивный. Кристаллические агрегаты тремолита, слагающие нефрит, представляют собой пучок одного — двух десятков изогнутых либо параллельных волокон тремолита, образующих лепестковидные, различно ориентированные относительно друг друга агрегаты. Концы волокон переплетаются, толщина волокон примерно одинакова (0,01—0,02 мм). Из аксессуарных в нефрите присутствуют равномерно рассеянные округлые зерна хромшпинелида размером до 1 мм. В полированных образцах светло-молочно-зеленый нефрит просвечивает в пластинах толщиной 2 см. Табачно-зеленый нефрит сохраняет микроструктуру, текстуру и рудную вкрапленность. Размер лепестковидных агрегатов тремолита в них от $0,05 \times 0,06$ до $0,8 \times 0,9$ мм. В полированных образцах табачно-зеленый нефрит просвечивает на глубину 1 см. Замещение светло-молочно-зеленого нефрита табачным происходит вблизи трещин и на участках жилы, подверженных микрокатаклазу. На участках, где процесс катаклаза достигает максимальных размеров, происходит перекристаллизация нефрита, при этом нефрит теряет зеленую окраску, становится светло-пепельно-серым без рудных включений.

Дайка габброидов, располагающаяся между жилами 9 и 10, интенсивно преобразована метасоматическими процессами — на контактах она превращена в мелкозернистый кварц-диопсид-клиноцоизитовый родингит желтого цвета. В центральной части дайки сохранились реликтовые участки тремолитизированного габбро-диабазы. Дайка претерпела сильные сжимающие воздействия с обеих сторон. Верхняя ее часть интенсивно катаклазирована. К южному всяческому контакту дайки приурочена жила 10, строение которой аналогично строению жилы 9. Нефрит, слагающий жилу — светло-молочно-зеленого цвета, участками — табачно-зеленого. Переход от нефрита к серпентиниту представлен светло-серым непрозрачным крупнозернистым тремолититом.

В микроантигоритовых серпентинитах на контакте с жилой 10 наблюдаются жилки хризотил-асбеста. Более крупная жилка мощностью до 5 см прослеживается как в серпентинитах, так и в нефрите, причем в серпентините ее состав хризотилловый, а в нефрите — тремолитовый.

В пределах первой нефритоносной зоны находится серия жил (5, 11, 20), связанных с дайкой метаморфизованных плагиопорфиров длиной более 1 км и мощностью более 5 м. Петрохимический состав дайки чрезвычайно изменчив. Первичные породы подверглись многочисленным изменениям: альбитизации, окварцеванию, графитизации, тремолитизации и т. д. В связи с этим цвет дайки изменяется от черного до белого и серовато-зеленого. Степень метаморфизма неодинакова, максимальна она на участках изгиба дайки и развития в ней альбита, ослюденений, появления звездчатых и петельчатых агрегатов цоизита. Именно к таким зонам приурочены нефритовые жилы. Появление крупных звездчатых агрегатов клиноцоизита в эндоконтактах гранитоидов является косвенным признаком проявления процесса нефритообразования. На контакте метадайки наблюдаются микроантигоритовые серпентиниты мощностью 10—20 см у нефритовых жил, за пределами жил мощность их увеличивается до 50 см. Метасоматическая зональность нефритовых жил (5, 11, 20) ана-

логична описанным жилам на контакте с порфиroidными альбититами Оспинского, Горлыкгольского и других месторождений.

Вторая нефритоносная зона северо-восточного простирания длиной около 1,5 км и мощностью 500 м располагается по правобережью верхнего течения р. Хара-Жалга и в бассейне руч. Сухой. Дайковые образования приурочены к полосе катаклазированных хризотил-лизардитовых серпентинитов и рассланцованных тальково-карбонатных пород. В зоне значительно шире, чем основные метадайки, распространены плагиограниты, образующие небольшие штоки размером от 8×5 до 20×150 м и дайки длиной 7—900 м. Форма даек от линейной до сложноветвящейся. Простирание даек преимущественно северо-восточное. В строении ряда метадаек апогранитного генезиса отмечается характерная зональность: центральная часть сложена мелкозернистой обуглероженной основной массой черного цвета с изометричными вкрапленниками прозрачного кварца, к периферии порода становится более светлой, вкрапленники кварца исчезают и появляются порфиroidные выделения плагиоклаза. В призальбандовых частях дайки за счет альбитизации порода становится светло-серой, иногда белой. Широко проявлена тремолитизация, выражающаяся в образовании розеток тремолита, реже в полном замещении порфиroidных вкрапленников альбита. В альбитизированном плагиопорфире содержание альбита 80—85, кварца 5—10%. Вторичные минералы — тремолит, хлорит, клиноцоизит и эпидот. На контакте дайки с нефритовой жилой отмечается тремолитовая оторочка зеленовато-серого цвета. Примером описанного типа жил является нефритовая жила 6 длиной 9 м, мощностью до 0,25 м, северо-восточного простирания, с юго-восточным падением под углом 50° , сложенная травяно-зеленым нефритом спутанно-волоконистой структуры. Переход к тремолититам постепенный. На фоне мономинерального нефритового агрегата появляются звездчатые розетки тремолита, и постепенно крупнозернистый тремолит полностью замещает нефрит. Вблизи контакта с серпентинитами характер замещения иной: здесь в нефрите появляются прожилки и скопления талька. Тремолитизация и оталькование значительно снижают качество нефрита.

В русле р. Хара-Жалга выявлено промышленное ледниково-аллювиальное россыпное месторождение нефрита, располагающееся от верховья реки до ее среднего течения на расстоянии 4 км. Размер валунов от 0,1 до 10 м³, по качеству они соответствуют коренным жилам Уланходинского месторождения.

В заключение нужно сказать, что наиболее качественные промышленные жилы Уланходинского месторождения локализуются на контакте кварц-диоксид-клиноцоизитовых родингитов апогаббрового генезиса и микроантитогоритовых серпентинитов, образующих ореол вокруг метаморфизованных даек. Порфиroidные альбититы в основном имеют апогранитный генезис. Связанные с ними нефриты уступают по размеру жил и качеству нефрита.

Завершая обзор, следует отметить основные особенности Восточно-Саянского нефритоносного района.

1. Нефритовые месторождения формируются в гипербазитовых массивах дунит-гарцбургитовой формации (магнезиальный подтип, по Глазуну (1981)).

2. Все нефритовые жилы на месторождениях залегают в пределах нефритоносных зон, сложенных катаклазированными хризотилсодержащими серпентинитами.

3. Подавляющее большинство жил приурочено к контактам родингитизированных базитов или альбитизированных и тремолитизированных плагиогранитов; лучшие по качеству нефрита жилы приурочены к контактам апогаббровых метасоматитов кварц-клиноцоизит-диоксидового состава.

4. Нефритовые жилы ассоциируют с перекристаллизованными микроантитогоритовыми серпентинитами, обладающими перекрещенно-волоконистой микроструктурой.

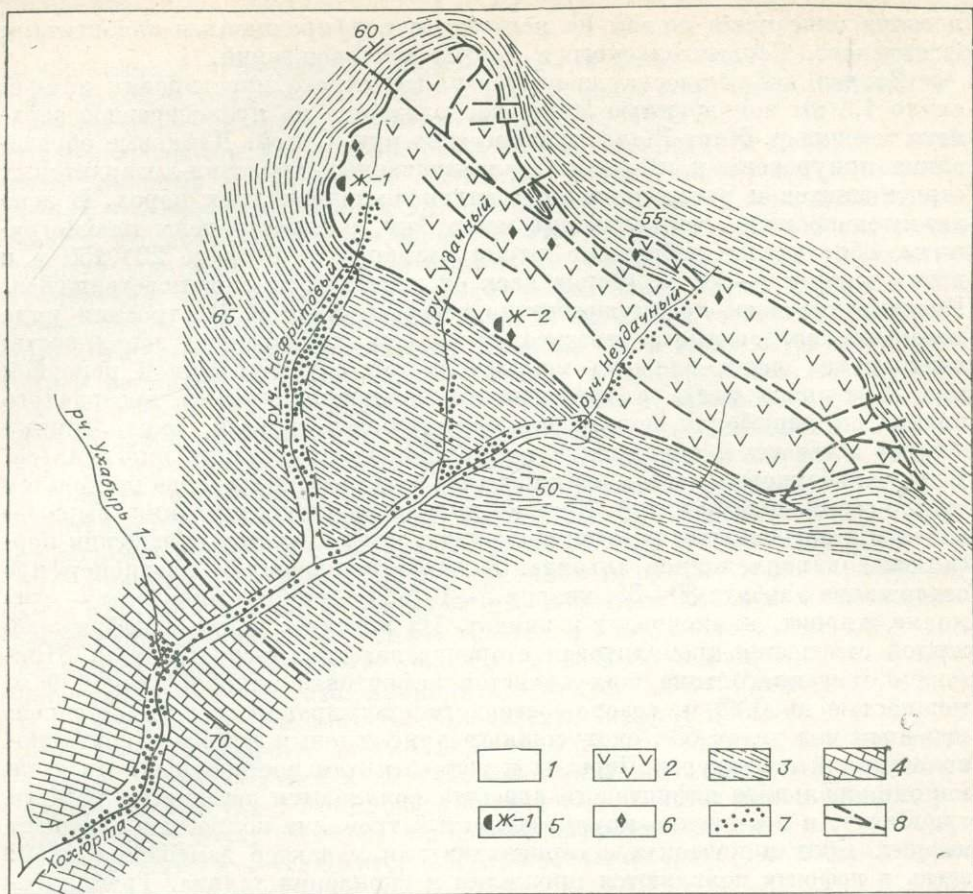


Рис. 29. Схематическая геологическая карта Хамархуди́нского месторождения нефрита. Составлена по материалам М. П. Килессо, В. Т. Килессо.

1 — ледниково-аллювиальные отложения, 2 — серпентиниты, 3 — известкисто-сланцевые отложения битуджидинской свиты (R-V₁), 4 — песчано-известковые отложения оронгойдской свиты (P-V₁), 5 — нефритовые жилы, 6 — делювиальные глыбы нефрита, 7 — валуны нефрита, 8 — тектонические нарушения.

5. Наличие хлорита, гроссуляра, везувияна, кальцита в алюмосиликатных метасоматитах указывает на развитие процессов диафореза, в результате которого спутанно-волокнистый тремолит нефрита замещается агрегатом широкопризматического тремолита, тальком и хлоритом.

Для общей характеристики генетических типов нефритовых месторождений приводим краткий обзор ряда месторождений Джидинского и Витимского нефритовых районов, геологические условия и генезис которых отличаются от Восточно-Саянских месторождений.

Хамархуди́нское месторождение нефрита открыто в 1973 г. в Джидинском нефритовом районе в Хамархуди́нском массиве ультраосновных пород (рис. 29). В плане массив имеет линзообразную форму, северо-западное простирание, длина его 7 км, ширина 1—2 км. Вмещающие породы представлены известняково-сланцевыми отложениями битуджидинской свиты протерозоя. Контакты массива повсеместно тектонические. Массив представлен в основном антигоритовыми серпентинитами с участками серпентинизированных дунитов. У юго-западного эндоконтакта прослеживается полоса конгломератовидных серпентинитов. В эндоконтакте массива распространены крупнопластинчатые интенсивно карбонатизированные и обуглероженные антигоритовые серпентиниты и кварцево-карбонатные породы с дайками апогаббровых метасоматитов и тремолититов, подверженных карбонатизации и графитизации. Протяженность нефритовых зон 1—2 км, мощность до 100 м. Наиболее перспек-

тивными являются Северная и Западная нефритоносные зоны, эрозия нефритовых жил которых дала основную массу глыбово-валунного материала, составляющего промышленное ледниково-аллювиальное россыпное месторождение. Характерная метасоматическая зональность месторождения: карбонатизированный альбит-гроссуляр-клиноцоизитовый родингит + актинолит-клиноцоизитовая порода + клиноцоизит-кварц-диоксидовая порода + перекристаллизованный нефрит + карбонатизированные микроантгоритовые серпентиниты. Иногда будины нефрита размером $1,0 \times 0,7 \times 0,5$ м встречаются внутри тремолитовых тел.

Минеральный состав нефрита: тремолит — 90—98%, клиноцоизит — 2—10, сфен — 1,5%. Нефрит обладает высокой полируемостью. Для нефритов Хамархудиинского месторождения характерна широкая цветовая гамма. Наряду с травяно-зелеными отмечают серовато-белые с дымчатым оттенком и черного цвета нефриты. Повсеместно в нефритах присутствует кальцит. Малое количество хромшпинелидов в замещаемых серпентинитах обусловило преимущественно серые оттенки в нефрите. Черный и дымчатый цвет связан с присутствием в нефрите дисперсного графита.

Парамское месторождение открыто в 1971 г. в Витимском нефритоносном районе. Оно приурочено к западному контакту Парамского массива. Массив контролируется Янгудено-Парамской зоной глубинного разлома, обрамляющего с востока Муйскую глыбу, обладает ярко выраженным блоковым строением и представлен серпентинизированными породами дунит-гарцбургитовой формации [Гурулев, Шагжиев, 1973].

Нефритоносная зона длиной более 1,5 км и мощностью около 50 м располагается вдоль контакта плагиоклаз-амфиболовых метагаббро и сланцев келянской толщи с серпентинитами. Непосредственно в зоне контакта наблюдаются тремолититы с хлоритом, серпентин-тремолит-хлоритовая порода и талькиты с включениями продольно-волокнистого тремолита. Породы имеют сланцеватую структуру, обусловленную параллельным расположением листочков хлорита и тремолита, а также прожилками с включениями талька. Содержание серпентина, тремолита и хлорита непостоянно. На участках максимальной тремолитизации отмечаются нефритовые жилы, образующие постепенные переходы от тремолитов к нефриту.

Серпентиниты в зоне контакта с плагиоклаз-амфиболовыми породами имеют темно-зеленый цвет, скрытокристаллическую структуру, существенно антитермитовый состав с вкрапленностью магнетита; участками оталькованы, интенсивно дроблены, по трещинам развит брейнерит.

Плагиоклаз-амфиболовые ортоамфиболиты представляют собой массивные мелко- и среднезернистые породы от темно-зеленого до черного цвета полосчатой и массивной текстуры. Минеральный состав их: роговая обманка (75%), плагиоклаз (20%), сфен, магнетит. Содержание плагиоклаза в сторону контакта с серпентинитами уменьшается, и порода приобретает существенно роговообманковый состав. Непосредственно вблизи контакта отмечаются хлоритизация и эпидотизация породы, появляются альбитизированные родингиты, а в серпентинитовом зальбанде контакта — тремолититы, диопсидиты и нефриты.

При петрографическом исследовании плагиоклаз-амфиболовых пород отмечается, что первичный минеральный состав их не сохранился и лишь по ассоциации вторичных минералов, а также сохранившимся реликтам первичных структур можно предположить, что исходной породой были изверженные породы, вероятно, основного состава.

В нефритоносной зоне выявлено семь нефритовых жил длиной от 1,6 до 15,0 м, мощностью от 0,3 до 1,4 м.

Метасоматическая зональность около жилы 3 выглядит следующим образом: серпентинит + диоксид + тремолитит + нефрит + тремолитит с хлоритом + диопсидит с клиноцоизитом + альбит-тремолит-цоизитовая порода + плагиоклаз-амфиболовая порода (амфиболит). Единого мнения

о возрасте плагиоклаз-роговообманковых ортоамфиболитов и взаимоотношении их с серпентинитами не имеется из-за сложности изучения тектонического контакта. С. А. Гурулев и К. Ш. Шагжиев [1973] рассматривали генезис нефрита как результат замещения ультраосновной магмой вмещающих пород, а метасоматический процесс в следующей последовательности: вначале под воздействием гидротермальных растворов внедряющейся гипербазитовой магмы по амфиболитам развивается процесс эпидотизации, затем тремолитизации и, наконец, серпентинизации.

Новые данные, полученные при оценке месторождения, позволили усомниться в древнем возрасте ортоамфиболитов, что, естественно, меняет взгляд на генезис парамского нефрита. Предположение об апогаббровом происхождении цоизитированных плагиоклаз-роговообманковых ортоамфиболитов основывается на целом ряде фактов. Во-первых, характер контакта между серпентинитами и амфиболитами в большей части типично магматический. На отдельных участках отмечаются заливообразные контуры контакта амфиболитов с серпентинитами. К этим участкам приурочены ореолы родингитизации и хлоритизации. При сравнении химических составов даек метаморфизованного габбро, залегающих внутри массива с плагиоклаз-роговообманковыми ортоамфиболитами, располагающимися за пределами массива, их идентичность не вызывает сомнения. Содержания элементов-примесей в обоих случаях близки. Так, концентрации Cr_2O_3 — 0,023 и 0,03 вес.%; TiO_2 — 1,55 и 1,70; MnO — 0,20 и 0,21; NiO — 0,28 и 0,19 вес. %.

В плагиоклаз-роговообманковых метагаббро вдоль контакта встречены ксенолиты перекристаллизованных и катаклазированных серпентинитов значительной протяженности. Тела серпентинитов сложной формы, не выдержаны по мощности и на глубину. В отдельных случаях серпентиниты тремолитизированы и нефритизированы с образованием жил ксенолитного типа (жилы 5, 6; рис. 30).

Апосерпентинитовый генезис нефритов Парамского месторождения подтверждается не только геохимической специализацией нефритов, т. е. повышенным содержанием хрома и никеля, но также и реликтами в них серпентинитов. Метасоматический процесс превратил габброиды в ортоамфиболиты плагиоклаз-роговообманкового состава. Позднее в зоне контакта в серпентинитах образуются зоны тремолитизации и хлоритизации, в габброидах — эпидотитов и родингитов. К зонам контакта приурочены и лучшие нефритовые жилы. Жилы нефрита, залегающие внутри ортоамфиболитов, худшего качества. Особенности залегания парамских нефритов внутри метаморфизованных габброидов наложили свой отпечаток на внешний облик, химизм и текстурно-структурные особенности нефритов. Широко распространен будинаж нефритовых жил с прожилками нефрита второй генерации, невыдержанностью окраски и неравномерной зернистостью.

Буромское месторождение светлоокрашенного апокарбонатного нефрита (рис. 31) открыто в 1978 г. в истоках р. Буром (правого притока р. Бамбуйка) в доломитовых мрамор-

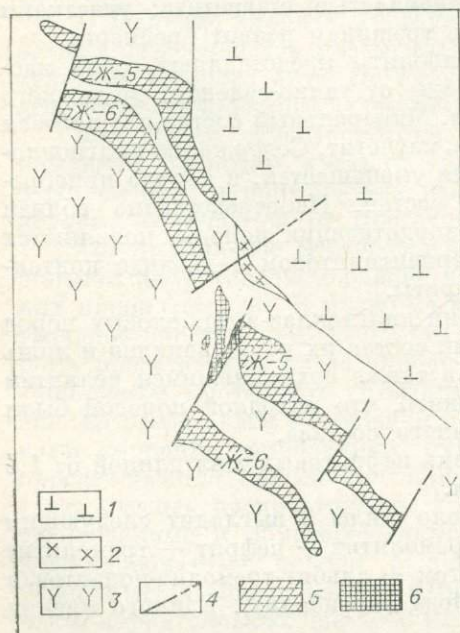


Рис. 30. Парамское месторождение, жилы 6 и 5.
1 — серпентинит, 2 — родингит, 3 — метагаббро (плагиоклаз-роговообманковый ортоамфиболит), 4 — тектонические трещины, 5 — нефрит, 6 — катаклазированный нефрит.

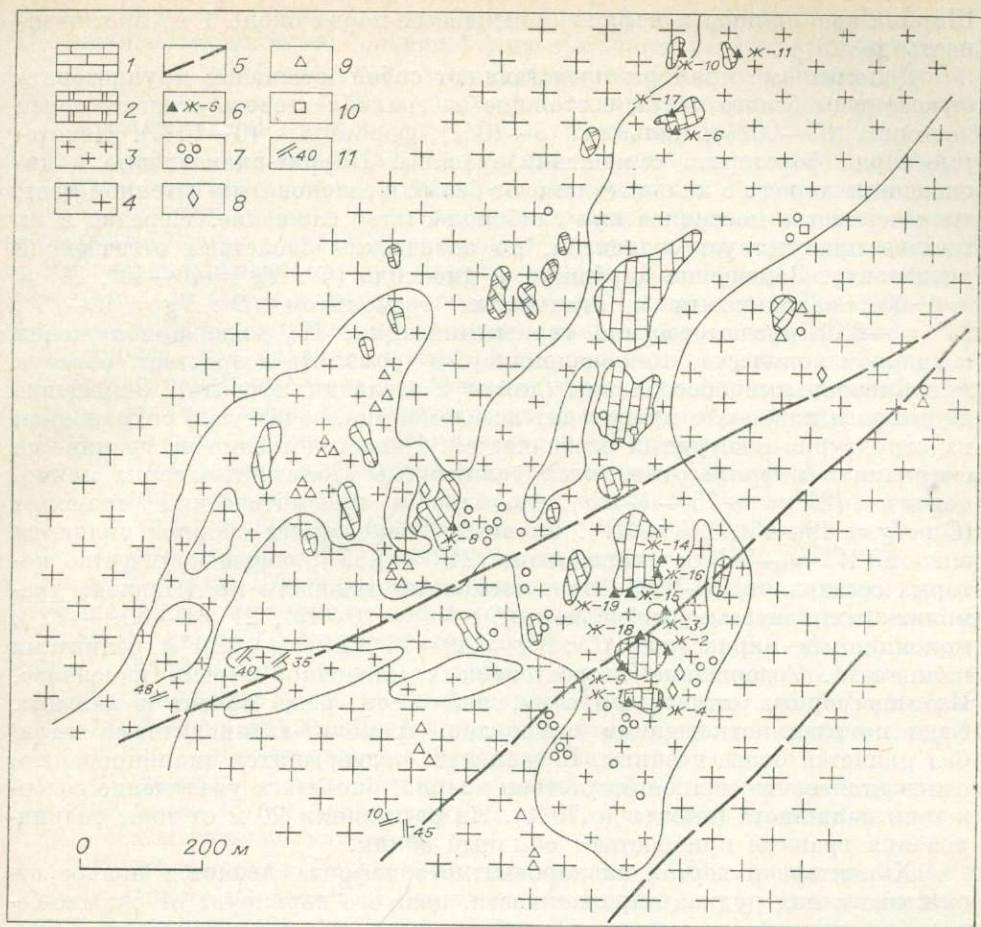


Рис. 31. Схематическая геологическая карта участка 3 Буромского месторождения нефрита. Составлена Н. В. Секериной, А. П. Секериным.

1—2 — нижнегорбыловская свита, мраморы доломитовые крупнозернистые (1), мелко- и среднезернистые (2); 3—4 — баргузинский комплекс, биотитовые граниты мелко- и среднезернистые (3), крупнозернистые (4); 5 — тектонические нарушения; 6 — жилы нефрита и ее номер; 7 — глыбы нефрита; 8 — глыбы скарнов; 9 — глыбы мраморов; 10 — глыбы кварца; 11 — элементы основных систем трещин.

рах на контакте с гранитами баргузинского комплекса (Витимский нефритоносный район).

В геологическом отношении, по данным А. П. Секерина [1979], район месторождения характеризуется широким развитием гранитов баргузинского комплекса нижнего палеозоя. Состав гранитов довольно постоянен: олигоклаз (30—50%), микроклин (30—45%), кварц (20—30%), биотит (0—10%), роговая обманка (0—10%), акцессорные (сфен, ортит, циркон, апатит). Вторичные изменения проявлены незначительно и выражаются в серицитизации и пелитизации полевых шпатов, хлоритизации темнокветов. На некоторых участках отмечается развитие эпидота. Формирование гранитов сопровождается ассимиляцией и гранитизацией вмещающих осадочно-метаморфических пород. Доломиты и известняки превращены в мраморы, слагающие ксенолиты среди гранитов. По контакту доломитовых мраморов и гранитов развиты процессы скарнирования. В отдельных случаях в эндоконтакте доломитовых мраморов отмечается нефритообразование. Схема метасоматической зональности при этом имеет следующий вид: доломитовый мрамор + нефрит-диопсидовая порода с кальцитом + нефрит-пироксен-амфибол-клиноидзитовый скарн + десилифицированный гранит + биотитовый гранит. Процессы оталькования отсутствуют, серпентинизация доломитов отмечена в единичных случаях.

Ширина зон карнов и нефрит-диопсидовых пород около 1 м, протяженность до 20 м.

Доломитовые мраморы представляют собой массивные крупнозернистые породы белого цвета, состоящие из гранобластового агрегата зерен доломита (85—90%), кальцита (5—10%), форстерита (0—10%). Некоторые зерна форстерита серпентинизированы. Нефрит-диопсидовые и диопсидовые породы с кальцитом имеют белый с зеленоватым оттенком цвет, тонкозернистое массивное или слабополосчатое сложение. Нередко в их составе присутствует серпентин, по оптическим свойствам отвечающий антигориту. Замещение карбоната и диопсида ($C : Ng = 40-43^\circ$, $2V = +60^\circ$) волокнистым и игольчатым тремолитом ($C : Ng = 12-17^\circ$, $2V = -83^\circ$) предшествовало серпентинизации. По мере приближения к скарнам количество тонковолокнистого тремолита возрастает, образуя мономинеральные обособления (линзы и желваки нефрита). Замещение диопсида и карбоната происходит псевдоморфно, зачастую с сохранением их структурно-текстурных особенностей. Непосредственно на границе со скарнами в нефрите отмечаются удлиненные таблитчатые зерна клинодоизита ($2V = +75 - +85^\circ$), появляется призматический тремолит ($C : Ng = 10-15^\circ$, $2V = 82^\circ$). Главными минералами скарнов являются эпидот ($2V = -84^\circ$) и клиноцоизит ($2V = +85^\circ$), общее количество которых составляет 75—90%. Второстепенные минералы представлены тремолит-актинолитовым амфиболом ($C : Ng = 10-15^\circ$, $2V = -80 + -82^\circ$), моноклинным пироксеном ($C : Ng = 40-45^\circ$, $2V = -62^\circ$) и реликтами калишпата. Содержание второстепенных минералов весьма изменчиво. Из аксессуарных отмечаются сфен, лейкоксен, реже апатит и кальцит. Судя по взаимоотношениям минералов, тремолит-актинолитовый амфибол является более поздним. В гранитах, подвергшихся скарнированию, отмечается почти полное отсутствие кварца, биотита и увеличение содержания калишпата (иногда до 70%). На расстоянии 20 м от зоны скарнирования граниты приобретают обычный облик.

Характерной чертой апокарбонатного нефрита является полное отсутствие в них рудной вкрапленности, цвет его варьирует от снежно-белого до темно-зеленого через голубоватые и зеленоватые оттенки. Преобладают нефриты светло-салатно-зеленого цвета. Окраска его иногда неравномерная, в виде параллельных полос различной мощности, придающих нефриту полосчатую текстуру, структура скрытокристаллическая, излом полураковистый, в пластинах просвечивает на глубину до 3 см. Микроскопически апокарбонатный нефрит представляет собой тонковолокнистый тремолитовый агрегат с редкими игольчатыми выделениями того же тремолита. Апокарбонатные нефриты имеют неоднородное строение, обусловленное наличием в тонкой «пуховой» массе тремолита участков, сложенных волокнами тремолита, образующих структуру «снежного кома». Размер волокон от 0,005—0,01 до 0,01—0,2 мм. Нередко структура нефрита под микроскопом приобретает вид войлока. Из других минералов вместе с тремолитом в небольшом количестве встречаются реликты карбонатов и моноклинного пироксена, по концевым граням которого развивается метельчатый тремолит. В отдельных шлифах среди волокнистой массы просматриваются реликтовые ограничения первичных кристаллов апокарбонатного субстрата.

Голубинское месторождение апокарбонатного нефрита расположено на левом борту р. Нижняя Олломи, правый приток р. Голубе (система р. Витим). Месторождение представляет собой серию осложненных тектоническими нарушениями нефритизированных ксенолитов доломитовых мраморов среди гранитов (рис. 32). Мраморы прослежены на расстояние 2,3 км при суммарной мощности 300 м. Граниты характеризуются мелкозернистым обликом, массивной, часто гнейсовидной текстурой. Наиболее распространены в пределах участка тонкозернистые аплитовидные граниты, содержащие тонкорассеянные чешуйки биотита (от 5 до 12, иногда 18%). Реже наблюдаются амфиболсодержащие и порфиroidные граниты. Доломиты мраморизованы, неизменные реликты их в пределах

участка не обнаружены. Породы осадочно-метаморфической толщи подвержены интенсивному окварцеванию по зонам разломов, трассируя их в виде жил мощностью 0,5—1 м. Метасоматические изменения доломитовых мраморов на контакте с гранитами связаны с привнесом кремния гидротермами. Среди гранитов кварцевые жилы не обнаружены, лишь в отдельных случаях наблюдаются тонкие, ветвящиеся прожилки. Температурный интервал метасоматических изменений варьирует от низко- до высокотемпературного, что обусловило развитие процессов оталькования, серпентинизации, развития широкопризматического тремолита. Наиболее широко развит процесс диопсидизации. Диопсид образует довольно мощные (до 1,2 м в поперечнике) жилообразные тела. Гонкопризматический нефритообразующий тремолит слагает протяженные жилы, приуроченные, как правило, к контактам доломитов и гранитов. Граниты на контакте изменены незначительно с сохранением первоначальной структуры, отличительной особенностью их является высокое содержание эпидота, образовавшегося по плагиоклазу и темноцветам.

Распределение нефритовой минерализации, связанной с диопсидами, крайне неоднородно. В зонах, где мощность диопсидитов достигает 2—6 м, нефрит образует удлиненные неправильные по форме разноориентированные обособления. Размеры их варьируют от 1—2 до 15—20 см при длине 5—50 см. Контакты нефритовых включений с диопсидитом резкие, четкие. Метасоматическая зональность (от мраморов к гранитам) наиболее крупной жилы 2 (протяженность до 60 м, мощность 0,7—1,8 м) следующая: доломитовый мрамор + нефрит + слабо скарнированный мелкозернистый гранит — биотитовый гранит. Нефрит имеет слабо зеленовато-салатный цвет, скрытокристаллическую структуру, массивную текстуру и высокие художественно-декоративные качества.

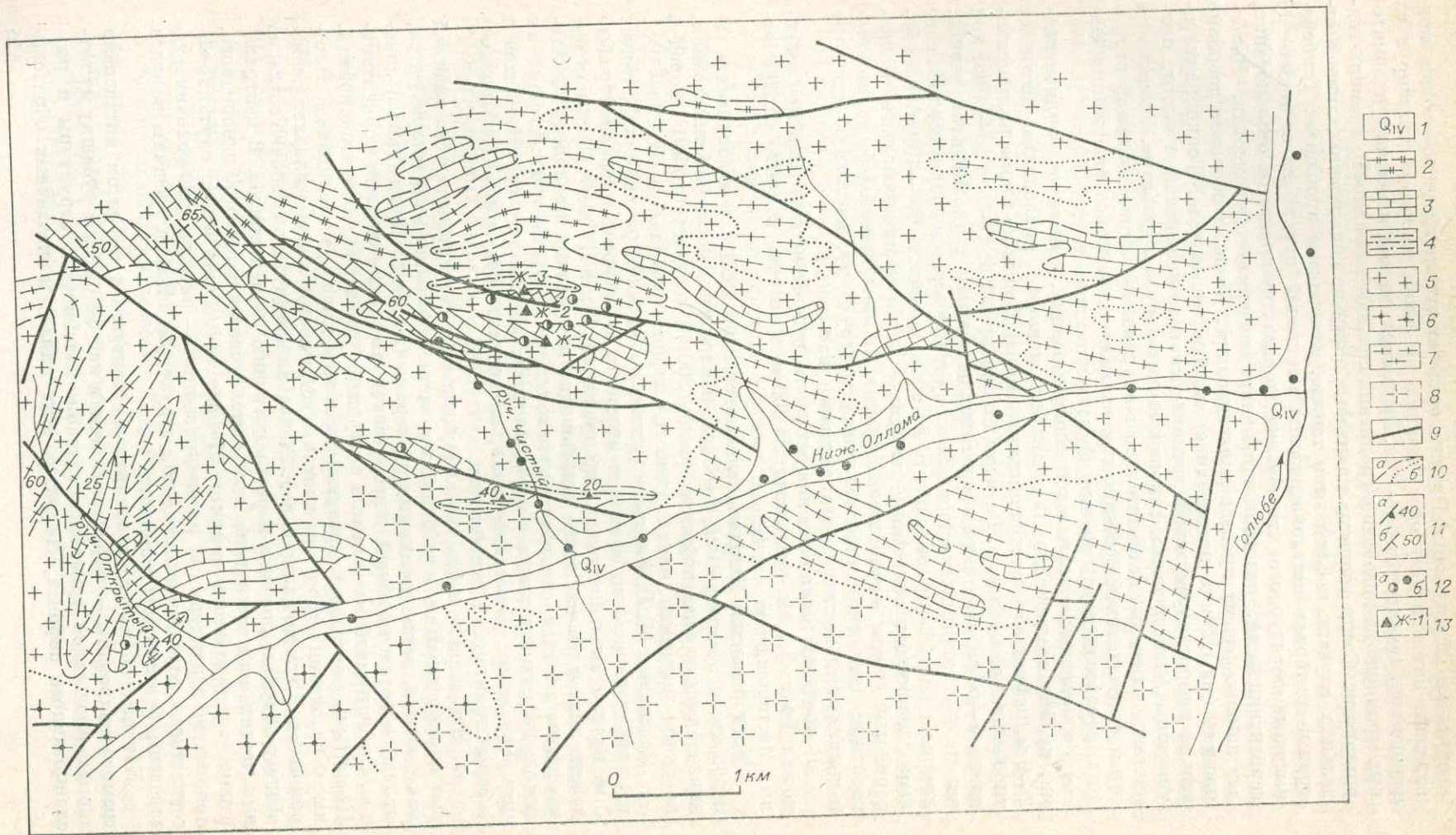
В пределах месторождения выявлена нефритоносная зона протяженностью более 2,5 км, мощностью до 300 м, в которой открыто четыре жилы. Месторождение изучается.

Месторождение Нырдовменшор открыто в 1973 г. в экзоконтакте гипербазитового массива Рай-Из. Здесь обнаружены многочисленные жилы, линзообразные тела нефритов (более 300) и нефритоподобных пород в коренном залегании, однако качество нефрита в жилах низкое.

По данным М. В. Энгельке (устное сообщение), размеры нефритовых тел варьируют от 1 до 60 м, при мощности от нескольких сантиметров до 3 м. Размер большинства жил не превышает 2 м³. На месторождении выделено пять основных типов локализации нефритовых проявлений различающихся по геологическому положению, относительно вмещающих их пород: нефритовые жилы в серпентинитах, на контакте серпентинитов с метаэффузивами, в метаэффузивах, на контакте родингитов (габброидов) с серпентинитами, в родингитах.

1. Нефритовые жилы, локализующиеся в серпентинитах без видимой связи с родингитами, габброидами, метаэффузивами, характеризуются, как правило, незначительными размерами (до 2 м³). Жилы (линзы) локализуются согласно общей тектонической расланцованности серпентинитов. Серпентиниты на контакте с нефритом интенсивно хлоритизированы. Нефриты на контакте с серпентинитами интенсивно расланцованы. Плотные образования нефрита на контакте встречаются в виде желваков размером от 1 до 15 см по длинной оси. Желвачки вытянуты по цепочке согласно общему направлению жил и расланцованию серпентинитов. В центральных частях жил этого типа отмечаются участки плотного, однородного, однако трещиноватого нефрита. Нефрит желвачков имеет спутанно-волокнистую структуру, а расланцованный — параллельно-волокнистую с участками спутанно-волокнистой структуры. Мелкие трещины нефрита залечены иглочками тремолита.

Как отмечалось, серпентиниты на контакте с нефритом интенсивно тремолитизированы — нефритовые линзы как бы одеты в рубашку из ветвистых прожилков тремолита спутанно-волокнистой структуры и расланцованного нефрита. Нефрит в этих линзах и желвачных образова-



ниях, как правило, светло-, зеленовато-серый, темно-зеленый; просвечиваемость незначительная, трещиноват.

Следует отметить, что линзы этого типа, встреченные в менее рассланцованных серпентинитах, слабо катаклазированы, однако качество их такое же низкое из-за отсутствия ярко-зеленых разновидностей, низкой просвечиваемости и трещиноватости.

2. Жилы нефрита, залегающие на контакте серпентинитов с метаэффузивами, имеют большую протяженность — до 15 м, мощность их до 2 м, они выдержаны по простиранию с незначительными пережимами и будинированием, локализуются согласно зонам тектонического разлинования серпентинитов. Контакт с метаэффузивами нефритовых жил четкий; нефрит незначительно (не более 1—2 см) рассланцован и хлоритизирован; метаэффузивы в контакте осветлены, более плотного сложения и мелкозернистой структуры, похожие по внешнему виду на родингиты. Серпентиниты на контакте с нефритом пронизаны сетью ветвистых прожилков спутанно-волокнутого тремолита, который ближе к жиле переходит в желвачные образования нефрита размером до 1,5 м. В рассланцованном нефрите наблюдается интенсивная хлоритизация и оталькование.

Нефрит переходной зоны (рассланцевание, желвачные образования) ничем не отличается от нефритов, залегающих в серпентинитах.

Ближе к метаэффузивам нефрит более плотного сложения, просвечиваемый по контактам и трещинам, табачно-зеленого цвета, в монолитных частях светло-зеленого, зачастую с голубоватым оттенком. В массе нефрита отмечаются единичные точечные включения темноцветных минералов (хромитов, магнетитов), причем ближе к серпентинитам количество их (реликтов серпентинита) возрастает. В шлифах нефрит имеет спутанно-волокнустую структуру, мельчайшие трещинки выполнены тонкоигольчатым сноповидным или пластинчатым тремолитом.

Следует отметить, что нефриты этого типа имеют тем лучшее качество, чем ближе зоны серпентинизации расположены к массиву.

3. Будинированные жилы и линзы нефрита, залегающего в метаэффузивах, характеризуются небольшими размерами (не более 2 м³ отдельная линза или будина). Качество нефрита в будинах и линзах этого типа находится в прямой зависимости от наличия в нем «ксенолитов» серпентинитов и расположения их в тектонически подвижных швах или закрытых зонах разломов.

В тектонически подвижных зонах метаэффузивы интенсивно рассланцованы, и в них отмечаются четковидные будинированные жилы нефритов с реликтами серпентинитов. Будины нефрита здесь нацело рассланцованы, тремолитизированы, оталькованы; серпентинит интенсивно хлоритизирован до полного хлорита. Нефрит обладает пониженной твердостью и имеет коричневатозеленый цвет. В шлифах имеет параллельно-волокнустую структуру с отдельными спутанно-волокнустыми участками.

Контакты с метаэффузивами четкие и представлены тонкой перетертой массой тремолита, хлорита, асбеста, талька. В отличие от тектонически подвижных зон, нефрит в зонах закрытых разломов представлен в виде отдельных будин или серии линз, несущих в себе реликты серпентинизации. Метаэффузивы в этом случае незначительно трещиноваты, массивные. Нефритовые будины составляют как бы одно целое с метаэффузивами. Контакты четкие. Нефрит на контакте незначительно рассланцован и хлоритизирован (до 5 см). Метаэффузивы имеют осветленную корочку

Рис. 32. Схематическая геологическая карта бассейна р. Нижняя Олломи (Голубинское месторождение нефрита). Составили А. П. Секин, В. И. Стругов, В. А. Корякин (1979 г.). Уточнена и дополнена Н. В. Секириной (1980 г.)

1 — современные отложения: пески, галечники, валуны; 2—4 — осадочно-метаморфические образования, нижнегорбытская свита: 2 — биотитовые гнейсы, 3 — доломитовые мраморы, 4 — кристаллические сланцы и метапесчаники; 5—8 — баргузинский комплекс гранитоидов: 5 — мелко- и среднезернистые массивные биотитовые граниты, 6 — мелко- и среднезернистые гнейсовидные амфиболовые граниты, 7 — гнейсограниты, 8 — крупнозернистые порфировидные граниты; 9 — разрывные чарушения; 10 — геологические границы (а — предполагаемые, б — фациальных и литологических подразделений одного возраста); 11 — элементы залегания (а — сланцеватости, б — слоистости); 12 — глыбы и валуны нефрита (а — элювиально-делювиальные, б — аллювиальные); 13 — жилы апокарбонатного нефрита и их номера.

мощностью до 5 см. Желвачные образования и прожилковая тремолитизация, характерные для других типов, отсутствуют. Нефрит в линзах имеет массивное сложение; в шлифах — спутанно-волокнистую структуру, однако ярко-зеленые разности присутствуют лишь в центральных частях будин, а основная масса нефритовых тел состоит из нефрита табачно-зеленого цвета. Зачастую нефрит этого типа интенсивно трещиноват, что снижает его ценность.

4. Нефритовые жилы на контакте родингитов (габброидов) с серпентинитами имеют, как правило, четко выдержанную жилообразную форму. Размеры жильных тел нефрита варьируют в очень широких пределах: от прожилков до жил мощностью 2 м и протяженностью до 15 м. В зависимости от близости к массиву в этом типе различаются две разновидности жильных тел, отличающиеся друг от друга качеством слагающего их нефрита. Так, на участке Водопадном, расположенном близ массива, жильные тела 9—11, залегающие на контакте с родингитами, имеют неоднородное строение. Контакты их с родингитами четкие; нефрит незначительно рассланцован; со стороны серпентинитов наблюдается образование зоны прожилковой тремолитизации мощностью не более 1 м.

Плотный нефрит жильных тел имеет неоднородную пятнистую окраску. Среди голубовато-зеленого полупрозрачного нефрита наблюдаются прожилки, пятна, обособления белого цвета зернистого сложения. В отдельных случаях в нефрите наблюдаются звездчатые образования кристаллов диоксида размером более 5 см. В шлифе в общей спутанно-волокнистой массе нефрита видны крупные кристаллы моноклинного пироксена, иногда порода нацело состоит из тонкозернистого агрегата пироксенов, среди которого видны крупные таблитчатые кристаллы диоксида. В родингитах этого участка по трещинам отмечаются кристаллы граната и звездчатые образования диоксида. Аналогичных нефритообразований ранее не отмечалось. В другом случае, когда родингиты и связанные с ними нефритовые тела отстоят значительно далее от массива (развал № 19), нефритовые жилы имеют более однородное сложение и более сложный характер контакта с родингитами и серпентинитами.

Нефритовые тела, вскрытые горными выработками, имеют пока незначительные размеры, однако размер глыб (до 3 м по длинной оси) в районе нефритовой минерализации позволяет предположить существование крупных нефритовых тел. Наблюдаемые контакты нефритов с серпентинитами показывают наличие в серпентинитах ветвистых прожилков спутанно-волокнистого тремолита, который постепенно переходит в мономинеральный непрозрачный тремолит с реликтами (до 0,5 см) серпентинита и, постепенно, в светло-зеленый полупрозрачный нефрит, который распределен в родингитовом теле крайне неравномерно, заполняя полости, карманы, извилины контактов. Контакт с родингитами нечеткий, плавный; между родингитом и нефритом наблюдаются, зачастую, переходные разности осветленных зеленовато-серых полупрозрачных пород занозистым изломом. Иногда контакт четкий, подчеркнутый тектонической зонкой, выполненной хлоритом, рассланцованным тремолитом. Мощность тектонических зонк не превышает 1—2 см. Родингиты белесого цвета, имеющие мощность до 10 м, в центральных частях содержат реликты габброидов, разбитых сетью трещин, по которым развиваются родингиты.

Нефритообразование отмечается как висячем, так и в лежащем боку родингитов; иногда нефрит контактирует непосредственно с габброидами. В этом случае нефрит менее плотный, прозрачность у него ниже, твердость неоднородная. Контакт подчеркнут зонкой хлоритизации и рассланцевания.

В шлифах нефрит, локализующийся на контакте с родингитами, имеет спутанно-волокнистую структуру с элементами «пуховой» и редкими зернами рудных минералов. Визуально в нефрите отмечаются точечные обособления ярко-зеленого уваровита.

5. В родингитах развала № 19 нефритовая минерализация развита преимущественно по контакту родингитов с серпентинитами и описана

Химический состав даек и метасоматитов месторождения Нырдовоменшор, вес. %

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	53,92	40,60	39,94	36,72	45,66	69,24
TiO ₂	0,43	0,26	0,16	0,10	0,09	0,07
Al ₂ O ₃	1,05	14,55	13,40	8,21	9,57	14,40
Fe ₂ O ₃	Не обн.	3,37	2,70	3,50	1,52	1,16
FeO	3,59	3,41	0,54	1,62	2,60	0,05
MnO	0,49	0,20	0,07	0,43	0,12	Не обн.
CaO	23,48	31,72	31,55	19,88	21,03	3,08
MgO	16,88	3,78	7,94	20,79	14,31	1,01
Na ₂ O	0,23	0,02	Не обн.	0,01	0,20	7,44
K ₂ O	Не обн.	Не обн.	»	Не обн.	0,005	2,27
P ₂ O ₅	0,04	0,41	0,09	0,09	0,06	0,04
П. п. п.	0,64	1,09	3,65	8,34	4,30	1,32
CO ₂	0,32	Не обн.	0,09	1,24	0,66	0,77
H ₂ O ⁺	0,41	0,71	3,20	6,20	3,12	0,20
Cr	0,074	0,016	0,018	0,24	0,052	0,011
Ni	0,016	0,0072	0,012	0,025	0,020	0,0036
CO	0,0045	0,0026	0,0027	0,0064	0,0027	0,00065
V	0,0040	0,014	0,0091	0,012	0,00095	0,0010
Ti	0,030	0,22	0,036	0,032	0,063	0,16
Sc	0,00079	0,012	0,0063	0,0079	0,00050	0,0018
Ba	0,0015	0,003	0,002	0,003	0,001	0,020
Sr	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,004
Mn	0,13	0,20	0,083	0,12	0,14	0,035

Примечание. 1 — диопсид; 2 — гранатит; 3 — везувиянит; 4 — габбро; 5 — родингит; 6 — плагиогранит.

выше, однако непосредственно в родингитах нефритовые жилы наблюдаются впервые. Это небольшие (0,2 × 1,0 м) жильные тела с четкими тектоническими контактами, имеющими волнистую линию. Для жил характерны пережимы, разрезы, ветвистые прожилки спутанно-волокнутого непрозрачного тремолита. На отдельных участках нефритовых жил наблюдаются реликты серпентинитов, интенсивно тремолитизированные.

Нефрит в жилах преимущественно серо-зеленого цвета, неоднородной окраски, с реликтами серпентинитов не более 0,5 см, что придает нефриту пятнистую окраску; просвечиваемость слабая; твердость неоднородная. Участки светло-зеленого, просвечиваемого нефрита невелики. Химический состав даек и метасоматитов месторождения представлен в табл. 20.

Анализ состава метасоматических пород месторождения показывает широкое распространение среди них различных гранатовых и везувияновых ассоциаций. Отличительной чертой метасоматитов является интенсивная хлоритизация, отражающаяся на химическом составе. Для выявления особенностей минерального состава пород, ассоциирующихся с нефритами, была составлена специальная программа для ЭВМ, которая с помощью Чебышевского разложения по химическому составу породы позволяет устанавливать процентные содержания слагающих их минералов. На рис. 33 и 34 отчетливо видны особенности минерального состава метасоматитов Полярного Урала, отличающихся от метасоматитов промышленных месторождений нефрита Сибири.

Месторождение нефрита на горе Большой Бикиляр расположено на Южном Урале в 10 км к юго-западу от пос. Кудравы. Месторождение описано А. А. Мамуровским [1918]. На горе Большой Бикиляр обнажены габбро и амфиболиты, окруженные серпентинитами, а на самой верши-

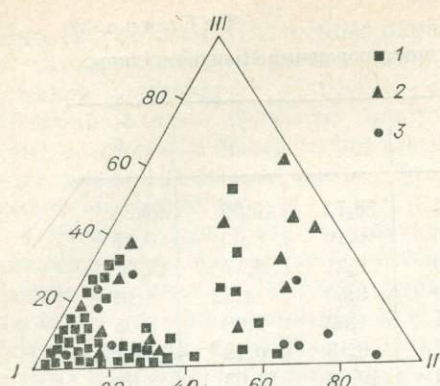


Рис. 33. Соотношение минералов в родингитах.

I — тремолит + диопсид + клиноцоизит + кварц; II — гранаты + везувиан + гидророссуляр; III — хлориты + альбит. Месторождения Восточного Саяна (1), Дзиды (2), Полярного Урала (3).

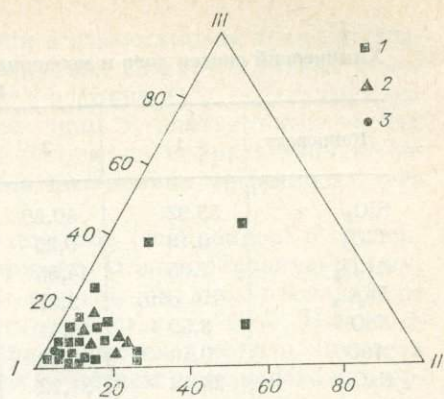


Рис. 34. Соотношение минералов в альбититах.

I — альбит + кварц + микроклин; II — тремолит + диопсид + клиноцоизит + пектолит; III — гроссуляр + хлорит + пренит + везувиан + карбонаты. Месторождения Восточного Саяна (1), Дзиды (2), Полярного Урала (3).

не — несколько крупных элювиальных глыб темно-зеленого нефрита. Габбро преобразовано в цоизит-альбит-амфиболовую породу, в которой встречаются реликты диопсида и сосюрита. Вновь развивающаяся роговая обманка имеет вид игл и призм с расщепленными и зазубренными концами. Местами первичный диопсид исчезает. Непосредственно с нефритом граничит диопсидовая порода с небольшой примесью цоизита. Зерна диопсида и тремолитизированного диопсида пронизаны жилками нефрита, неправильными по форме с пережимами и раздувами. Затем количество и мощность жилок увеличивается, и порода преобразуется в сплошной нефрит. В тонком спутанно-волокнистом нефрите обычно присутствуют хлорит и широкопризматический тремолит, а также включения рудного минерала. Качество нефрита низкое. Генезис нефрита Бикилярского месторождения А. А. Мамуровский объясняет тремолитизацией диопсидовой породы под воздействием гидротермальных растворов более молодой гранитной интрузии.

Халиловское месторождение нефрита открыто в 1968 г. в одноименном гипербазитовом массиве при структурно-геологической съемке [Никитин, Степанов, 1973].

Халиловский ультраосновной массив приурочен к зоне сочленения восточного крыла Центрально-Уральского поднятия с западным крылом Магнитогорского мегасинклинория. Вмещающими породами являются песчано-сланцевая толща ордовика и осадочно-вулканогенные породы силура. Магматическое становление массива происходило в нижнедевонское время после завершения формирования силурской спилито-диабазовой формации. По геологическому положению и строению массив является типичным для дунит-гарцбургитовой формации Урала. Сложен в основном серпентинизированными гарцбургитами с резко подчиненными дунитами.

Месторождение приурочено к северо-восточной части массива и представлено жилой в коренном залегании и крупноглыбовой элювиальной россыпью на площади 15 м².

Во вмещающих серпентинитах вокруг даек метасоматически измененных габброидов наблюдаются гнезда, пересекающиеся и ветвящиеся жилки, выполненные светлым микроигльчатым тремолитом. В нефрите, в свою очередь, имеются ксенолиты серпентинитов разных размеров и форм, участками порода напоминает брекчию, «обломки» которой представлены перекристаллизованным серпентинитом. Генезис нефрита определяется как инъекционно-метасоматический на месте гипербазитов [Никитин, Степанов, 1973].

Нефрит Халиловского месторождения макроскопически представляет собой плотную монокристаллическую породу. В естественном сколе и полированных образцах цвет нефрита желтовато-серый со слабым зеленоватым оттенком, непрозрачный. Нефрит сложен микроспунтно-волокнистым агрегатом тремолита в ассоциации с антигоритом, отмечается тальк, магнетит и хромшпинелиды. Нефрит низкого качества.

Нефрит Казахстана. Промышленных месторождений нефрита в Казахстане не обнаружено. Известны примеры преобразования пироксенидов в актинолит-тремолитовые породы и нефриты в результате воздействия эффузивов андезитового состава на небольшие тела пироксенидов в эндоконтакте гипербазитовых массивов [Аэров, Поленов, 1980]. Ювелирные разновидности нефритов этого типа не обнаружены.

Нефриты другого типа пространственно и генетически ассоциируют с родингитами. В расположении этих тел существует определенная закономерность. Непосредственно на контакте массива ультраосновных пород с эффузивами выделяется зона лиственитов, в узкой эндоконтактной полосе — плагиоклазиты, натровые граниты, альбититы с разнообразными по составу родингитами и нефритом. Здесь же встречаются многочисленные ксенолиты плейчатых метаморфических сланцев архея. С удалением от «активного» контакта состав дайковых тел изменяется на габброидный, габбро-диабазовый, диорит-порфириновый. Нефрит образуется на контакте перекристаллизованных и рассланцованных серпентинитов и родингитов и окружен часто узкой каймой шериданита (манезиальный хлорит).

Хохюртовское месторождение нефрита расположено в одноименном массиве ультраосновных пород в верховье р. Джиды. Массив представляет собой линзовидное тело юго-западного простирания. Длина его 7,5 км, максимальная ширина 2 км. Вмещающие породы представлены слюдянками, углисто-слюдянками, слюдяно-хлоритовыми сланцами и карбонатными породами битуджидинской свиты.

Массив сложен серпентинитами с широким развитием тальково-карбонатных пород и лиственитов, приуроченных к эндоконтакту и тектоническим зонам внутри массива. В нефритоносных зонах отмечаются апогаббровые метасоматиты, в экзоконтактах которых развиты тремолитизация и нефритообразование.

Хохюртовское месторождение приурочено к западной части массива и представлено четырнадцатью нефритопоясами в четырех нефритоносных зонах, приуроченных к эндоконтактам массива, а также расположенных внутри массива и ориентированных согласно его простиранию. Длина нефритоносных зон более 2 км, мощность до 500 м. В коренном залегании вскрыты четыре будинированные жилы длиной от 1 до 40 м, мощностью 0,2—1 м, имеющие субмеридиональное простирание с падением на восток под углом 70—75°. Жилы подвержены действию пострудной тектоники, в результате чего большая часть нефрита раздроблена и рассланцована. Нефрит в приконтактных частях жил оталькован, к центру жилы качество его улучшается. Цвет нефрита от серо-до темно-зеленого. Микроструктура спунтно-волокнистая у лучших по качеству нефритов и грубоволокнистая у нефритов низкого качества.

Характерная для месторождения метасоматическая зональность: оталькованный антигоритовый серпентинит (10 м) — тремолитит (2 м) — апогаббровый карбонатизированный метасоматит (2,5 м) — карбонатная порода с цоизитом — тремолитит — нефрит — тремолитизированная карбонатизированная диопсидовая порода — тремолитит с участками нефрита — аподунитовый антигоритовый серпентинит.

Харгантинское месторождение нефрита приурочено к Харгантинскому массиву ультраосновных пород — одному из наиболее крупных в Джидинском гипербазитовом поясе, расположенному в центральной части Хангарульского хребта в верхнем течении р. Харганта, которая делит массив на две равные части, вскрывая его на глубину до 700 м. В плане массив образует вытянутый в северо-западном направлении эллипс длиной 9 км и шириной до 2,5 км.

Харгантинский массив залегает в среднепротерозойских породах нижней подсветы барун-бельчирской свиты, сложенной кристаллическими известняками, слюдисто-карбонатными, эпидот-амфиболовыми, биотитовыми, гранат-биотитовыми, силлиманит-биотитовыми, хлорит-мусковитовыми сланцами и гнейсами, доломитами, кварцитами, относимыми к амфиболитовой фации метаморфизма.

Массив представлен породами цакирского комплекса, к которым относятся серпентинизированные дуниты, гардбургиты и их производные серпентиниты, тальк-карбонатные породы и листвениты. В нефритоносных зонах отмечаются апогабровые метасоматические породы, условно отнесенные к джидинскому интрузивному комплексу.

Степень серпентинизации массива с глубиной эрозионного среза уменьшается незначительно. В периферийных частях массива антигоритовые серпентиниты частично или полностью перекристаллизованы в крупнозернистый агрегат пластинчатых зерен антигорита.

В серпентинитах Харгантинского массива широко распространен вторичный оливин в ассоциации с гранатом и карбонатами. Оливинизация особенно интенсивно проявилась в центральной части массива. Здесь же обнаружены ксенолиты вмещающих пород. В пределах массива наблюдаются процессы пироксенизации, альбитизации, карбонатизации, оталькования и графитизации. Особенно широко проявлена карбонатизация. Под микроскопом в этих разновидностях пород серпентин имеет антигоритовый состав и образует спутанно-чешуйчатые агрегаты. Карбонат (кальцит, доломит) слагает прожилки и гранобластовые агрегаты. Из рудных в серпентинитах, кроме магнетита и хромшпинелида, наблюдаются сульфиды. Зоны карбонатизированных серпентинитов субширотного простирания отмечаются по периферии и в центральной части массива. Эндоконтактовые части массива, а также тектонически ослабленные зоны в центральных его частях, сложены рассланцованными тальк-карбонатными породами. Тальк (72%) выделяется в форме микрочешуйчатого агрегата. Магнезит образует кристаллы размером от десятых долей до 1 мм. Из аксессуарных присутствует рудный. С этими породами ассоциируют кварцево-карбонатные листвениты, содержащие серицит и фуксит. Контакты массива повсеместно тектонические с развитием зон катаклаза, милонитизации и интенсивного рассланцевания пород, к которым приурочены нефритоносные зоны.

Харгантинское месторождение приурочено к северо-восточному контакту массива и представлено двумя нефритоносными зонами длиной от 500 м до 2 км, мощностью до 200 м. В первой нефритоносной зоне в коренном залегании вскрыты три линзовидные нефритовые жилы размером от 5 до 30 м, мощностью от 0,5 до 1,1 м, залегают они в тремолитите или в гранат-диопсид-клиноцоизитовом родингите на контакте с антигоритовыми серпентинитами. Во второй зоне выявлены элювиально-делювиальные развалы нефритовых глыб.

Метасоматическая зональность по нефритоносной зоне 1 выглядит следующим образом (от центра массива к периферии):

	Мощность, м
1. Серпентинит	20
2. Талькиты, оталькованные доломиты	20
3. Графитизированный серпентинит	7
4. Нефрит-тремолитовая порода	0,8
5. Графитизированный цоизит с тремолитом и карбонатом	8
6. Клиноцоизит-диопсид-гранатовый родингит	1,5
7. Нефрит	2
8. Тремолитит	0,3
9. Цоизитит	10
10. Серпентинит оталькованный и карбонатизированный	3,5
11. Серпентинит графитизированный и доломитизированный	7
12. Альбит-мусковитовая порода	12

Билинское проявление нефрита приурочено к одноименному массиву, расположенному на юго-западной окраине Восточно-Тувинского докемб-

рийского выступа (срединного массива), в зоне пересечения северо-западного разлома с северо-восточной зоной глубинного разлома, отделяющей этот выступ древних пород от раннекаледонской складчатой области Тувы. Билинский гипербазитовый массив подразделяется на собственно Билинский, расположенный по р. Билин, и Водораздельный, разобщенные карбонатными отложениями айлыгской свиты. В свою очередь, Билинский массив разобщен субмеридиональным разломом, проходящим по р. Билин, на блоки Правобережный, составляющий наибольшую площадь выхода, и Левобережный. Массивы ультраосновных пород вытянуты в северо-западном направлении согласно с простираем вмещающих пород. В плане они имеют близкoизометричную или прямоугольно-вытянутую форму, площадь Водораздельного массива 6,5, Билинского — 12,5 км². С вмещающими породами гипербазиты имеют тектонические контакты. Восточный и северо-восточный контакты представлены зоной окварцованных милонитов, а западный и юго-западный — участками рассланцевания и графитизации. На западе вмещающими породами являются мраморизованные известняки айлыгской свиты протерозоя. На востоке гипербазитовые массивы граничат с амфиболитами харагульской свиты также протерозойского возраста. Породы свиты залегают стратиграфически выше айлыгской свиты.

Гипербазитовые массивы сложены дунитами и гардбургитами. Серпентинизация развита вдоль приконтактных зон разлинования и рассланцевания массива. В массиве проявлены процессы вторичной оливинизации, оталькования, а также амфиболизации и графитизации. Элювиальные проявления нефрита приурочены к телам метагаббро (плагноклаз-роговообманкового состава). Размеры тел от 1 до 15—20 см в поперечнике, форма в плане близкoизометричная или овальная с удлинением вдоль вытянутости массива Водораздельного. Метасоматическая зональность имеет следующий вид со стороны серпентинитов: антигоритовые серпентиниты, тальковые зоны мощностью до 3,5 м, тремолититы или тела нефрита переменной мощности от 3—10 до 80—120 см.

Тремолититы желтоватые, серовато-белые, с лучистой и звездчатой формой агрегатов. Нефрит от серовато- до густо-зеленого. Просвечивает в сколах до 3—4 мм. В нефрите выделяются различной крупности буроватые пятна хлорита и вкрапления рудного минерала. Между тремолититовой и роговообманковой зонами располагается маломощная (3—4 см) зонка нефритоподобной породы с субпараллельной ориентировкой волокон тремолита, в которой отмечаются небольшие участки массивного нефрита. Роговообманковая зона представлена зеленовато-серой мелкозернистой породой сланцеватой текстуры. По направлению к контакту с плагноклаз-роговообманковым телом она постепенно переходит в темно-зеленую и в ней появляются вкрапления белого полевого шпата.

Мунилканское проявление нефрита открыто в 1978 г., расположено на северо-востоке Якутии, в междуречье Яны и Индигирки в 200 км к востоку от пос. Багатай. В геологическом строении района принимают участие отложения ордовика (филлитовые сланцы, окварцованные песчаники, известняки, доломитизированные известняки, доломиты с прослоями известково-слюдистых сланцев), силура (известняки, песчанистые и глинистые известняки, песчаники), юры (песчаники, глинистые, карбонатные, слюдистые и другие сланцы), наблюдаются андезиты, дациты, липариты и их туфы и туфобрекчи. Породы эффузивно-осадочной толщи метаморфизованы в фации зеленых сланцев.

Интрузивные образования развиты широко и представлены разновозрастными проявлениями гранитов, гранодиоритов, габбро-амфиболитов. Массивы габбро-амфиболитов имеют зональное строение, в центральных частях сложены габбро, которые к экзоконтакту сменяются габбро-амфиболитами и серпентинитами. В структурном отношении район приурочен к Тасхайхтскому горст-антиклинорию с преобладающим северо-западным направлением разрывных нарушений.

По данным первооткрывателей проявления В. М. Андреева и

И. С. Якшина, в районе наблюдается типичная офиолитовая ассоциация пород, с которой связаны известные месторождения нефрита в СССР и за рубежом. По геологическим данным такие массивы развиты в прилегающих районах и отмечаются в бассейнах рек Мунилкан, Догдо, Кыра, Тенкечен, Кюэх-Оттох, Ойсордох в пределах Селеняхского и Уяндинского гипербазитовых поясов.

В районе Мунилканского проявления нефрита на площади около 25 км² по левым притокам р. Мунилкан отмечаются валуны нефрита, родингита и лиственита. Вес валунов от 10 кг до 12 т.

Макроскопически нефрит в различной степени рассланцован с многочисленными параллельными трещинами, ориентированными вдоль сланцеватости, иногда наблюдаются почко- или желваковидные монолитные области с характерной гладкой поверхностью, местами нефрит оталькован. Структура скрытокристаллическая, твердость 5,5 по Моосу, повышается на участках рассланцевания и оталькования, повышается на «сливных» монолитных участках. Излом неровный до занозистого. На проявлении по валунам выявлено три декоративных разновидности нефрита. Первая характеризуется неоднородной, пятнистой, зеленой окраской: на травяно-зеленом до голубовато(серовато)-зеленого фоне средней густоты выделяются крупные, вытянутые пятна, напоминающие прерывистые полосы табачно-зеленого цвета, характерны выделения рудного минерала размером до 5 мм. Нефрит просвечивает в сколах до 5—8 мм. Вторая разновидность отличается более светлым тоном и меньшей степенью просвечиваемости (до 2 мм), что связано с оталькованием. И, наконец, третья отличается неоднородной окраской преимущественно оливкового цвета.

Под микроскопом установлено, что нефрит представлен амфиболом актинолит-тремолитового ряда. Из вторичных минералов присутствует хлорит, тальк и магнетит, развивающийся по хромиту. Структура неоднородная тонковолокнистая, фибробластовая, сноповидная, параллельная, метельчато-лучистая, редко перекрещенно-волокнистая. Сливные первичные участки характеризуются очень тонкой волокнистой структурой.

Родингиты характеризуются скрытокристаллической, реже порфиробластовой структурой. Излом неровный до раковистого, окраска неоднородная светло-яблочно-зеленая. На зеленом фоне резко выделяются розовато- и светло-серые пятна размером от 5×3 до 30×15 мм изометричной или таблитчатой формы.

Под микроскопом состав родингитов (гранат-везувиановых пород) весьма не постоянен: везувиан (85—50%), гранат-гроссуляр (0—40%), клиноцоизит с эпидотом (0—30%), серпентин (0—10%), сфен (0—5%), хлорит (0—5%), лейкоксен. Структура порфиробластовая. Основная масса криптокристаллическая, микрогранобластовая, зубчатая, радиально-лучистая, сноповая, реликты ячеистой, решетчатой и др. Порфиробласты предположительно первоначально состояли из оливина, пироксена и плагиоклаза, которые полностью замещены и частично дезинтегрированы и состоят из везувиана, серпентина, граната, эпидота, лейкоксена в различных сочетаниях.

Из зарубежных наиболее подробно описаны месторождения нефрита в США в штате Калифорния. Одно из них, в округе Мариноса, описано Д. Х. Эвансом [Evans, 1966]. На контакте серпентинитов с дайками роговообманковых диоритов или кварцевых альбититов залегают оталькованные серпентин-тремолитовые породы с густой вкрапленностью магнетита. С ними связаны постепенными переходами мелкие (длиной в несколько метров) будинированные жилы нефрита (рис. 35). Часто в нем отмечается примесь талька, серпентина и магнетита. Строение жил зональное, в центральной части преобладает зеленый нефрит, в краевых зонах — светло-зеленый до белого.

Месторождение Массе Хилл в округе Мари, по данным В. Честермана [Chesterman, 1951], в виде коротких линз или жил мощностью до 0,5 м

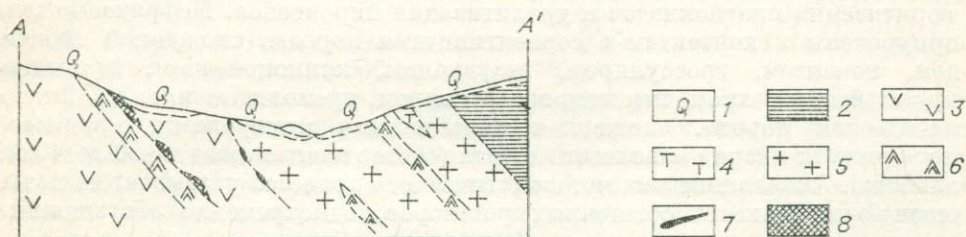


Рис. 35. Геологическая схема месторождения нефрита в округе Мариноса, шт. Калифорния, США [Evans, 1961].

1 — четвертичные отложения, 2 — осадочно-вулканогенные образования францисканской серии (мезозой), 3 — серпентинизированные ультраосновные породы, 4 — тальковая порода, 5 — кварцевые альбиты (?), 6 — дайки роговообманковых диоритов, 7 — нефрит, 8 — тальк-нефритовая порода.

располагается среди рассланцованных серпентинитов. В этой же зоне отмечаются крупное тело альбит-клинозоизит-роговообманковых пород, а также мелкие тела диабазов. Цвет нефрита от бледного оливково-зеленого до темного голубовато-зеленого.

Месторождение нефрита в штате Вайоминг (США) связано, по мнению Х. С. Кобба [Cobb, 1949], с интенсивно серпентинизированными роговообманково-авгитовыми породами и светлыми «кварцитами», которые Ю. Н. Колесник [1965] считает альбититами. Отсутствие детальных микроскопических исследований не позволяет установить истинный состав пород и судить о генезисе этого месторождения. Нефрит здесь хорошего качества: от яблочно- до темно-зеленого цвета.

Сведения о месторождениях Куэнь-Луня (Китай) недостаточны и весьма устарели. По данным К. И. Богдановича [1892], нефритовые тела месторождения Люшей включены внутри диабазовых массивов. Зальбанды жил сложены змеевиком, волластонитом, эпидотом и кальцитом, которые представляют не второстепенные примеси, а самостоятельные толщи. Такая же картина и на другом китайском месторождении в районе Керала, где нефрит образуется на контакте зеленокаменной породы, состоящей из роговой обманки и плагиоклаза и разрушенной тальковой толщи [Бек, Мушкетов, 1882]. Состав вмещающей нефриты «трещиноватой» породы не описывается. По-видимому, нефрит этого района имеет двойственную генетическую природу. Часть нефрита зеленого цвета имеет предположи-

тельный апосерпентинитовый генезис, а другая более значительная, представленная белым и светло-зеленым нефритом, образована по карбонатным породам. Геологическая обстановка региона во многом напоминает характерные черты Витимской горной страны.

Из европейских наиболее известно месторождение нефрита в Северной Италии (Апеннины). Судя по описанию Е. Кальковского [Kalkovsky, 1906], выходы нефрита приурочены к серпентинитам. Нефритоносная зона насыщена телами сосюритизированного габбро. Жилы нефрита чаще всего расположены среди серпентинитов, реже в габбро. Апеннинский нефрит содержит примеси граната, гематита, апатита и сфена, хромшпинелида и магнетита. С нефритами постоянно ассоциируют диопсидиты, в том числе их скрытокристаллическая разновидность — каркаро. Е. Кальковским детально изучены структуры нефритов этого месторождения и предложена их классификация.

Месторождение Йорданова (Польша) — одно из самых известных в Европе. Это месторождение впервые описано Г. Траубе [Traube, 1885]. Нефрит встречается среди серпентинитов, окаймляющих с юга и востока габбровый массив. Дуниты и пироксениты являются самыми древними образованиями района [Хефлик, 1968]. Они характеризуются высокими содержаниями никеля в силикатах магния. Акцессорные хромшпинелиды в них представлены магнохромитами. По мнению В. Хефлика [1967], основная стадия серпентинизации дунитов связана с воздействием габброидов. С аутометасоматическим преобразованием последних связаны сосюритизация плагиоклазов и уралитизация пироксенов. Нефритовые тела приурочены к контактам с серпентинитами породы, сложенной диопсидом, цоизитом, гроссуляром, везувияном, клиноцоизитом, пренитом, пумпеллитом, хромовым гидрогроссуляром, тремолитом и т. д. Метасоматическая порода, сложенная кальциевыми минералами, пронизана прожилками кварца и полевого шпата (состав плагиоклаза от 30 до 100% альбита). Анализ химизма метасоматического процесса указывает на повышенную щелочность остаточных растворов, одновременно обогащенных кремнеземом.

Нефрит заключен между белой породой и серпентинитом. Белая порода имеет чрезвычайно изменчивый состав: альбит, роговая обманка, гранат, эпидот, цоизит, кварц, пренит, биотит, диопсид. Изредка в породе встречается вторичный хлорит.

Нефрит из Йорданова месторождения макроскопически темно-зеленого цвета с различными оттенками. Структуры нефрита весьма разнообразны: от «пуховой» до грубозернистой. Показатели преломления слагающих нефрит волокнистых кристаллов амфибола следующие: $N_p = 1,600$, $N_g = 1,625$, $N_g - N_p = 0,025$. Нефрит постоянно содержит волокна диопсида или веретенообразные кристаллы. Диопсид в некоторых местах замещается крупнозернистым бесцветным тремолитом. По химическому составу (табл. 21) нефрит близок к тремолиту.

По мнению В. Хефлика [1968], нефрит Силезии является продуктом преобразования серпентинитов под влиянием послегаббровой магмы.

В последние два десятилетия открыты три крупнейших нефритоносных района мира: на Тайване, в Австралии и Канаде.

Нефритовые месторождения Фэнтянь на Тайване слагают полосу длиной 10 км при ширине 3 км. Разрабатываются месторождения с 1961 г. Они приурочены к полосе серпентинитов [Li Ping Tan и др., 1978]. Среди последних широко распространены родингиты диопсид-цоизитового состава с незначительными примесями кварца и гроссуляра. Родингиты обнаружены вблизи нефритовых тел, отделяя их от вмещающих толщ. В ряде случаев в родингитах фиксируется реликтовая офитовая структура, позволяющая предполагать апогаббровый генезис родингитов. Эффективно-осадочные толщи, вмещающие серпентиниты, метаморфизованы в условиях зеленокаменной фации. Нефрит залегает в виде линзообразных тел мощностью от 0,1 до 2 м и длиной от 5 до 50 м, часто будинированных.

Таблица 21

Химический состав минералов группы актинолита из месторождения Йорданава, вес. %

Компонент	Тремолит	Актинолит	Нефрит
SiO ₂	57,31	51,33	57,58
Al ₂ O ₃	1,28	7,66	1,35
TiO ₂	0,02	0,45	0,10
Fe ₂ O ₃	0,00	0,00	0,45
FeO	1,91	3,02	4,02
MnO	Сл.	—	0,45
MgO	22,80	20,05	20,65
CaO	13,21	13,43	13,10
Na ₂ O	0,10	1,70	0,12
K ₂ O	Сл.	Сл.	Сл.
H ₂ O ⁺	3,13	2,05	2,61
H ₂ O ⁻	Сл.	—	—
F	»	—	—
Сумма	99,76	99,69	99,83

Таблица 22

Химический состав нефритов месторождения Фэнтьянь, вес. %

Компонент	СМ-20	СМ-22	СМ-74	СМ-78
SiO ₂	56,05	55,91	58,61	56,14
Al ₂ O ₃	1,09	1,93	0,78	0,62
Cr ₂ O ₃	0,19	0,14	0,008	0,03
FeO	4,20	5,10	3,51	4,83
MnO	0,05	0,17	0,09	0,14
MgO	21,95	22,53	24,09	23,07
CaO	13,20	11,63	10,42	13,06
Na ₂ O	0,26	0,58	0,40	0,37
K ₂ O	0,04	0,08	0,06	0,10
H ₂ O ⁺	2,58	1,56	2,14	1,50
H ₂ O ⁻	—	0,22	0,22	0,28
Сумма	99,61	99,85	100,33	100,11

В отдельные годы на месторождении добывалось до 1461 т камня, прогнозные запасы до 80 000 т.

На Тайване встречены три разновидности нефрита: обычный, нефрит «кошачий глаз», воскообразный нефрит. Нефрит «кошачий глаз» является самым ценным, встречается он в виде прожилков в обычном нефрите. Название свое получил из-за сходства с хризоберилловым «кошачьим глазом» и характерной шелковистой переливчатости. Химический состав нефритов представлен в табл. 22. Наиболее частыми включениями в нефритах являются хромиты, реже встречаются гроссуляр, серпентин и халькопирит.

Схематическая зональность месторождения: серпентинит-тальковая зона — тремолитит-нефрит-тремолитит-тальковая зона. По мнению авторов, тайванский нефрит образовался по серпентиниту, наследуя его текстуру.

Месторождения нефрита в Британской Колумбии (Канаде). По данным С. Леминга [Leaming, 1979], лучшее месторождение нефрита связано с площадью Край-Лейк. Здесь залежи нефрита концентрируются вдоль юго-восточного окончания ультрабазитового массива, представленного в основном серпентинизированными перидотитами. Все промышленные залежи связаны с изолированными мелкими телами серпентинитов, которые образовались в девонское время и были в пермтриасе разбуржированы. Жильный нефрит образован в юрское время. В составе нефрита имеются вкрапления уваровита и хромита. Порядок запасов по всем Канадским Кордильерам 100 тыс. т.

Нефриты залегают на контакте между «белой породой» и серпентинитом. Характер взаимоотношений пород близок

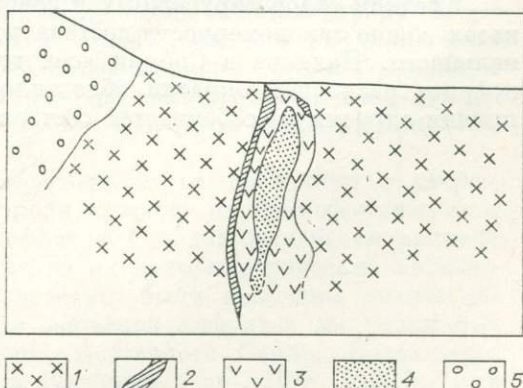


Рис. 36. Зарисовка нефритовой жилы месторождения Британской Колумбии (по Leaming, 1978).

1 — серпентиниты, 2 — нефрит, 3 — родингит, 4 — метагаббро, 5 — вмещающие породы.

Химический состав нефритов Канады, вес. %

Компонент						Компонент					
	1	2	3	4	5		1	2	3	4	5
SiO ₂	52,78	53,24	55,12	56,32	56,64	MgO	21,20	23,20	21,80	21,40	21,40
TiO ₂	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	CaO	12,20	10,40	12,40	12,90	13,00
AlO ₃	2,72	3,04	1,92	1,76	1,12	Na ₂ O	0,05	0,03	0,14	0,10	0,06
Fe ₂ O ₃	1,12	1,11	0,95	0,63	0,80	K ₂ O	0,03	0,02	0,10	0,06	0,05
Cr ₂ O ₃	0,32	0,26	0,18	0,19	0,16	H ₂ O ⁺	3,94	4,82	3,84	3,22	3,20
FeO	4,74	3,31	3,31	3,02	3,16	H ₂ O	0,22	0,26	0,32	0,26	0,18
MnO	0,41	0,01	0,08	0,09	0,18						

к Восточно-Саянским месторождениям, о чем можно судить по зарисовке одного из месторождений (рис. 36). Центральная часть тела трактуется как реликт тектонического включения, а своеобразные «белые контактовые породы» — как контактово-реакционные образования. «Белые» породы по составу представляют собой диопсид-гидрогроссулярколиноцоизитовые родингиты. Химический состав нефритов дан в табл. 23.

В Южной Австралии открыто два типа нефритовых месторождений. Одно из них связано с Большим Серпентинитовым поясом, сложенным серией массивов серпентинизированных гарцбургитов и дунитов. Пояс представляет собой межформационное образование, разделяющее отложение эффузивно-осадочной серии Вулами от менее дислоцированных девонских и каменноугольных отложений. Проявления нефрита представлены линзовидными телами длиной до 250 м. Нефрит шпинатно- и изумрудно-зеленого цвета плотной и массивной текстуры. По мнению некоторых исследователей [Lanphere, Hockley, 1976], он является продуктом реакции между ультраосновными вмещающими породами в условиях тектонического напряжения, сопутствующего внедрению ультраосновных интрузий.

Северо-западнее г. Ковель в штате Южная Австралия обнаружено месторождение нефрита апокарбонатного генезиса. Площадь месторождения 10,4 км², на ней выделено свыше 100 линз и чечевицеобразных залежей, достигающих в длину 59 м, в ширину 3 м [Скаков, 1976]. Нефрит ассоциирует с мрамором. Цвет нефрита от зеленовато-желтого до дымчатого. Данные о генезисе нефрита и метасоматической зональности весьма скудные.

Краткий обзор зарубежных и советских месторождений нефрита показал общие закономерности состава пород и типы метасоматической зональности. Наличие в Сибири всех генетических типов месторождений нефрита различной окраски облегчило задачи интерпретации генезиса, причин окраски и особенностей состава нефрита.

Химизм, структура, минералогические и физические особенности нефритов

Нефрит по праву занимает ведущее место среди самоцветов, сыгравших огромную роль в развитии материальной культуры и искусства. С нефритом связаны исследования в самых разнообразных областях науки [А. Е. Ферсман, 1961]. Он остается одним из ценнейших видов камне-самоцветного сырья, интерес к которому с каждым годом возрастает. По общей классификации ювелирных и поделочных камней Е. Я. Киевленко [1973] нефрит относится к ювелирно-поделочным камням первого порядка.

В настоящее время нефритом называют массивную полупрозрачную, скрытокристаллическую породу, состоящую из спутанно-волоконистого агрегата моноклинного амфибола изоморфного ряда тремолит — актинолит — роговая обманка. Из минералов-примесей в составе апосерпентинитового нефрита выделяются реликтовые (антигорит, хризотил, хромшпинелид и магнетит), парагенные (синрудные) (основная стадия нефритообразования — волокнистый диопсид, хромгроссуляр, аварунит; стадия перекристаллизации — сульфиды: пентландит, пирротин, халькопирит, пирит, галенит, никелин), пострудные (широкопризматический тремолит, таблитчатый диопсид, тальк, хлорит (пенин), везувиан, цоизит клиноцоизит, кальцит, графит, магнетит, сфен).

Одно из главных достоинств нефрита — его замечательная окраска, которая варьирует от снежно-белого и серого цвета до густо-травяно-зеленого и черного. Известны голубоватые, желтоватые и табачно-бурые разновидности.

Представления о природе окраски нефритов базируются на многочисленных данных, полученных при изучении их химического состава. Основным хромоформным компонентом нефритов является закисное и окисное железо, входящее как видообразующий элемент в слагающие нефрит амфиболы. Окраска высокожелезистых нефритов темно-зеленая, а маложелезистые разновидности обычно светлоокрашены [Колесник, 1965; Якшин и др., 1974]. Ведущая роль в окраске нефритов принадлежит закисному железу. Предполагается также красящее действие хрома, источником которого в нефритах являются характерные для них включения хромшпинелидов; вокруг них наблюдается наиболее интенсивная изумрудно-зеленая окраска. Катаклаз зерен хромшпинелидов и последующее их разложение с переходом хрома в состав тремолита виден на микроскопическом снимке в лучах Cr (рис. 37).

Имеющиеся сведения о составе нефритов не позволяют с уверенностью судить об индивидуальной роли каждого из хромоформных элементов Fe^{2+} , Fe^{3+} , Cr^{3+} в окраске нефритов. С целью выяснения природы окраски нефритов и объективной оценки их колориметрических характеристик в Ленинградском горном институте были получены оптические спектры пропускания и отражения образцов нефритов из различных месторождений СССР (месторождения Восточного Саяна, Казахстана, Полярного Урала и других районов [Сутурин и др., 1978, 1980]). Для уточнения природы и особенностей окраски нефритов некоторые образцы были исследованы в ИГФМ АН УССР [Платонов и др., 1975; Сутурин и др., 1980] методами мессбауэровской (табл. 24, рис. 38) и инфракрасной спектроскопии, электронного парамагнитного резонанса. Было подтверж-

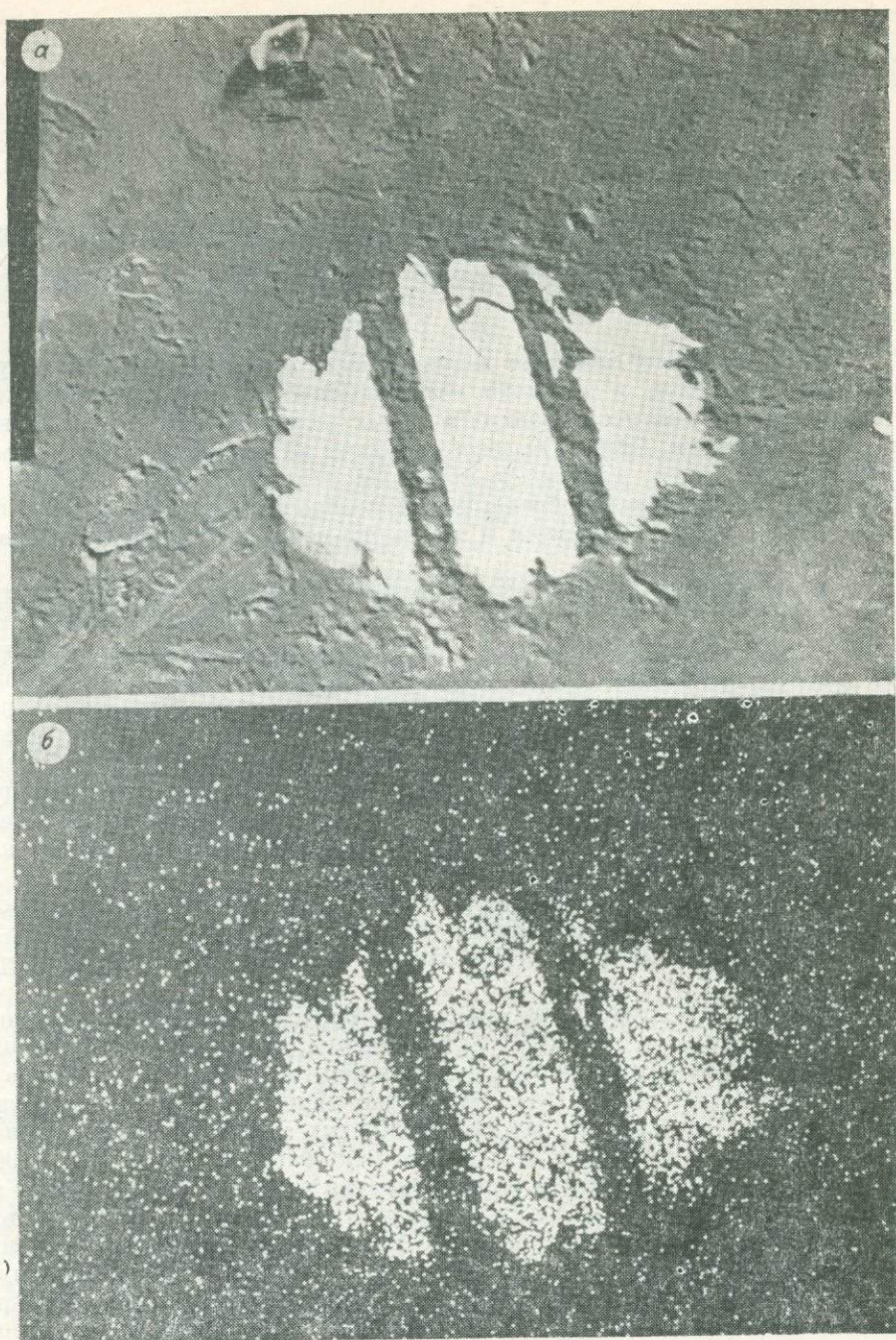
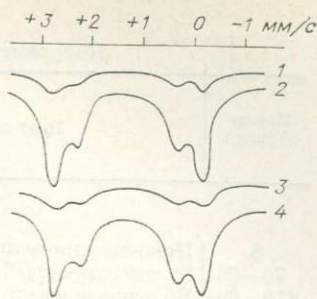


Рис. 37. Катаклиз хромшинелида в нефрите (микронзондовые снимки).
 а — изображение в обратнорассеянных электронах, б — распределение хрома.

дено, что основными хромоформными элементами нефритов являются ионы Cr^{3+} (для ярко-зеленых разностей) и Fe^{2+} (для серо-зеленых, яблочно-зеленых и др.), входящие в искаженные октаэдрические позиции на место ионов магния (Mg^{2+}). В большинстве случаев на окраску нефритов влияют оба вышеназванных хромоформных иона, а также ионы Fe^{3+} ; относительная концентрация ионов Cr^{3+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} обуславливает широкую цветовую гамму нефритов.

Величина квадрупольных расщеплений (Δ) хорошо согласуется с данными Т. Банкрифта и др. [1971]. Некоторые отличия в значениях

Рис. 38. Мессбауэровские спектры светло- (1) и темно-зеленого нефрита (2), термолита (3), актинолита (4).



изомерного сдвига полученных спектров и спектров актинолитов, изученных Т. Банкрифтом, обусловлены, вероятно, вариацией изомерного сдвига Fe^{57} в двух различных эталонах нержавеющей стали.

В ЯГР-спектрах нефритов и амфиболов, которые практически аналогичны по конфигурации и параметрам, наблюдаются два квадрупольных дублета, отвечающие ионам Fe^{2+} в неэквивалентных октаэдрических позициях. Внутренний дублет принадлежит ионам Fe^{2+} в M_2 -позиции, а внешний — ионам Fe^{2+} в M_1 -, M_3 -позициях. Однако не исключено, что внутренний дублет состоит из суперпозиции двух дублетов от ионов Fe^{2+} (M_2) и Fe^{2+} (M_4). Об этом свидетельствует, в частности, большая ширина линий поглощения внутреннего дублета.

Спектры поглощения отдельных образцов высококачественного нефрита идентичны спектрам хромдиоксида, что позволяет предполагать определенную роль в окраске нефрита рассеянных в его массе волокнистых и веретенообразных кристаллов хромдиоксида [Сутурин и др., 1978, 1980].

Исследованные образцы нефритов характеризуются колебанием цветового тона (λ_K) от 507 до 576 нм, светлоты — от 1,992% (темно-серый) до 11,642% (белый со слабым зеленоватым оттенком). Колебания цветового тона зависят в основном от соотношения Fe_2O_3 и FeO . Повышение концентрации ионов трехвалентного железа приводит к возникновению желтых оттенков в окраске нефритов (λ_K — 570 нм; табл. 25).

Большая часть исследованных образцов нефритов характеризуется значениями цветового тона в пределах 545—565 нм, светлоты — 2,5—4%. Наиболее широкой цветовой гаммой отличаются нефриты Хамархундинского месторождения (λ_K — 510—576 нм), нефриты же Уланхундинского месторождения имеют более узкий диапазон значений цветового тона (λ_K — 552—572 нм). Нефриты Оспинского месторождения — зеленовато-голубоватые (λ_K — 504—563 нм), в отличие от нефритов Витимского месторождения, в цветовом тоне которых (λ_K — 549—570 нм) существенную роль играют желтые оттенки (рис. 39).

Микроструктурные особенности нефритов отражают их генетическую природу, широко распространены различные вариации фибробластовой структуры. Микроструктура нефрита крайне изменчива, даже в пределах одного шлифа отмечаются вариации структур, поэтому при характеристике структурных особенностей нефритов речь идет о преобладающем типе. Лучшие по качеству нефриты обладают спутанно-волокнистой, собственно нефритовой структурой, в которой отдельные микроволокна тремолита тесно переплетены друг с другом и образуют пучки, хлопья и войлокоподобные агрегаты. Микрзернистой разновидностью нефритовой струк-

Таблица 24

Параметры ЯГР-спектров

Минерал	Содержание железа, вес. %		Параметры ЯГР-спектров			
	Fe_2O_3	FeO	Fe^{2+}	$M_{1,2}$	Fe^{2+}	M_3
Нефрит-зеленовато-серый	0,05	1,42	1,285	2,99	1,31	2,00
Нефрит темно-зеленый	0,08	4,82	1,285	2,99	1,31	2,00
Тремолит	—	1,50	1,29	2,92	1,30	1,98
Актинолит	1,04	7,04	1,295	2,93	2,285	1,95

Колориметрические характеристики нефритов

Номер образца	Цвет нефрита	Цветовые координаты		Светлота	Цветовой тон, нм
		x	y		
<i>Оспинское месторождение</i>					
6	Ярко-травяно-зеленый, темный	0,2996	0,3271	2,082	504
76—63	Зеленовато-серый	0,3220	0,3584	4,588	563
159—69	Яблочно-зеленый перекристаллизованный	0,3090	0,3565	5,088	550
309—7	Ярко-травяно-зеленый	0,3031	0,3497	2,127	539
1604	Темно-зеленый	0,3099	0,3292	2,549	549
1961	Зеленый, неравномерно-окрашенный	0,3159	0,3640	4,407	557
<i>Бортогальское месторождение</i>					
4	Зеленый	0,3110	0,3376	3,232	553
1323—10	»	0,3151	0,3652	3,677	556
<i>Уланходинское месторождение</i>					
5	Светло-зеленый	0,3121	0,3611	4,205	554
362—11	Темно-травяно-зеленый, неоднородный	0,3097	0,3294	2,424	552
369—2	Зеленовато-серый, неоднородный	0,3158	0,3429	3,626	561
372—7	Темно-табачно-зеленый	0,3217	0,3335	2,452	572
372—8	Светло-молочно-зеленый	0,3210	0,3868	4,863	559
<i>Хамархудинское месторождение</i>					
5	Темно-зеленый	0,3077	0,3192	2,603	510
11	Темно-зеленовато-табачный	0,3291	0,3384	2,285	576
533	Темно-зеленый	0,3070	0,3204	2,522	509
1503—15	Зеленовато-серый, темный, окрашенный неравномерно	0,3143	0,3334	2,445	561
1516—1	Серый со слабым зеленоватым оттенком	0,3408	0,3573	5,454	574
1516—3	Зеленый с серым оттенком	0,3146	0,3346	3,000	561
1516—6	Зеленый с неравномерной окраской	0,3096	0,3243	2,226	547
<i>[Витимское месторождение]</i>					
2015—1	Белый с зеленоватым оттенком	0,3303	0,3533	11,642	570
2015—8	Зеленовато-серый, темный	0,3093	0,3325	3,130	549
2026	Зеленовато-серый неоднородный	0,3233	0,3590	5,211	564
2029	Серый с зеленоватым оттенком	0,3267	0,3564	7,336	567
2037	Зеленовато-серый, темный	0,3096	0,3258	2,995	551
<i>Месторождение Нурдвоменшор (Полярный Урал)</i>					
87	Зеленовато-табачный, неравномерно окрашенный	0,3206	0,3568	3,092	562
96	Зеленовато-серый	0,3182	0,3482	2,925	562
<i>Казахстанские проявления</i>					
1828	Темно-зеленый пятнистый	0,3046	0,3237	3,162	510
1828a	Участок с рудными включениями	0,3206	0,3568	1,992	507

туры является «пуховая»; волокна тремолита в подобных структурах настолько малы, что отдельные индивиды неразличимы даже при сильном увеличении и о волокнистом строении породы можно судить по волнистому субпараллельному погасанию всего агрегата. Апогипербазитовые нефриты с «пуховой» структурой, не содержащие включений рудных минералов, образуются при перекристаллизации нефритов.

При диафторезе нефрита, сопровождающемся образованием призматического тремолита, появляются радиально-лучистые структуры, характеризующиеся большим размером индивидов и меньшей степенью спутанноволокнистости.

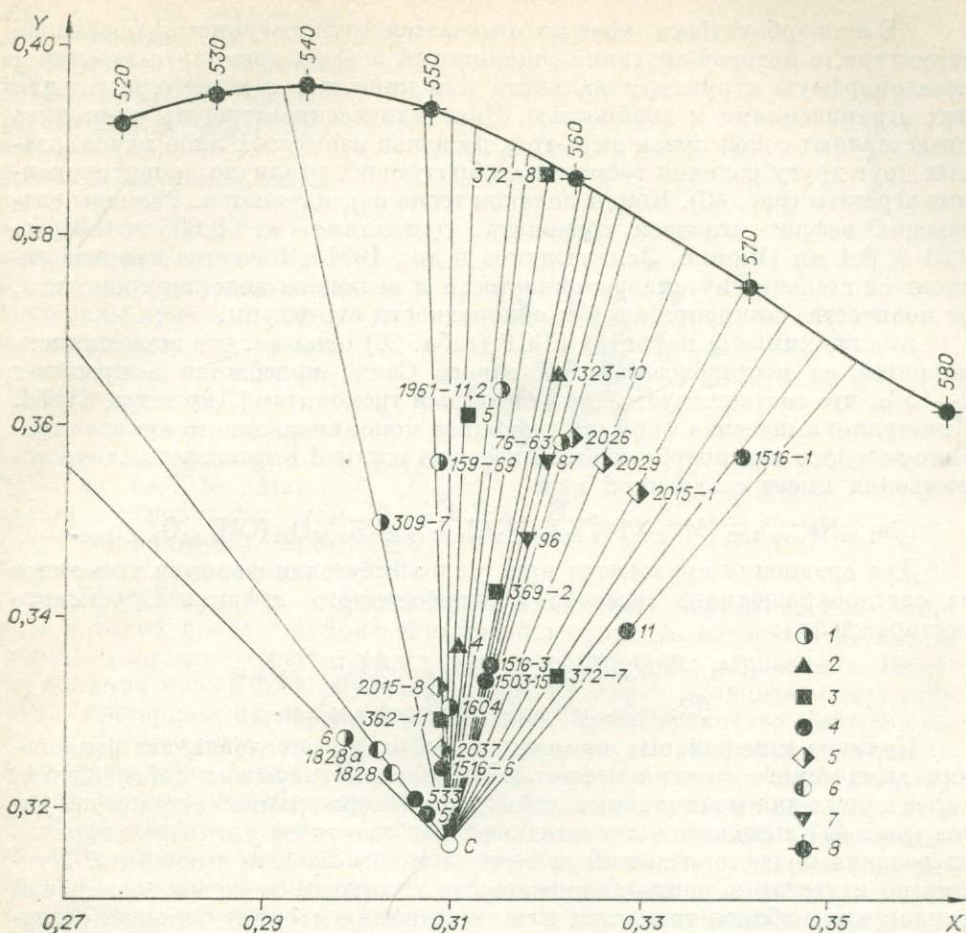


Рис. 39. Цветовые координаты нефритов из месторождений СССР.

1 — Оспинское, 2 — Бортогальское, 3 — Уланходинское, 4 — Хамархудинское, 5 — Витимское, 6 — Казахстан, 7 — Нырдовоменшор, 8 — цветной тон.

Таблица 26

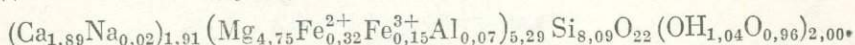
Средний химический состав нефритов, вес. %

Оксид	Месторождение										
	Оспинское (23)	Горьинское (8)	Зунное (6)	Бортогальское (2)	Уланходинское (22)	Хамархудинское (16)	Хохортовское (1)	Куртушинское (3)	Парамское (18)	Витимское (12)	Бурумское (4)
SiO ₂	56,22	55,68	55,30	57,06	55,58	55,99	56,56	57,36	54,49	57,06	55,62
TiO ₂	0,04	0,05	0,05	0	0,03	0,10	0,02	0,05	0,07	0,01	0,01
Al ₂ O ₃	1,09	1,39	1,21	0,62	1,20	1,19	0,63	1,23	2,09	1,03	1,14
Fe ₂ O ₃	0,96	1,43	0,32	1,50	1,28	1,14	0,97	0,78	0,98	0,76	0,09
FeO	4,12	3,28	4,38	2,58	3,30	3,27	3,50	3,17	4,12	0,59	1,08
MnO	0,18	0,16	0,09	0,07	0,17	0,28	0,20	0,19	0,41	0,08	0,06
CaO	12,66	11,94	12,02	12,96	12,32	12,56	13,04	12,71	12,07	12,78	13,11
MgO	21,89	22,73	22,86	22,74	22,79	22,33	21,67	22,99	22,27	25,46	24,20
Na ₂ O	0,10	0,06	0,16	0,05	0,06	0,07	0,05	0,02	0,13	0,10	0,20
K ₂ O	0,08	0,14	0,06	0,02	0,05	0,05	0,04	0,03	0,10	0,08	0,20
H ₂ O	1,69	2,58	0,14	1,17	1,93	1,14	1,80	1,36	2,78	0,76	0,32

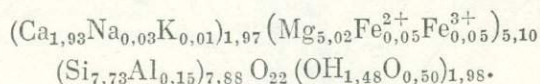
Примечание. В скобках — число проб.

В апокарбонатных нефритах отмечается крупнозернистая мозаичная структура, в которой спутанно-волоконный агрегат тремолита сохраняет псевдоморфную структуру кальцита или диоксида, с характерными для них ограничениями и спайностью. Кристаллические агрегаты тремолита представляют собой пучок двух-трех десятков изогнутых либо параллельных друг другу волокон тремолита, образующих различно ориентированные агрегаты (рис. 40). Концы волокон тесно переплетаются. Размеры слагающих нефрит иголок тремолита составляют от $0,005 \times 0,01$ до $0,01 \times 0,1$ мм [Якшин, Замалетдинов и др., 1971]. Качество нефрита зависит от степени спутанноволокнистости и величины волокон тремолита, от количества микропримесей и однородности структуры.

Анализ химизма нефритов СССР (табл. 26) показал, что железистость нефритов из месторождений Восточного Саяна колеблется в пределах 2—15%, что соответствует маложелезистым тремолитам [Дир и др., 1965]. Кристаллохимическая формула тремолита мономинерального яркого травяно-зеленого апогипербазитового нефрита жилы 3 Бортольского месторождения имеет следующий вид:



Для сравнения приводится кристаллохимическая формула тремолита из светлоокрашенного зеленого апокарбонатного нефрита Буромского месторождения:



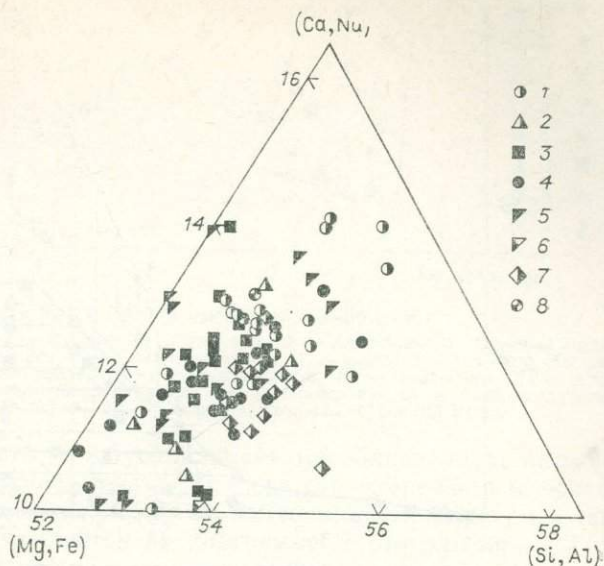
Наличие минеральных примесей в нефритах обуславливает отклонения химического состава нефритов от стехиометрических соотношений, характерных для моноклинных амфиболов. На диаграмме составов нефритов (рис. 41) выявляется значительный разброс точек анализов нефритов из различных месторождений от теоретического состава тремолита. Лучшие по качеству нефриты Оспинского и Уланходинского месторождений фиксируются вблизи тремолита или смещаются в сторону больших содержаний кальция, обусловленных примесью в породе диоксида. Нефриты,



Рис. 40. Электронно-микроскопический снимок апогипербазитового нефрита. Увел. 2000.

Рис. 41. Состав нефритов из месторождений СССР.

1 — Оспинское, 2 — Горлыкгольское, 3 — Уланходинское, 4 — Хамархудинское, 5 — Парамское, 6 — Шаманское, 7 — Витимское, 8 — теоретический состав тремолита.



содержащие хлорит и серпентин, смещаются к Mg—Si-стороне треугольника. Минералы-примеси, кроме диопсида, ухудшают качественные характеристики нефритов.

Содержания кальция в нефритах варьируют от 10,92 до 13,49%. Минимальные содержания элемента характерны для нефритовых проявлений типа Шаманского и Парамского в Витимском нефритоносном районе, в которых процесс нефритообразования проходил недостаточно интенсивно и в породе сохранились участки незамещенного серпентина. Избыток кальция может быть обусловлен либо наличием кальцита — для нефритов, претерпевших перекристаллизацию (Хамархудинское месторождение), либо присутствием волокнистого диопсида (Бортогольское, Уланходинское месторождения). В наибольшей степени генетическую сторону формирования и преобразования нефритов характеризует содержание в нефритах окисного и закисного железа. Для месторождений апосерпентинитового зеленого нефрита (Оспинское, Уланходинское, Парамское) характерны высокие концентрации закисного железа и преобладание его над окисным; соотношения магния и железа, двух- и трехвалентного железа соответствуют таковым в замещаемых серпентинитах. Для нефритов, претерпевших пострудную перекристаллизацию, наряду с общим уменьшением железистости, отмечается изменение соотношений FeO и Fe₂O₃ в сторону окисного железа. Типичным примером могут служить дымчатосерые нефриты Хамархудинского месторождения, серые непрозрачные Халиловского проявления на Южном Урале, диафторированные нефриты месторождения Нырдовоменшор на Полярном Урале.

При изучении распределения элементов-примесей в нефритах (табл. 27) выяснилось, что концентрации хрома, никеля и кобальта, яв-

Элементы-примеси в нефритах, вес. %

Таблица 27

Месторождение	Кол-во проб	Cr	Ni	Co	V	Ti	F
Оспинское	16	0,117	0,102	0,0065	0,0027	0,0065	0,04
Бортогольское	3	0,058	0,100	0,0053	0,0024	0,0092	0,02
Уланходинское	26	0,120	0,140	0,0062	0,0012	0,0038	0,04
Хамархудинское	32	0,066	0,059	0,0054	0,0046	0,0319	0,07
Кургушибинское	3	0,097	0,123	0,0061	0,0013	0,0180	0,025
Парамское	8	0,150	0,125	0,0064	0,0028	0,0062	Не обн.
Витимское (апокарбонатное)	12	0,002	0,0006	0,0002	0,0022	0,0093	0,57
Нырдовоменшор	7	0,111	0,057	0,0068	0,0017	0,0186	0,01
Халиловское	1	0,018	0,060	0,0022	0,0005	0,0022	0,02
Козмодемьяновское	1	0,080	0,090	0,0050	0,0008	0,0065	0,02
Китойское	1	0,003	0,012	0,0005	0,0023	0,0120	0,025
Горлыкгольское	3	0,027	0,105	0,0097	0,0029	0,0083	0,02

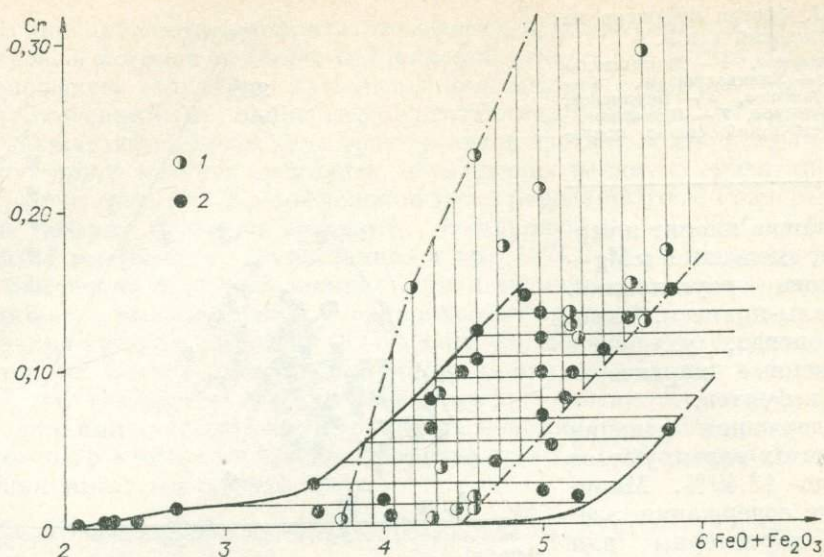


Рис. 42. Соотношение содержаний Cr и FeO + Fe₂O₃ в нефритах Оспинского (1) и Хамархудинского (2) месторождений, вес. %.

ляющихся реликтовыми элементами, отражают фоновое содержание в замещаемых серпентинитах, поэтому они не могут быть использованы для характеристики процесса нефритообразования. Более подходит для этих целей титан. В нефритах, связанных с апогаббровыми родингитами кварц-клиноцоизит-диопсидового состава, на Уланхондинском месторождении (первая нефритоносная зона) содержания титана минимальны и значительно отличаются от таковых в нефритах, ассоциирующихся с гранитоидами, а также от нефритов других регионов. Максимальные же концентрации титана отмечаются в нефритах Хамархудинского месторождения.

Содержание хрома в зеленых нефритах соответствует таковым в замещаемых серпентинитах. Корреляция содержаний хрома в нефритах и перекристаллизованных серпентинитах довольно четкая для месторождений зеленого нефрита (коэффициент корреляции $r = 0,41$) и отсутствует для месторождений, претерпевших перекристаллизацию и катаклаз.

Низкие фоновые концентрации хрома в неизмененных гипербазитах наблюдаются и в нефритах этих массивов (рис. 42). Так, пониженные содержания хрома в гипербазитах Хамархудинского массива обуславливают низкую хромистость нефритов из этого массива и отсутствие здесь нефритов ярких, сочно-зеленых тонов. Общее падение концентраций первичных для гипербазитов элементов в процессе перекристаллизации сопровождается повышением содержания титана (рис. 43).

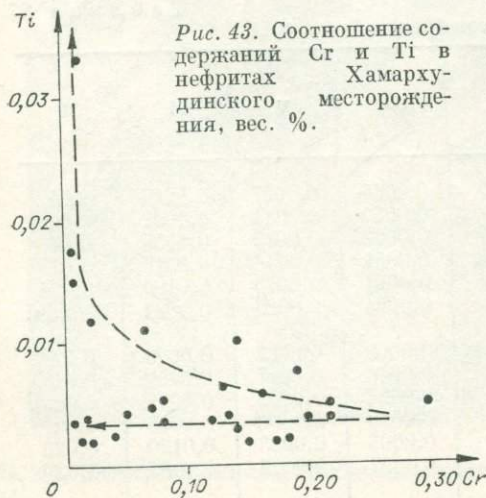


Рис. 43. Соотношение содержаний Cr и Ti в нефритах Хамархудинского месторождения, вес. %.

Соотношение актинолитовой (K_{Fe}) и роговообманковой (K_{Al}) составляющих в нефритах отображено на рис. 44. Анализ диаграммы показывает, что два основных месторождения нефрита, Оспинское и Уланхондинское, весьма близки друг другу по этим параметрам. Для нефритов Парамского месторождения и одного образца нефрита из Агардагского проявления (Тува) характерны повышенные содержания алюминия.

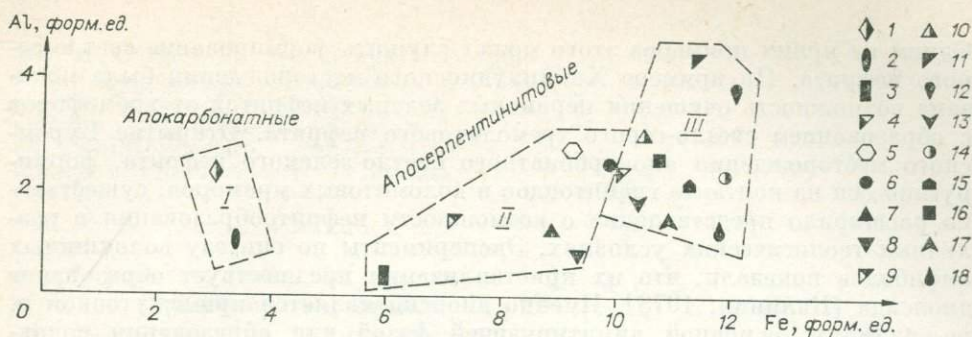


Рис. 44. Диаграмма соотношений Fe^{+} и Al^{4+} в амфиболах нефритов.

Месторождения: 1 — Витимское, 2 — Китайский Туркестан, 3 — Халиловское (Южный Урал), 4 — Шаманское, 5 — Куртушибинское, 6 — Хамархудинское, 7 — Бортогальское, 8 — Нырдово-меншор (Полярный Урал), 9 — Килианское, 10 — Горлыкгольское, 11 — Парамское, 12 — Агардакское (Южная Тува), 13 — Британская Колумбия, 14 — Оспинское, 15 — Сахиршулутское, 16 — Уланходинское, 17 — Ондолтойское, 18 — Космодемьяновское (Средний Урал).

Смена общей железистости обуславливает преобладающую окраску нефритов. Наиболее интенсивная зеленая окраска характерна для нефритов Оспинского месторождения. Следующее по интенсивности окраски Уланходинское месторождение сменяется на диаграмме Бортогальским и Горлыкгольским. Наибольшие вариации в содержании актинолитовой составляющей характерны для нефритов джидинской группы месторождений, в которых наряду с зелеными нефритами встречены и светло-серые разновидности. На диаграмме точки анализов нефритов Витимского месторождения фиксируются вблизи мономинерального тремолитового нефрита. Интересно отметить, что к этой области диаграммы приурочены и точки анализов нефрита из Китайского Туркестана. Следует указать, что на диаграмме (см. рис. 44) в промежутках между месторождениями нефрита в дунит-гарцбургитовых массивах и месторождениями, генезис которых пока не ясен, попадают нефриты Халиловского и Келянского проявлений из одноименных гипербазитовых массивов.

Рентгенограммы большинства нефритов близки рентгенограммам тремолита. При детальном изучении высококачественных нефритов на рентгенограммах стали выявляться дополнительные линии (см. табл. 10). При их идентификации было установлено, что они принадлежат диопсиду. При диафорезе нефритов отмечается замещение диопсида и тремолита хлоритом. В этом случае нефрит теряет яркость окраски и прозрачность.

Тонковолокнистая структура нефритов — результат псевдоморфно-метастабильного замещения микроантигоритового серпентинита. Низкая скорость роста кристаллов тремолита при высокой скорости зародышеобразования приводит к псевдоморфному замещению серпентина и преобладанию тонковолокнистых разновидностей. В нефритах сохраняется рисунок рудной вкрапленности, характерной для замещенного серпентинита; на отдельных участках встречаются псевдоморфозы нефрита по хризотил-асбесту. Главная особенность перекристаллизованных нефритов — очищение их от хромофоров. Вначале полностью исчезают реликты хромшпинелидов, затем из силикатной фазы выносятся хром и фиксируется в виде хром-гроссуляров в алюмосиликатных метасоматитах, и происходит полное очищение нефритов от железа. Для тремолитовых нефритов этого типа характерны мелкозернистость и голубоватая до светло-серой и белая окраски. В зависимости от интенсивности процессов перекристаллизации меняется соотношение хрома, никеля, титана, ванадия. В случае изменения фации метаморфизма происходит минеральное преобразование нефритов: появление призматических тремолитов. Благодаря подвижности алюминия и кремния в нефритах развиваются хлорит и тальк. Катаклазированные сланцеватые нефриты постепенно переходят в тремолититы.

В результате конвергенции геологических процессов в различных условиях формируются одинаковые конечные минеральные ассоциации.

Одним из ярких примеров этого может служить формирование светло-серого нефрита. На примере Хамархудиинского месторождения была показана возможность очищения первичных зеленых нефритов от хромофоров с образованием светло-серого тремолитового нефрита. Открытие Буромского месторождения апокарбонатного светло-зеленого нефрита, формирующегося на контакте гранитоидов и доломитовых мраморов, существенно расширило представление о возможности нефритобразования в различных геологических условиях. Эксперименты по синтезу волокнистых амфиболов показали, что их кристаллизации предшествует образование диопсида [Калинин, 1973]. Именно диопсид является промежуточной и, по-видимому, основной лимитирующей фазой для образования волокнистого тремолита. Диопсид как промежуточная минеральная фаза обнаруживается в апогипербазитовых и апокарбонатных нефритах. Четкое различие между нефритами различного генезиса обнаруживается по содержанию фтора. На этот факт впервые обратил внимание А. П. Секерин [1979а]. Нами проведено сравнение содержания фтора в нефритах различных месторождений СССР. Средние значения содержаний фтора (вес. %) для Витимского месторождения апокарбонатных нефритов — 0,57, Оспинского — 0,04, Уланхудиинского — 0,04, Нырдовоменшор — 0,01. Несколько большие значения содержаний фтора отмечаются у нефритов Хамархудиинского месторождения — 0,07 вес. % (см. табл. 27).

Изучение на микрозонде хромшпинелидов из нефритов Восточного Саяна показало, что по своему составу они отражают состав акцессорных хромшпинелидов из замещаемых гипербазитов (табл. 28). Вместе с тем, данные микрозондового анализа хромшпинелидов, нанесенные на диаграмме (рис. 45), позволили выяснить характер их изменения на различных этапах нефритобразования в сравнении с акцессорными хромшпинелидами гипербазитов. При этом в стадию прогрессивного метаморфизма хромшпинелиды становятся более магнезиальными (Уланхудиинское, часть нефритов Оспинского месторождения). В регрессивную стадию образуются феррихромиты (рис. 46).

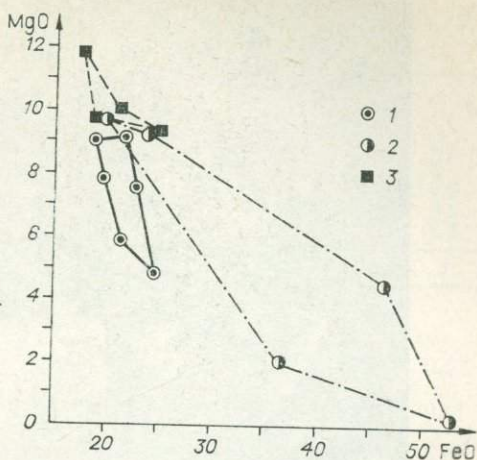
Важность генетической информации, получаемой при изучении акцессорных хромшпинелидов, очевидна. Являясь реликтовыми минералами замещаемых серпентинитов в зеленых нефритах, они сохраняют первичное соотношение элементов (табл. 30, жилы 3 и 9 Уланхудиинского месторождения и жила 18 Оспинского). В нефритах, претерпевших перекристаллизацию вплоть до образования прожилков светло-серого цвета, хромшпинелиды реагируют на изменение условий среды образованием каймы хромгроссуляра (рис. 47) или формированием цинксодержащих

Т а б л и ц а 28

Состав акцессорных хромшпинелидов из гипербазитов и нефритов Восточного Саяна, вес. %

Месторождение, жила	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	MgO	FeO	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	ZnO
<i>Оспинско-Китойский массив</i>								
Гипербазиты	60,60	11,00	7,30	19,10	2,00	0,025	0,15	—
Нефрит								
жила 5	43,28	7,47	4,50	40,63		0,05	2,02	1,24
7	36,50	4,91	0,20	52,82		0,07	1,33	5,10
10	41,40	21,93	9,20	24,31		0,20	0,67	2,63
18	60,79	10,63	9,66	20,08		0,08	0,34	Не обн.
<i>Харанурский массив</i>								
Гипербазиты	56,00	12,80	6,20	19,30	5,10	0,025	0,17	—
Нефрит								
жила 3	64,02	7,41	9,86	18,61		0,01	0,22	Не обн.
9	58,36	10,13	11,97	17,47		0,05	0,18	0,32
17	52,98	10,92	9,65	24,91		0,10	0,29	Не обн.

Рис. 45. Соотношение содержаний MgO и FeO в акцессорных хромшпинелидах из гипербазитов (1) и нефритов (2) Оспинского месторождения и нефритов (3) Уланходинского месторождения (данные микрозондового анализа, вес. %).



феррихромитов (табл. 30, жилы, 5, 7, 10 Оспинского месторождения; см. рис. 46). Отмечаются различные стадии преобразования хромшпинелидов — от обогащения цинком трещин (рис. 48) и краевых зон зерен хромшпинелидов до перекристаллизации с образованием богатых цинком

феррихромитов (рис. 49). Аналогичное распределение цинка в феррихромитах отмечено в ультрабазитах Зимбабве. Утверждение о том, что цинк-содержащие хромшпинелиды являются реликтовыми минералами мантии [Татаринов и др., 1980], совершенно не подкреплено фактическим материалом и не учитывает специфических особенностей распределения цинка в феррихромитах и большой дисперсии содержаний элемента в хромшпинелидах из нефритов, даже в пределах одной нефритоносной зоны.

В ряде нефритовых жил с неполным замещением исходных серпентинитов вокруг зерен хромшпинелидов формируется каемка из хлорита. Вместе с волокнистым тремолитом на первых стадиях процесса образуются волокнистые или веретеновидные кристаллы диопсида. Их наличие выявляется при изучении химизма ряда высококачественных нефритов. Отклонение от стехиометрии в нефритах в сторону увеличения содержаний кальция и пониженных содержаний H_2O^+ связано с наличием в составе нефритов примеси волокнистого диопсида, подтверждаемого данными рентгеноструктурного анализа. В большинстве нефритовых жил отмечаются участки перекристаллизации зеленых нефритов с образованием все более светло-зеленых (до светло-серых) разновидностей. Восстановительный процесс приводит к полному очищению нефритов от хромофоров (Fe^{2+} и Cr^{3+}) и выносу их за пределы зоны.

Для подтверждения представлений о различном генезисе нефритов был проведен кластер-анализ нефритов Оспинского, Хамархудинского и Витимского месторождений (рис. 50).



Р-тип кластер-анализа нефритов различных генетических типов, классифицирующий содержания элементов, отражает природу нефритообразования в различных условиях. В апосерпентинитовых нефритах Восточного Саяна выделяются две группы элементов: 1) характерных для рудных минералов гипербазитов (Al_2O_3 , Fe_2O_3 , V, Co, Cr, Ni); 2) активно участвующих в

Рис. 46. Соотношение содержания элементов в акцессорных хромшпинелидах из гипербазитов и нефритов (данные микрозондового анализа, вес. %).

1 — гипербазиты Оспинско-Китойского массива; 2—3 — нефриты Оспинского (2) и Уланходинского (3) месторождений.

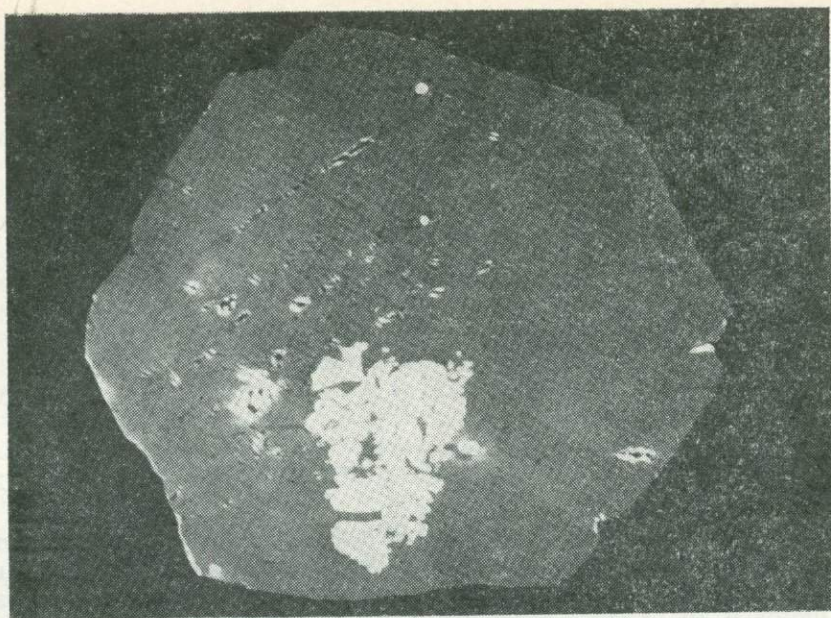


Рис. 47. Хромгроссуляр с реликтами хромшпинелида. Изображение в обратнорассеянных электронах. Увел. 200.

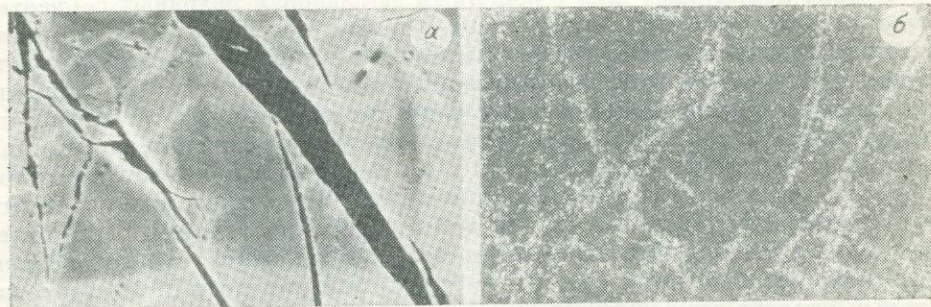


Рис. 48. Характер распределения цинка в хромшпинелиде из нефрита Улаиходинского месторождения.
а — изображение в обратнорассеянных электронах, увел. 1100, б — распределение цинка в образце.

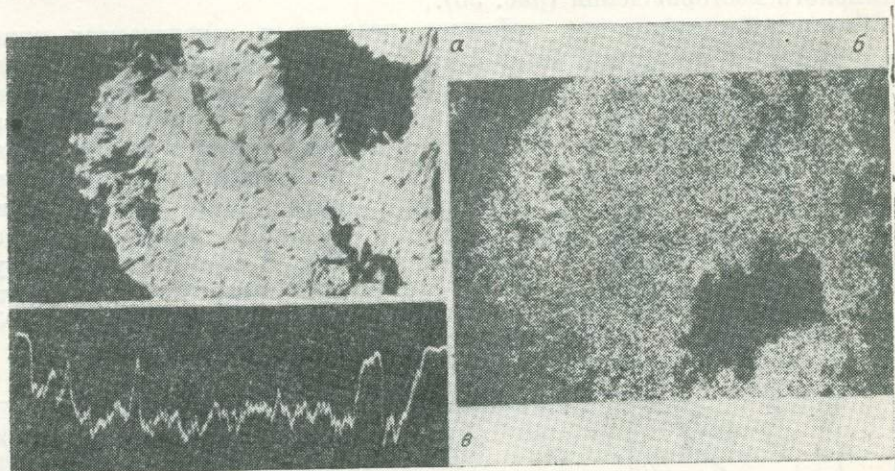


Рис. 49. Характер распределения цинка в феррихромите из нефрита Оспинского месторождения.
а — изображение в обратнорассеянных электронах. Увел. 1000, б — распределение цинка в образце, в — график сканирования цинка.

Параметры физико-механических свойств нефрита

Проба	Нефрит	Скорость рас- пространения упругих волн, м/с	Прочность на одноосное, кг/см ²		Сила сцепления, кг/см ²	Объемный вес, г/см ³	Удельный вес, г/см ³	Пористость общая, %
			сжатие	растя- жение				
1	2	3	4	5	6	7	8	9
<i>Оспинское месторождение</i>								
6/1	Темно-травяно-зеленый, массивный		4445			3,014	3,03	0,53
6/2	Травяно-зеленый, массив- ный		4429			3,007	3,012	0,17
52	То же	8420	5150	900	1090	3,02	3,05	1,0
7/1	Травяно-зеленый слабослан- цеватый		4210			3,003	3,012	0,3
7/2	Светло-травяно-зеленый слабосланцеватый		3683			2,987	3,012	0,84
7/3	Травяно-зеленый, массив- ный		5363			2,993	3,012	0,64
53	Неоднородной зеленой ок- раски слабосланцеватый	7770	2620	820	1190	3,00	3,03	1,0
Среднее		8095	4220	860	1140	3,004	3,024	0,67
<i>Горлыкгольское месторождение</i>								
30/1	Хлоритизированный табач- но-зеленый	6640	1790	280	330	2,92	2,96	1,36
30/2	Хлоритизированный табач- но-зеленый с пятнами тра- вяно-зеленого	6870	2960	480	570	2,94	2,98	1,35
30/3	Табачно-зеленый массив- ный	7110	3540	550	650	2,94	2,98	1,35
Среднее		6873	2760	440	520	2,93	2,97	1,35
<i>Зуносинское месторождение</i>								
МВ-203	Хлоритизированный темно- зеленый	7930	2670	430	390	2,97	3,00	1,0
МК-203	Хлоритизированный серо- вато-зеленый	7940	2720	870	1280	2,95	2,98	1,01
Среднее		7935	2695	605	835	2,96	2,99	1,01
<i>Уланходинское месторождение</i>								
50	Табачно-зеленый массив- ный	8260	4580	650	760	3,00	3,03	1,0
51	Светло-молочно-зеленый массивный	8580	5390	1230	1590	3,00	3,03	1,0
Среднее		8420	4985	940	1175	3,00	3,03	1,0
<i>Хамархудинское россыпное месторождение</i>								
1	Черный графитизированный		4417			3,019	3,02	0,1
2	Дымчато-серый однородный	6567	6567			2,977	2,98	0,2
3	Травяно-зеленый		9162			3,020	3,03	0,3
В-149	Дымчато-серый однородный	8190	4130	105		2,96		
В-146	Травяно-зеленый, внутрен- няя часть валуна	8150	6780	165		2,99		
В-186	Травяно-зеленый, область подвержена выветрива- нию	7950	4180	195		3,00		

1	2	3	4	5	6	7	8	9
В-165 В-560	То же	8920	5570	1140	1430	2,98	3,01	1,0
	»	7130	3570	1160	1720	3,02	3,07	1,6
Среднее		8068	5383	1150	1575	2,99	3,02	1,0

Хожуртовское месторождение

М-2/10	Грязно-травяно-зеленый, слабосланцеватый	8030	4070	1010	1340	2,99	3,04	1,6
М-2/15	Травяно-зеленый, слабосланцеватый	8200	4290	1020	1340	3,00	3,05	1,6
М-3/20	Травяно-зеленый массивный	8180	4160	1100	1500	3,00	3,03	1,0
Среднее		8136	4173	1043	1393	3,00	3,04	1,32

Кантегирское проявление

Травяно-зеленый массивный	8300	3260	980	1400	2,98	3,00	0,67
---------------------------	------	------	-----	------	------	------	------

процессе нефритообразования (CaO, SiO₂, FeO, MnO, Na₂O). Магний, являющийся главным инертным компонентом при нефритообразовании, не дает четкой корреляционной связи ни с одним элементом.

При кластер-анализе перекристаллизованных нефритов Хамархудиинского месторождения четко выделяются элементы, привносимые метасоматическими флюидами (кальций, натрий, алюминий, титан, ванадий, фосфор). Железо и марганец формируют отдельный микрокластер. Тесная положительная связь сохраняется и для когерентных в гипербазитах элементов-примесей группы железа (хрома, никеля, кобальта). В процессе перекристаллизации нефритов возрастают содержания кальция и алюминия за счет уменьшения содержания кремния и магния.

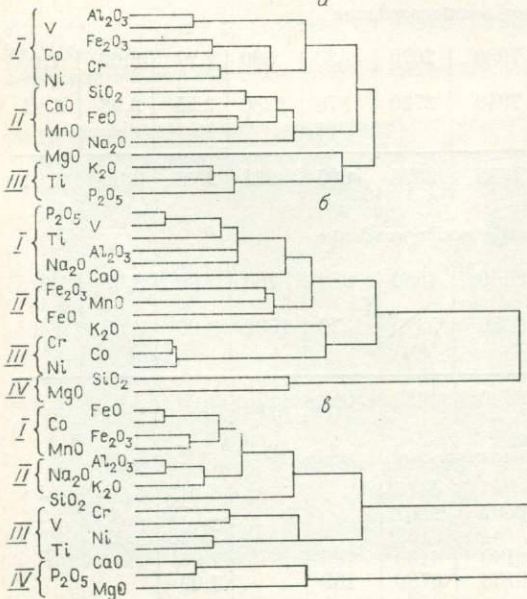
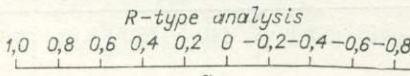


Рис. 50. Кластер-анализ нефрита, R-тип анализа.

Другую картину дает кластер-анализ апокарбонатных нефритов. В один микрокластер объединены кальций, магний и фосфор — типичные элементы карбонатных пород. Элементы-примеси группы железа (хром, ванадий, никель, титан) объединены в другой микрокластер. Эта группировка вообще не характерна для гипербазитов, поскольку хром и титан на всех этапах формирования и преобразования гипербазитов являются элементами-антагонистами. Роль гранитоидов в скарновом процессе подчеркивается микрокластером, вмещающим щелочи и алюминий. В дополнение к данным по содержанию фтора, концентрации которого в апогипербазитовых нефритах не превышают 0,25%, значения концентрации хрома и никеля позволяют уже в подстадию общих

Физико-механические свойства слабодисланцованного нефрита из жилы 7 Оспинского месторождения

Параметр	Номер пробы			
	7/1	7/2	7/3	7/4
Скорость распространения упругих колебаний, м/с				
Вдоль слоистости	9870	8900	9430	8950
Коэффициент вариации, %	4,5	2,6	1,8	2,2
Поперек слоистости	8820	8360	8560	8190
Коэффициент вариации, %	1,1	1,5	1,0	0,5
Прочность на одноосное сжатие, кг/см ²				
Вдоль слоистости	3360	2660	2270	3650
Коэффициент вариации, %	9,2	13,5	18,4	7,3
Поперек слоистости	5960	4090	4220	4330
Коэффициент вариации, %	5,4	13,9	15,3	8,1
Прочность на одноосное растяжение, кг/см ²				
Вдоль слоистости	320	—	210	390
Коэффициент вариации, %	10,1	—	6,7	7,1
Поперек слоистости	640	650	—	590
Коэффициент вариации, %	3,5	5,4	—	11,7
Плотность, г/см ³	3,03	3,03	3,03	3,03
Коэффициент вариации, %	0,76	0,79	0,77	0,69
Объемный вес, г/см ³	3,01	3,01	3,00	3,00
Коэффициент вариации, %	0,33	0,26	0,24	0,24
Пористость общая, %	0,66	0,66	0,99	0,66

поисков по вторичным ореолам рассеяния нефритов прогнозировать генетическую природу и степень метаморфизма нефритов коренных месторождений.

Высокая прочность, вязкость, просвечиваемость и полируемость — главные отличительные физико-механические свойства нефритов. Лучшие по качеству нефриты из сибирских месторождений при одноосном сжатии и растяжении выдерживают прочность, соответственно равную 9162 и 3020 кг/см² и обладают высокими акустическими свойствами. Удельный вес их варьирует от 2,97 до 3,04 г/см³ (табл. 29).

Интересные данные получены при исследовании физико-механических свойств слабодисланцованных нефритов из жилы 7 Оспинского месторождения, которые свидетельствуют о том, что большая прочность нефрита на сжатие и растяжение соответствует направлению, перпендикулярному сланцеватости. Полученные параметры физико-механических свойств приведены в табл. 30.

С целью определения чистоты обработанной поверхности нефрита на пробах-кубах, изготовленных из нефрита тех же проб, определена шероховатость поверхности по ГОСТу 2789—73 профилографом М—283. Измерения проводились по трем взаимно-перпендикулярным граням (табл. 31). В слабодисланцованных нефритах существенных отклонений шероховатости на разных

Таблица 31

Проба	Грань	Параметры шероховатости нефритов		Класс, ГОСТ 2789-73
		Шероховатость, мм		
7/1	1	0,022—0,032—0,034		12
	2	0,028—0,024—0,050		11
	3	0,024—0,038—0,052		11
7/2	1	0,060—0,064—0,050		11
	2	0,046—0,040—0,036		11
	3	0,062—0,044—0,072		11
7/3	1	0,056—0,052—0,056		11
	2	0,080—0,078—0,080		11
	3	0,052—0,040—0,036		11
7/4	1	0,060—0,044—0,050		11
	2	0,068—0,095—0,090		10
	3	0,052—0,064—0,042		11

гранях куба не отмечается, определились максимальный (12) и минимальный (10) классы шероховатости.

Подводя итог исследованиям нефрита, как полезного ископаемого, следует выделить главные параметры качества. Нефрит отличается приятным цветом, высокой чистотой полируемости, полупрозрачностью и прочностью. Как видно из рассмотренных выше характеристик, качество нефрита зависит от мономинеральности породы, т. е. близости минерального состава к амфиболовому и, соответственно, химического состава к стехиометрическим соотношениям, характерным для моноклинных кальциевых амфиболов ряда актинолит — тремолит. Наличие хромоформных элементов, прежде всего хрома, способствует появлению спектрально чистых цветовых оттенков в нефрите. Микроструктурные особенности, выражающиеся в преобладании спутанно-волоконистой и «пуховой» структур, обуславливают равномерную полируемость, полупрозрачность и прочность нефрита.

Лучшие по качеству нефриты обладают спутанно-волоконистой микроструктурой и близким к мономинеральному составом, характеризуются высокими значениями физико-механических параметров, таких как прочность, сила сцепления, скорость распространения упругих волн и высокая чистота полируемости.

5 ГЛАВА

Генезис нефритов и родингитов

Различные аспекты генезиса нефритов и родингитов рассматривались в работах И. В. Мушкетова [1881], Г. Траубе [Traube, 1887], К. И. Богдановича [1894], Е. Кальковского [Kalkowsky, 1906], Г. Штайманна [Steinman, 1908], А. А. Мамуровского [1918], Л. А. Ячевского [1925], Н. Д. Соболева [1940], Г. С. Кобба [Cobb, 1949], Ч. В. Честермена [Chesterman, 1951], Р. А. Криппена [Crippen, 1951], А. Ф. Коржинского [1958], Д. С. Коржинского [1955], Ю. Н. Колесника [1965], В. Хефлика [1967, 1968], Р. С. Замалетдинова и А. Н. Сутурина [1974, 1975], И. С. Якшина [1971, 1974], С. А. Гурулева и К. Ш. Шагжиева [1973], Р. Ф. Колбанцева и А. З. Конникова [1974, 1978], Л. В. Терещенко [1975], Е. Я. Киевленко и Н. Н. Сенкевича [1976], А. П. Секерина [1977а, б; 1979а, б] и др.

Обзор известных месторождений апогипербазитового нефрита [Колесник, 1965; Киевленко, Сенкевич, 1976] показывает, что нефрит — типичное контактовое образование, развивающееся в результате метасоматического замещения серпентинитов.

О генезисе нефрита существует множество различных мнений, часто взаимоисключающих друг друга. Многофазность процесса нефритообразования, а также пострудные преобразования нефрита (перекристаллизация, автолизия, диафорез), проявляющиеся также и в дайковых породах, осложняют истинную картину генезиса и приводят к всевозможным ошибкам. На основании многолетнего исследования нефрита и изучения большинства нефритовых месторождений СССР нами сделана попытка представить геолого-геохимические условия образования нефрита. В каждом из нефритовых месторождений больше отличий, чем общих черт, поэтому лишь при детальном сравнении различных месторождений можно прийти к общей гипотезе нефритообразования. Изучение месторождений

Сибири позволило уточнить факторы, влияющие на образование нефрита, и выяснить место нефритообразования в серии магматических и метасоматических процессов, происходящих в зонах глубинных разломов.

Нефрит образуется в результате инфильтрационно-диффузионного кальциевого метасоматоза по микроантигоритовым серпентинитам с перекрещенно-волокнуистой структурой на контакте последних с апогаббровыми или апогранитными метасоматитами. Роль даек габброидов и гранитоидов выражается в формировании экзоконтактовых оторочек микроантигоритовых серпентинитов. Процесс нефритообразования и формирования родингитов обусловлен воздействием на контактирующие породы восстановительных флюидов хлоридно-углекислотного состава.

Нефрит относится к серии полезных ископаемых, формирующихся в массивах дунит-гарцбургитовой формации в результате воздействия постмагматических растворов на консолидированные гипербазиты. Связь месторождений нефрита с массивами дунит-гарцбургитовой формации обусловлена рядом причин. Гипербазиты дунит-гарцбургитовой формации, являясь тугоплавким остатком селективного плавления верхней мантии, обладают весьма специфическим химическим составом. В первую очередь, это низкие концентрации кремния, кальция, алюминия и щелочей. Из элементов-примесей существенную роль в гипербазитах играют элементы группы железа: хром, никель, кобальт. Все другие элементы-примеси присутствуют в очень малых количествах. Гипербазиты появляются в раннюю стадию развития геосинклинальной системы и, обладая резко контрастным химическим составом по отношению к вмещающим породам и к более поздним интрузиям, активно реагируют на воздействие флюидов, сопровождающих внедрение более поздних габброидных и плагиогранитных интрузий, а также синорогенных батолитовых гранитоидных интрузий, а в ряде регионов — ультракислых и щелочных гранитоидов.

Одна из отличительных черт нефритоносных массивов — широкое развитие в них тектонических нарушений. Наиболее интенсивно зоны расщепления и катаклаза в гипербазитах проявлены в массивах, расположенных в местах сопряжения региональных разломов. Здесь же максимально проявлена магматическая деятельность. Кроме гипербазитов в участках сопряжения региональных разломов широко представлены интрузии основных и кислых пород. Дайковые тела и протяженные жилы габброидов и гранитоидов фиксируются как в зонах контакта ультраосновных массивов, так и в рассекающих массивы зонах катаклаза. Тектонические зоны постоянно сопровождаются хризотиловой серпентинизацией. Хризотилизация, по-видимому, является одной из первых стадий аллометаморфического преобразования гипербазитов, поэтому неслучайно намечается связь месторождений нефрита с теми массивами гипербазитов, в которых обнаружены месторождения или проявления хризотил-асбеста (Куртушибинское, Уланходинское, Оспинское и др.). Р. В. Колбанцев [1973] предлагает выделить три типа метаморфизма гипербазитов: хризотилловый, тальк-карбонатный и антофиллитовый. Хризотилловый тип метаморфизма выражается в последовательном проявлении лизардитизации, затем хризотилизации и, наконец, в образовании жил хризотил-асбеста. Влияния регионального метаморфизма при этом типе метаморфизма гипербазитов не отмечается. Часто вслед за аллометаморфической хризотилизацией следует внедрение даек кислых и основных пород. В экзоконтакте даек образуются микроантигоритовые серпентиниты с перекрещенно-волокнуистой структурой. Одним из условий образования подобных серпентинитов является создающееся при серпентинизации первичных пород кристаллизационное давление. Восстановительные условия процесса подтверждаются наличием никелистого и преобладанием закисного железа в микроантигоритовых серпентинитах. Вместе с тем характер распределения железа в них вообще не постоянен. Следует четко выделять магнетитсодержащие крупночешуйчатые антигоритовые серпентиниты с высоким содержанием окисного железа (рис. 51). Последние фор-

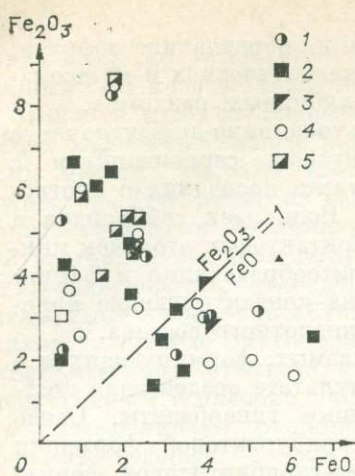


Рис. 51. Соотношение содержаний Fe_2O_3 и FeO в серпентинитах (вес. %).

Антигоритовые серпентиниты месторождений: 1 — Осипинского, 2 — Уланходинского, 3 — Парамского; хризотил-лизардитовые серпентиниты месторождений: 4 — Осипинского, 5 — Уланходинского.

мируются в орогенную фазу преобразования гипербазитов и характеризуются значительной насыщенностью магнетитом. В связи с этим часть антигоритовых серпентинитов на диаграмме (см. рис. 51) попадает в поле хризотил-лизардитовых серпентинитов. Разделение микроантигоритовых серпентинитов, типичных для экзоконтактов нефритовых жил, и крупночешуйчатых антигоритовых серпентинитов из нефритоносных гипербазитов имеет важное генетическое значение.

Породы двух других типов метаморфизма (антофиллитового и тальк-карбонатного), по-видимому, бесперспективны для образования нефрита. Для антофиллитового типа метаморфизма характерны более высокотемпературные процессы: оливинизация, энстатитизация, антофиллитизация. К тальк-карбонатному типу метаморфизма приурочены антигоритизация, карбонатизация и оталькование гипербазитов. Метаморфизм, развивающийся в условиях умеренных и малых глубин, связан с гидротермальной деятельностью гранитоидных интрузий и отмечается в зонах высокой проницаемости. Тальк-карбонатный тип метаморфизма следует вслед за хризотиловым. В эту стадию метаморфизма происходит диафорез нефрита за счет его оталькования, хлоритизации и карбонатизации.

Апосерпентинитовые нефритовые жилы локализуются в экзоконтактах апогаббровых и апогранитоидных метасоматов. Инфильтрационно-диффузионный кальциевый метасоматоз обусловлен воздействием гидротерм (преимущественно хлоридно-углекислотного состава), привносящих кальций как из глубинных магматических очагов, так и заимствовавших элемент из контактирующих пород или ксенолитов. Нефритообразование распадается на ряд разорванных во времени стадий. Контактное воздействие малых интрузий и даек основных и кислых пород ограничивается образованием зоны микроантигоритовых серпентинитов с перекрещенно-волокнистой структурой. В эту стадию дайковые породы или контактовые зоны малых интрузий претерпевают автотасоматические преобразования, выражающиеся в образовании апогаббровых амфибол-цоизитовых пород и альбитизации гранитоидов. Формирование вокруг интрузивных тел ореольной зоны микроантигоритовых серпентинитов с перекрещенно-волокнистой структурой является важным этапом нефритообразования, так как вмещающие гипербазиты не только химически, но и структурно подготавливаются для последующего метасоматического процесса. Обращаясь к анализу условий образования амфиболовых асбестов [Денискина, Калинин, 1974, 1974], можно оценить роль первичной переработки вмещающих пород. Обязательным условием синтеза волокнистых амфиболов является обеспечение высокой активности катионов группы У (формула амфиболов $\text{A}_{0-1}\text{X}_2\text{Y}_5\text{Z}_8\text{O}_{22}$ (ОН, F_2) и высокая растворимость исходного субстрата. Растворимость серпентина значительно выше растворимости оливина и пироксена. Преобразование породы в мелкозернистый агрегат резко увеличивает поверхностную площадь, а следовательно, и скорость реакции. Как показывают эксперименты, именно скорость реакции является лимитирующим фактором для образования волокнистых агрегатов. Г. Л. Поспелов [1973] указывает на важность процесса диспергитизации, имея ввиду не только механическое дробление пород, но и образование тонкозернистых агрегатов. Формирование ореолов микроантигоритовых серпентинитов вокруг даек габброидов и гранитоидов аналогично про-

цессу диспергитизации. В этом случае, с одной стороны, формируются легкорастворимые для последующего замещения породы, а с другой, микрорзернистость породы способствует тому, что скорость зародышеобразования преобладает над скоростью роста кристаллов. Этим, очевидно, в первую очередь обусловлено микроволокнистое строение нефритов, за счет чего в тремолитовом волокнистом агрегате сохранилась спутанно-волоконистая структура.

В процессе замещения нефритом микроантигоритовых серпентинитов сохраняется рисунок рудной вкрапленности, характерный для серпентинитов. На первых стадиях аллометаморфического процесса происходит лишь гидратация первичных орто- и метасиликатов. Как отмечалось выше, дайки и малые интрузии основных и кислых пород в стадию аутометаморфизма замещаются: первые — амфибол-плагиоклазовыми или амфибол-цоизитовыми породами, а вторые испытывают интенсивную альбитизацию. Эти процессы развиваются по периферии интрузивных тел вне зависимости от геологической обстановки, в которой они находятся (среди гипербазитов или в экзоконтакте массива). Следующая стадия метасоматического процесса в контакте серпентинитов и апоинтрузивных алюмосиликатных пород приводит к значительному изменению пород по обе стороны контакта. Весьма низкие концентрации кальция в гипербазитах являются причиной резкого повышения химического потенциала элемента в метасоматических растворах и образования на месте магнезиальных пород кальциевых парагенезисов, главным минералом которых является тремолит.

Растворы, производившие постмагматическое преобразование габброидов и гранитоидов, обуславливают тремолитизацию серпентинитов. Причем тремолититы образуются не только в контактовых ореолах интрузий, но и вне их. Тремомлититы отличаются от нефритов большей зернистостью, сланцеватой структурой, серым цветом и непрозрачностью.

Изучение характера привноса — выноса компонентов при образовании нефрита показало, что не только для развития апосерпентинитовой зоны, но и для формирования апогаббровых и апогранитных метасоматитов необходим привнос извне кальция, так как и в кварц-клиноцоизит-диопсидовых родингитах, и в тремолитизированных и цоизитизированных альбититах отмечается существенное увеличение кальция от первоначальных содержаний. Расчет баланса привноса — выноса элементов при метасоматических реакциях в контактовых зонах серпентинитов с гранитоидами и габброидами проводился, исходя из постоянства объема. В качестве примера для подтверждения сохранения объема при образовании нефрита может служить образование нефритовых тел по ксенолитам серпентинитов среди габброидов. Последние имеют зону закалки и не несут следов катаклаза, сопровождающего изменения объема (жила 6 Горлык-гольского месторождения). В пределах требуемой точности предположение о сохранении объема при процессах замещения не внесет значительно искажения истинного баланса привноса — выноса элементов. Гораздо важнее выбор метода определения баланса вещества и определение первичного химического состава породы. «Кислородный метод» Барта дает ошибочные результаты, так как объем, приходящийся на один моль кислорода в ячейках различных минералов может различаться в 2—3 раза [Наковник, 1958; Добрецов и др., 1970]. Простое сравнение анализов также не дает достоверной информации о привносе и выносе вещества. В связи с известными допущениями о составе замещаемой породы, более тонкие методы пересчета принципиального улучшения результатов не дают, так как ошибка кроется в допущениях об исходном составе породы. В пределах требуемой точности расчетов наиболее удобен метод расчета компонентов на единицу объема [Добрецов и др., 1970]. Для этого цифры анализа (вес. %) нужно умножить на объемный вес породы, но не на удельный вес, так как в общем случае необходимо учитывать разную пористость пород. Разности полученных количеств компонентов для «метасоматитов» и «исходных пород» дадут цифры привноса — выноса (в граммах на еди-

Расчет баланса вещества при метасоматическом замещении серпентинита нефритом в жиле 10 Уланходинского месторождения

Компонент	Содержание компонентов, г/100 г породы		Кол-во компонентов на единицу объема породы, г/100 см ³		$\Delta C = C_2 - C_1$ +Привнос -Вынос
	Проба 17, микроантитогристовый серпентинит	Проба 13, нефрит	C_1	C_2	
SiO ₂	42,10	56,92	109,46	170,76	+61,30
TiO ₂	0,11	0,12	0,29	0,36	+0,07
Al ₂ O ₃	0,12	0,36	0,31	1,08	+0,77
Fe ₂ O ₃	3,04	0,68	7,90	2,04	-5,86
FeO	0,54	3,41	1,40	10,23	+8,83
MnO	0,03	0,10	0,08	0,30	+0,22
CaO	0,28	12,32	0,73	36,96	+36,23
MgO	41,21	23,43	107,15	70,29	-36,86
Na ₂ O	0,01	0,06	0,03	0,18	+0,15
K ₂ O	0,01	0,02	0,03	0,06	+0,03
CO ₂	0,95	0,55	2,47	1,65	-0,82
H ₂ O ⁺	11,20	2,00	29,12	6,00	-23,12
ΣFe_2O_3	3,63	4,46	9,44	13,38	+3,94
Объемный вес, г/м ³	2,60	3,00			

ницу объема). Нами были определены объемные веса метасоматитов и исходных пород из различных нефритовых жил, связанных с апогаббровыми и апогранитными метасоматитами, которые были использованы при расчетах.

Для сравнения были рассчитаны балансы привноса — выноса вещества для двух типов жил Уланходинского месторождения, связанных с апогаббровыми (жила 10) и апогранитными (жила 7) метасоматитами.

Расчет баланса вещества при замещении серпентинита спутанно-волокнистым агрегатом тремолита по жиле 10 (табл. 32) показывает, что для образования нефрита необходим привнос кремния, кальция, суммарного железа. В меньших количествах привносятся титан, алюминий, марганец и щелочи. В результате процесса происходит высвобождение и вынос магния. Отмечаемые вариации содержания закисного и окисного железа обусловлены не только процессами привноса — выноса, но и процессами окисления — восстановления железа. Большую информацию об истинном перемещении элемента дает расчет по суммарному железу. Как и большинство реакций контактового метасоматоза, процесс нефритобразования является эндотермическим и включает в себя процессы химического взаимодействия с выделением воды и углекислоты.

Расчет баланса вещества при замещении метагаббро родингитов по жиле 10 будет несколько иной (табл. 33): наряду с привносом кальция и магния в меньших количествах привносятся кремний, марганец и титан, выносятся алюминий, щелочи и железо. В отличие от реакций в серпентинитах, метасоматические реакции по габброидам идут с поглощением воды и углекислоты, т. е. не требуют дополнительной энергии, что, возможно, является причиной более широкого, чем нефриты, распространения родингитов. Наглядно характер привноса — выноса при метасоматических процессах в контакте метагаббро и серпентинитов представлен на рис. 52. Здесь изображены вновь образованные метасоматические зоны нефрита и родингита и привнос — вынос элементов. Кальций привносится в обе зоны с метасоматизирующими растворами. Кремний также привносится растворами в обе зоны, но в габброиды в меньших количествах, чем в серпентиниты. Отмечается диффузия магния из серпентинитов в габброиды и обратная диффузия железа. Незначительное количество алюминия диффундирует в нефритовую зону. Метасоматизирующие растворы выносятся

Расчет баланса вещества при метасоматическом замещении метагаббро родингитом, около жилы 10 Уланходинского месторождения

Компонент	Содержание компонентов, г/100 г породы		Кол-во компонентов на единицу объема породы, г/100 см ³		$\Delta C = C_2 - C_1$
	Проба 11, габбро	Проба 12, родингит	C_1	C_2	+Привнос -Вынос
SiO ₂	49,18	48,32	147,54	152,69	+5,15
TiO ₂	0,39	0,59	1,17	1,86	+0,69
Al ₂ O ₃	14,75	4,06	44,25	12,83	-31,32
Fe ₂ O ₃	1,76	1,90	5,28	6,00	+0,72
FeO	7,90	6,14	23,70	19,31	-4,39
MnO	0,16	0,19	0,48	0,60	+0,12
CaO	11,22	19,04	33,66	60,17	+26,51
MgO	9,47	15,75	28,41	49,77	+21,36
Na ₂ O	2,88	0,16	8,64	0,51	-8,13
K ₂ O	0,07	0,02	0,21	0,06	-0,15
CO ₂	0,26	0,49	0,78	1,55	+0,77
H ₂ O ⁺	1,70	2,00	5,10	6,32	+1,22
ΣFe_2O_3	8,77	6,78	26,31	21,42	-4,89
Объемный вес, г/см ³	3,00	3,16			

из пород алюминий, магний и щелочи. В условиях избытка кальция за счет выносимых элементов происходит кристаллизация крупнокристаллических низкотемпературных агрегатов и прожилков клиноцоизита, альбита, а также поздняя альбитизация габброидов.

Несколько иная картина наблюдается на контакте гранитоидов и серпентинитов. При замещении серпентинита нефритом в жиле 7 Уланходинского месторождения (табл. 34) отмечается привнос кальция и кремнезема. В меньших количествах привносится алюминий, марганец и щелочи. Выносятся из породы магний и железо. Так же как и в нефритах, связанных с габброидами, процесс эндотермический. Идет он с выделением воды.

При замещении плагиопорфира родингитом около жилы 7 отмечается привнос кальция, магния, железа и марганца. Выносятся из плагиопорфира кремний, алюминий, щелочи и титан. Идет гидратация породы (табл. 35).

На рис. 53 наглядно представлен характер привноса — выноса в контакте гранитоидов и серпентинитов. Отмечается инфильтрация кальция в обе метасоматические зоны. В серпентиниты кремний привносится не только из глубинных источников, но и из гранитоидов. Отмечается диффузия магния и железа из серпентинитов в плагиопорфиры. Растворы

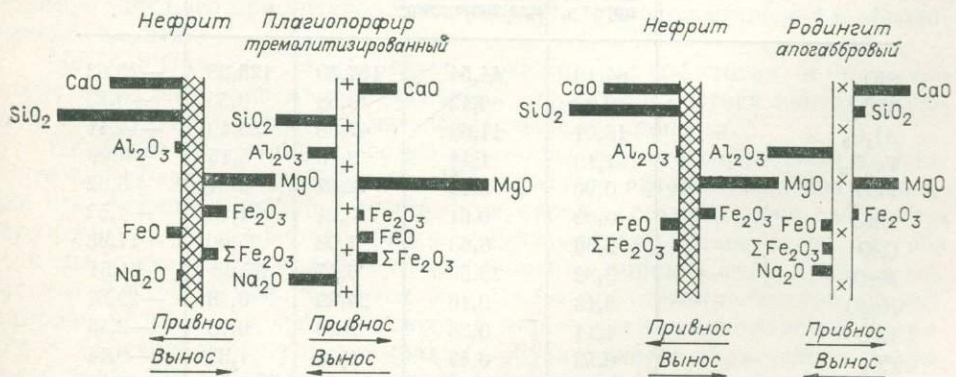


Рис. 52. Диаграммы привноса — выноса.

Расчет баланса вещества при метасоматическом замещении серпентинита нефритом в жиле 7 Уланходинского месторождения

Компонент	Содержание компонентов, г/100 г породы		Кол-во компонентов на единицу объема породы, г/100 см ³		$\Delta C=C_2-C_1$
	Проба 322-10, микроантигоритовый серпентинит	Проба 322-4, нефрит	C_1	C_2	+Привнос -Вынос
SiO ₂	40,88	56,00	108,74	168,00	+59,26
TiO ₂	0,08	0,15	0,21	0,45	+0,24
Al ₂ O ₃	0,12	0,63	0,32	1,89	+1,57
Fe ₂ O ₃	6,38	1,40	16,97	4,20	-12,97
FeO	1,71	3,34	4,55	10,02	+5,47
MnO	0,08	0,51	0,21	1,53	+1,32
CaO	0,70	12,18	1,86	36,54	+34,68
MgO	38,08	22,32	101,29	66,96	-34,33
Na ₂ O	—	0,06	—	0,18	+0,18
K ₂ O	0,01	0,06	0,03	0,18	+0,15
CO ₂	0,43	0,66	1,14	1,98	+0,84
H ₂ O ⁺	11,00	2,50	29,26	7,50	-21,76
ΣFe_2O_3	8,28	5,10	22,02	15,30	-6,72
Объемный вес, г/см ³	2,66	3,00			

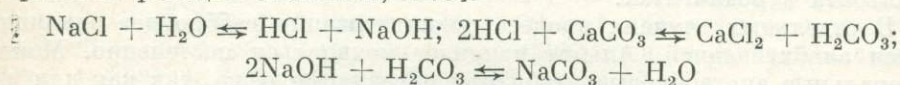
выщелачивают в первую очередь натрий. Избыток кремния, алюминия, кальция и щелочей обуславливает развитие альбита и тремолита. При сравнении характера привноса — выноса элементов выясняется важная роль диффузии компонентов. В отличие от нефритов, связанных с апогабровыми родинитами, нефриты, образующиеся в экзоконтакте гранитоидов, характеризуются худшим качеством. Это связано с оталькованием нефрита, которое обусловлено избытком кремнезема, диффундирующего из гранитоидов. Постоянное наличие тальковой зоны в метасоматических зонах, связанных с гранитоидами, подтверждает наше предположение.

Таблица 35

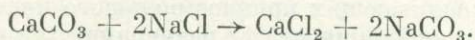
Расчет баланса вещества при метасоматическом замещении плагионопорфиров родинитом около жилы 7 Уланходинского месторождения

Компонент	Содержание компонентов, г/100 г породы		Кол-во компонентов на единицу объема породы, г/100 см ³		$\Delta C=C_2-C_1$
	Проба 322-1, плагионопорфир	Проба 322-3, термолитизированный плагионопорфир	C_1	C_2	+Привнос -Вынос
SiO ₂	64,10	44,54	157,30	128,28	-29,02
TiO ₂	0,22	0,12	0,58	0,35	-0,23
Al ₂ O ₃	18,01	11,63	47,90	33,49	-14,41
Fe ₂ O ₃	1,19	1,44	3,16	4,15	+0,99
FeO	0,90	3,13	2,39	9,01	+6,62
MnO	0,09	0,61	0,24	1,76	+1,52
CaO	2,66	8,68	7,08	25,00	+17,92
MgO	2,32	23,50	6,17	67,68	+61,51
Na ₂ O	9,13	0,16	24,29	0,46	-23,83
K ₂ O	1,11	0,26	3,20	0,75	-2,45
CO ₂	0,55	0,46	1,46	1,32	-0,14
H ₂ O ⁺	—	5,50	—	15,84	+15,84
ΣFe_2O_3	2,19	4,91	5,82	14,14	+8,32
Объемный вес, г/см ³	2,66	2,88			

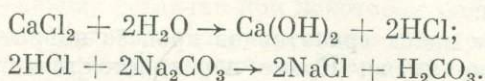
Наиболее вероятным источником раствора для нефритообразования следует считать глубинные магматические очаги гранитоидов. Анализ метасоматических колонок нефритовых жил показывает, что растворы по составу были близки к гранитоидам, поскольку последние, в отличие от габброидов изменяются в процессе не столь существенно. Это видно по петрографическому и химическому составам контактовых зон гранитоидов, незначительно отличающихся от исходных пород. Сами гипербазиты в процессе играют пассивную роль, так как в этот период они уже были раскристаллизованы и в большей степени серпентинизированы. Концентрации кальция в растворах могут повышаться также за счет адсорбции элемента из ксенолитов известняков или каких-либо других кальций-содержащих пород на контакте с серпентинитами. Ю. Н. Колесник [1974, 1976] указывает на различия в составе метасоматизирующих растворов в габбро-верлитовых и гарцбургитовых массивах. И в тех, и в других растворах, по его мнению, генерируются гранитоидами. Но в габбро-верлитовых массивах они имеют водно-углекислый состав, а в массивах гарцбургитового типа — хлоридно-углекислый и обогащенный натрием. Содержание в гидротермах хлористого натрия предопределяет их агрессивность по отношению к ксенолитам известняков, а также к карбонатным породам в зоне контакта гипербазитов. В системе будут наблюдаться следующие обратимые реакции [Калинин, 1973]:



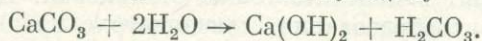
или суммарно:



В гидротермальных условиях хлористый кальций претерпевает гидролиз



Суммируя все реакции, приходим к следующему:



Каталитическая роль хлористого кальция сводится к созданию серии промежуточных соединений, облегчающих взаимодействие углекислоты с водой, с образованием гидрата окиси кальция и переходом кальция в раствор в этой форме.

Таким механизмом можно объяснить существенное увеличение концентрации кальция в эманациях гранитоидов. Возможно, что диссоциация углекислоты в восстановительных условиях, существующих на ранних этапах становления гипербазитов, приводит к образованию когенита, разложение которого при антигоритизации серпентинитов приводит к образованию графита.

Метасоматическая зональность, размеры, морфология и качество нефритовых жил зависят от взаиморасположения и состава контактирующих пород и интенсивности метасоматического процесса.

Наиболее крупные и качественные жилы нефрита образуются на контакте гипербазитов и габброидов. В результате аутометасоматоза последние превращены в амфибол-доизитовые породы, сохраняющие габбровую структуру. При инфильтрационно-диффузионном метасоматозе по обе стороны контакта происходит преобразование пород. Самой крайней метасоматической зоной является зона плотных перекристаллизованных микроантигоритовых серпентинитов с перекрещенно-волокнистой структурой. Привнос с растворами кальция обуславливает образование нефритовой зоны. На участках с интенсивным и длительным развитием метасоматических процессов широко развиты тремолититы. Их положение относительно нефритовой жилы может быть различным, но чаще всего неф-

риты встречаются внутри тремолититов или на контакте с серпентинитами. По составу нефриты и тремолититы идентичны. Различия выражаются в том, что в результате неполной переработки серпентинитового материала в тремолититах содержится несколько больше магния и воды, чем в нефрите. В процессе замещения серпентинита нефритовым агрегатом полностью сохраняется рисунок вкрапленности хромшпинелида. Апогаббровые амфибол-диопсидовые породы в результате метасоматического процесса преобразуются в родингиты, сложенные преимущественно кварцем, клиноцоизитом и диопсидом. Иногда непосредственно с нефритом контактирует маломощная диопсидовая зонка. Соотношения минералов в родингите могут быть самыми различными и зависят от условий образования и состава замещаемой породы. С метасоматизирующими растворами привносится кальций, а из серпентинитов происходит диффузия в габбровую зону магния. Алюминий и кремний характеризуются инертным поведением в метасоматическом процессе. Каждый из вновь образованных минералов отражает особенность этого процесса. Привнос растворами кальция и диффузия магния создают условия для образования диопсида; избыток алюминия и привнос кальция приводят к кристаллизации клиноцоизита; избыток кремния фиксируется в виде кварца. Одним из признаков интенсивности метасоматического процесса является выделение мономинеральных жилочистого крупнозернистого клиноцоизита и кристаллического альбита в родингитах.

В отдельных случаях процесс родингитизации габброидов заканчивается альбитизацией. Альбит начинает появляться постепенно. Мономинеральные апогаббровые альбититы образуются реже, так как для их формирования необходимо длительное воздействие эманаций щелочных гранитоидов, обуславливающих привнос большого количества натрия.

Не отмечается корреляция между размерами даек габброидов и мощностью нефритовых жил. Величина жил и качество нефрита зависят, главным образом, от интенсивности метасоматического процесса и мощности родингитовых зон.

В контактовых зонах гранитоидов процесс нефритообразования проявляется несколько иначе. Кроме перекристаллизации серпентинитов идет оталькование. Тальковая зона присутствует между серпентинитом и нефритом, и нефрит в контакте также оталькован. Другая характерная особенность нефритообразования, связанного с гранитами, — значительная магнетитизация как микроантгоритовых серпентинитов, так и нефрита, в котором не только замещается магнетитом хромшпинелиды, но и появляются новые зерна магнетита.

Переходная от нефрита к дайке гранитоида зона представлена чаще всего призматическим тремолитом. Гранитоиды в метасоматическом процессе преобразуются не так сильно, как габброиды. В контактовой зоне происходит альбитизация, частично теряется порфириовидная структура породы, отмечается появление розеток тремолита или частичное замещение тремолитом основной массы. Тремолитизированные апогранитные альбититы формируются за счет привноса растворами кальция и натрия и диффузии из серпентинитов магния. Характер процесса сходен с происходящим при родингитизации, но интенсивность его незначительна. В дополнение к рассмотренным зонам встречены апогранитные метасоматиты диопсидового и клиноцоизитового состава, контактирующие с нефритом. Для нефритовых жил, связанных с апогранитными метасоматитами, характерна корреляция между размером жил и величиной гранитоидных даек, но качество нефрита, также как и у жил, связанных с апогаббровыми метасоматитами, зависит в основном от интенсивности метасоматического процесса. По величине они уступают жилам, связанным с апогаббровыми родингитами, и качество нефрита большинства жил хуже, поскольку нефрит в них подвержен оталькованию и содержит включения призматического тремолита.

Более сложен процесс нефритообразования в ксенолитах серпентинитов, захваченных габброидами при их внедрении или тектоническими

подвижками. Краевые зоны габброидов также подвергаются процессам метасоматической переработки с образованием в отдельных случаях орто-амфиболитов или амфибол-тремолитовых пород. Ксенолиты серпентинитов в этом процессе замещаются тремолитовым агрегатом. Более тесная связь с габброидами выражается в усилении влияния их на химический состав нефрита. Колебания составов нефритов этого типа очень велики, значительны вариации цвета даже в пределах одного месторождения. В отдельных жилах вполне подвижный характер поведения отмечается для алюминия, в связи с этим резко возрастают концентрации алюминия в нефрите, фиксирующиеся как в структуре амфибола, так и в виде хлорита. Жилы нефрита ксенолитного типа испытывают значительное воздействие внешнего давления, что выражается в катаклазе, неравномерно прожилковой текстуре нефрита. Процесс нефритобразования чаще всего нерегулярный, прерывистый. Постоянно встречаются реликты серпентина. С этим типом жил могут быть связаны уникальные по цвету и структуре нефриты при небольших размерах тел.

В условиях воздействия кальциево-хлоридно-углекислотных растворов, обуславливающих избыточное количество кальция, нефритобразование идет по-иному. Создаются условия для выноса всех элементов-примесей, а также элементов, изоморфно входящих в структуру силикатов. Нефриты освобождаются от железа, хрома, никеля и приобретают серый цвет. Сходный характер имеет перекристаллизация нефрита в участках наложенных пострудных трещин, также приводящая к появлению светло-серых нефритов, не содержащих рудных примесей.

Нефрит ассоциируется с кварц-клиноцоизит-диопсидовым родингитом. Это несколько отличается от схемы образования нефритов, предложенной Ю. Н. Колесником [1965]. Ассоциация тремолита с кварц-клиноцоизит-диопсидовым трехминеральным парагенезисом стабильная при наиболее высоких для данного процесса потенциалов кальция. Парагенезис же тремолит — альбит устойчив при некотором понижении потенциала кальция. На пространственное размещение парагенезисов в первую очередь влияет состав замещаемых пород. Если при замещении безглиноземистых гипербазитов образуется нефрит в ассоциации с тальком, то при аналогичных физико-химических условиях по габброидам развиваются кварц-клиноцоизит-диопсидовые породы [Сутурин и др., 1973]. Ю. Н. Колесник [1965] на основе анализа парагенетических диаграмм считал, что волокнистый тремолит, слагающий нефрит, наиболее высокотемпературный. Экспериментальные исследования по синтезу волокнистых амфиболов показали, что волокнистые разновидности образуются в нижней половине поля устойчивости, примерно на 200°C ниже верхней температурной границы соответствующего амфибола (рис. 53). Для образования волокнистых амфиболов при более высоких температурах необхо-

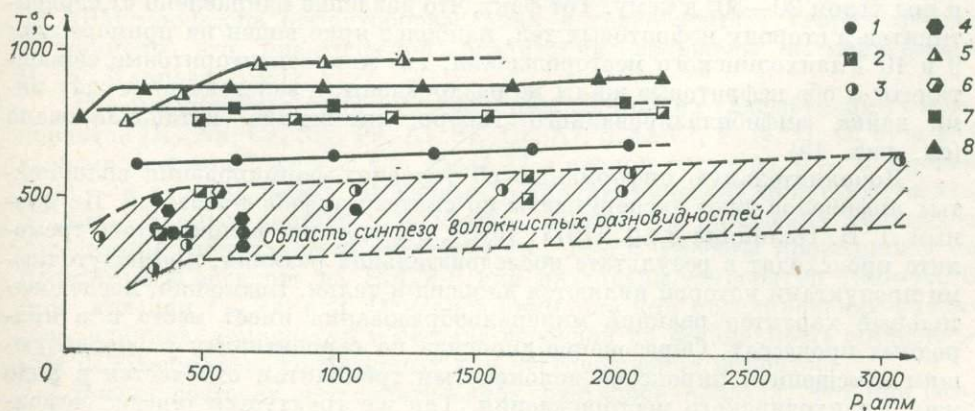


Рис. 53. $P-T$ диаграмма синтетических волокнистых и микропризматических амфиболов (по Д. В. Калинину, 1974).

1 — рибекит-арфведсонит; 2 — тремолит; 3 — рихтерит; 4 — кумингтонит; 5 — паргасит, 6 — ферроактинолит; 7 — глаукофан; 8 — магнезиорибекит.

димо значительное увеличение давления. Примерная температура образования природных волокнистых амфиболов 400—550°C [Денискина, Калинин, 1971, 1974]. Эти температуры сопоставимы с температурами образования клиноцоизит-диопсидовых парагенезисов.

Данные по гидротермальному синтезу волокнистых амфиболов показывают, что они синтезируются в результате последовательной реакции, промежуточным продуктом которой является диопсид [Калинин, 1973]. На фоне спада температур и давлений происходит увеличение химических потенциалов кальция и натрия во флюиде, что приводит к появлению везувиан-гроссуляровых, альбит-хлоритовых ассоциаций метасоматитов. По данным Д. В. Калинина [1969, 1973], кристаллизация гроссуляра обусловлена не окислительно-восстановительными условиями синтеза, а, в первую очередь, пресыщенностью системы кальцием. Эти данные согласуются с представлениями Ю. Н. Колесника [1965] о формировании гранатитов при максимальных химических потенциалах кальция. Гранатосодержащие родингиты в Харанурском и Хамархудином массивах формируются позже клиноцоизит-диопсидовых родингитов. Данные по изотопному составу водорода, кислорода и углерода в родингитах и нефритах США и Новой Зеландии [Wenner, 1979] подтверждают ювенильный, а не метеорный состав метасоматических флюидов.

В настоящее время существуют три точки зрения на механизм образования микроволокнистой структуры: за счет кристаллизационного давления при серпентинизации гипербазитов, воздействия стрессового давления при разгрузке тектонических напряжений и влияния высокого потенциала кальция. Рассматривая геологические условия образования нефрита, следует обратить внимание на постоянную ассоциацию микроантигоритовых серпентинитов с перекрещенно-волокнуистой структурой с нефритами. Структура микроантигоритовых серпентинитов в данном случае ни в коей мере не может быть объяснена высоким химическим потенциалом какого-либо элемента. Более вероятно влияние давления, обусловленного увеличением объема при серпентинизации. Давление это должно быть направлено в сторону вновь образуемой породы. Высокий химический потенциал кальция, как и предполагал Ю. Н. Колесник [1965], явился, по-видимому, причиной образования игольчатых кристаллов тремолита. Формирование же спутанно-волокнуистой структуры одной этой причиной объяснить сложно, так как образующиеся по участкам катаклаза в нефрите прожилки светло-серого перекристаллизованного нефрита второй генерации тонкозернистые, слабосланцеватые. При тектонических подвижках, в особенности в жилах нефрита, аналогичных жиле 7 Оспинского месторождения, которые приурочены к контакту массива, формируется сланцеватая структура. В нефрите жилы 7 отмечаются два главных направления иголок тремолита: параллельно тектоническому контакту и под углом 20—30° к нему. Тот факт, что давление направлено от серпентинитов в сторону нефритовых тел, наиболее ярко виден на примере жил 9 и 10 Уланходинского месторождения, где микроантигоритовые серпентиниты и обе нефритовые жилы не раздроблены, а залегающая между ними дайка амфиболизированного габбро интенсивно катаклазирована (см. рис. 15).

Дополнительную информацию об условиях формирования волокнистых амфиболов дают эксперименты по синтезу амфибол-асбестов. По данным Д. В. Калинина и др. [1971, 1975], образование волокнистого тремолита происходит в результате последовательной реакции, промежуточными продуктами которой являются диопсид и тальк. Возможно, последовательный характер реакций минералообразования имеет место и в природных процессах. Образование диопсида по серпентиниту с последующим замещением пироксена волокнистым тремолитом отмечается в ряде жил Уланходинского месторождения. Так же трактуется генезис нефрита горы Бикиляр на Среднем Урале [Мамуровский, 1918] и Кургушибинского месторождения в Западном Саяне [Секерин, 19776].

Для образования волокнистых амфиболов необходимы химические условия, обеспечивающие высокие скорости реакции при значительном пересыщении раствора и повышении активности в растворе натрия и магния [Денискина и др., 1974]. Эти условия реализуются в зонах контактов гипербазитов и апоинтрузивных метасоматитов. Волокнистые амфиболы обладают большой поверхностной энергией и являются неустойчивой фазой в сравнении с призматическими амфиболами, что предполагает быструю смену физико-химических условий. Призматические тремолиты могут замещать нефрит как при повышении температуры, так и при понижении. Длительное воздействие гидротерм приводит к перекристаллизации волокон в призмы при тех же химических условиях, которые обеспечили образование волокон. Локальное повышение давления увеличивает степень волокнистости. В пострудный период нефриты и ассоциирующиеся с ними метасоматиты реагируют на изменение физико-химических условий. В ряде гипербазитовых массивов в связи с активизацией тектонических движений наблюдается перемещение гипербазитов в верхние структурные этажи. Этот процесс сопровождается катаклазом и гидротермальной проработкой, обуславливающей диафорез аподайковых пород и нефритов. Алумосиликатные породы, отвечающие амфибол-роговиковой фации метаморфизма, перерождаются в условия мусковит-роговиковой фации. Для этой стадии характерен парагенезис пород актинолит + кварц + альбит + эпидот + кальцит. Появление хлорита в нефритах и метасоматитах служит индикатором ухудшения качества нефрита.

Апокарбонатный нефрит образуется в результате инфильтрационно-диффузионного кремниевое метасоматоза по доломитовым мраморам на контакте с гранитоидами. Процесс нефритообразования связан с образованием зон скарнирования в доломитовых мраморах. По минеральному парагенезису метасоматические образования относятся к низкотемпературной (350—400°C) фации известковистых скарнов, а широкое развитие тремолита и диопсида связано с высокой магниальностью среды. Скарнирующие флюиды представляют, вероятно, надкритические гидротермальные растворы магматического происхождения, о чем свидетельствует повышенное содержание фтора в апокарбонатных нефритах. Нефритообразование отмечается только в мелких ксенолитах доломитовых мраморов среди гранитов. Мощные толщи доломитов, несмотря на протяженный контакт с гранитами, подвержены перекристаллизации и незначительной тремолитизации. Это, очевидно, можно объяснить эффектом термостатирования в небольших ксенолитах доломитовых мраморов, способствовавшего более интенсивному протеканию метасоматических процессов [Секерин, 1979].

Изложенные представления о генезисе нефрита, основанные на изучении парагенезисов минералов и экспериментальных исследованиях, явились концептуальной основой физико-химического моделирования на ЭВМ процессов нефритообразования в гипербазитах. Теория метода и примеры его практической реализации изложены в монографии И. К. Карпова [1981].

Рассматриваемая нами мультисистема состоит из 17 независимых компонентов (K, Na, Ca, Mg, Fe, Al, Si, Cr, Ni, S, C, Cl, F, N, H, O, e) и 168 зависимых компонентов, в том числе 77 в водном растворе, 8 — в газовой и 83 — в твердой фазах. Исходные термодинамические константы взяты из литературных данных, параметры хромовых и никелевых силикатов рассчитаны специально [Сутурин и др., 1982]. Расчеты проводились по программе «Селектор» на БЭСМ-6 для интервала температур 150—400°C при давлении 1—500 атм. Основное внимание при моделировании уделялось влиянию температур и состава флюидов на стабильность минеральных парагенезисов, характерных для месторождений нефритов.

Расчет составов метасоматических растворов показал, что при воздействии водных растворов на гарцбургиты получаемые равновесные с серпентинитами флюиды имеют преимущественно магний-кальциевый состав и низкие параметры Eh и pH (табл. 36). Моделирование воздействия флю-

Тип раствора	t°, C	Состав рас						
		K	Na	Ca	Mg	Fe	Al	Si
Серпентинизирующийся	150	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$	0,02	0,05	$7,6 \cdot 10^{-1}$	$8,6 \cdot 10^{-13}$	$6,9 \cdot 10^7$
	390	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$	0,04	0,03	$1,8 \cdot 10^{-6}$	$2,4 \cdot 10^{-5}$	$6,9 \cdot 10^{-4}$
Нефритобразующий	350	$9 \cdot 10^{-7}$	$4 \cdot 10^3$	$9 \cdot 10^{-4}$	$8 \cdot 10^{-5}$	$4 \cdot 10^{-8}$	$6 \cdot 10^{-3}$	0,17
	390	$1,2 \cdot 10^{-6}$	0,01	$7 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$6 \cdot 10^{-7}$	0,04	0,14
	400	$1,2 \cdot 10^{-6}$	0,01	$6 \cdot 10^{-4}$	$4 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-6}$	0,05	0,13

идами такого состава на серпентиниты в интервале температур 300—400°C не привело к формированию тремолитсодержащих парагенезисов. Основными кальциевыми минералами, образующимися при этом процессе, являются гранаты андрадит-гроссулярового состава при температурах свыше 300°C и пектолит — в низкотемпературной области. Рассчитанные составы нефритобразующих флюидов характеризуются существенно восстановительными параметрами и щелочной реакцией (см. табл. 36). Важно отметить высокие концентрации натрия и кремния при снижении содержания в растворах различных водных соединений кальция. Выявление столь необычного состава флюидов, в большей степени характерного для флюидов, сопровождающих внедрение даек плагиогранитов, подтверждает наш тезис о парагенетической связи дайковых комплексов с нефритообразованием и роли хлоридов натрия и кальция в качестве катализаторов процесса образования волокнистых тремолитов. Представление Р. Г. Колмана [1979] о важной роли в нефритообразовании кальцийсодержащих серпентинизирующих растворов не нашло экспериментального подтверждения. Растворы такого состава формируют гранатовые породы, включая ювелирные демантоиды, а также различные везувианиты и диопсид-гроссуляровые родингиты.

Выяснив важное значение состава флюидов для нефритообразования, мы провели экспериментальный подбор исходного для физико-химического моделирования субстрата. Таковым стал микроантигоритовый серпентинит с нефритоподобной спутанно-волокнистой микроструктурой. Воздействие на серпентинит флюида моделировалось при температурах 300—400°C в условиях различной степени протекания реакции (v). Термо-

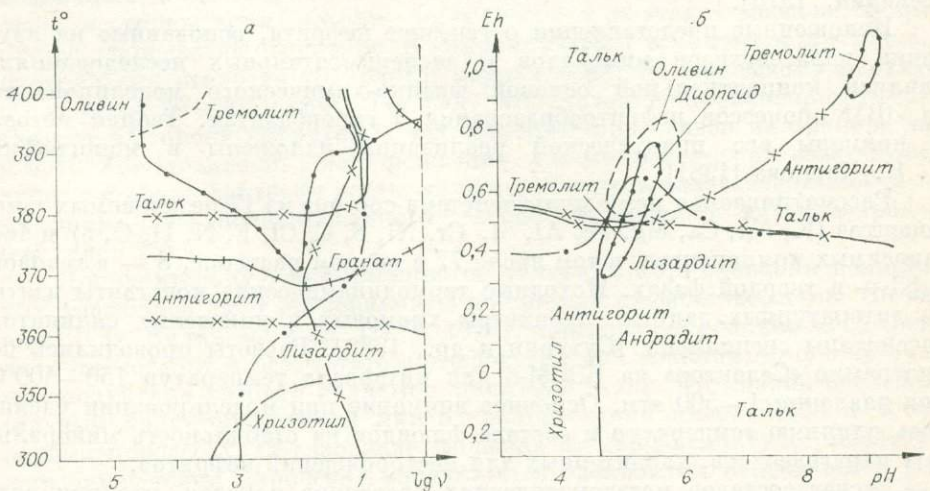
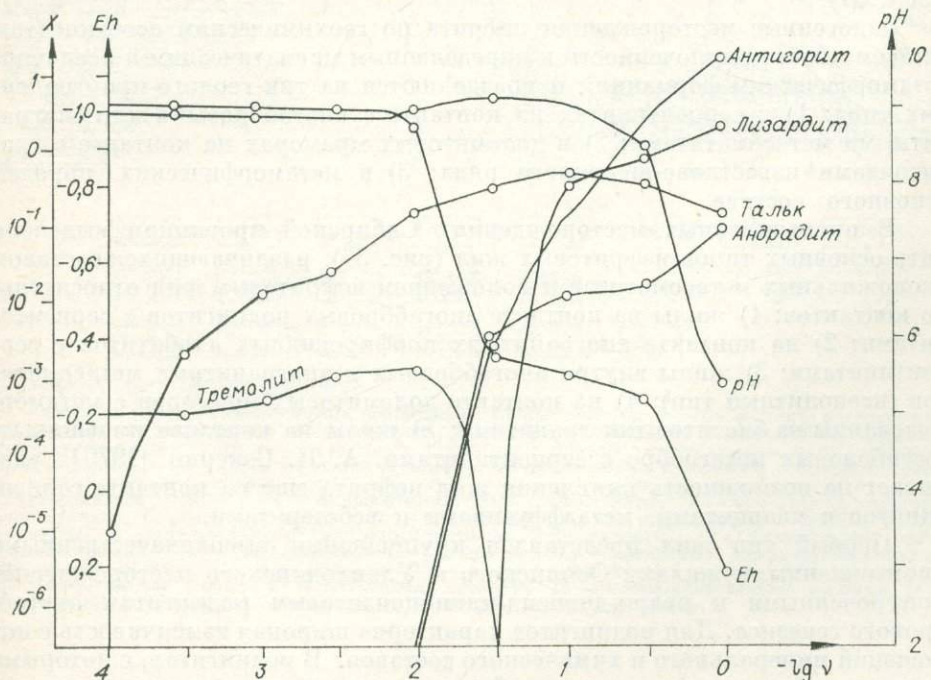


Рис. 54. Влияние температуры и степени протекания реакции на состав минеральных парагенезисов при нефритообразовании (а); поля стабильности минералов на диаграмме $Eh-pH$ (б).

тических растворов

ТВОРОВ, МОЛЬ/Л							Eh	pH
Cr	Ni	C	Cl	F	H	O		
$8,3 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-8}$	0,05	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-5}$	0,07	0,16	-0,3	6,89
0,02	$5,9 \cdot 10^{-8}$	0,05	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-5}$	0,12	0,20	-0,6	5,43
$8 \cdot 10^{-4}$	$6 \cdot 10^{-14}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-6}$	0,7	0,7	-0,86	8,85
$9 \cdot 10^{-3}$	$1,4 \cdot 10^{-13}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-6}$	0,7	0,7	-1,0	8,92
$9 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-13}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-6}$	0,7	0,7	-1,04	9,01

динамическая роль параметра ν объяснена в работе И. К. Карпова [1981]. Степень протекания реакции, отражая соотношения количеств раствора и замещаемой породы, дает возможность представить состав метасоматических пород от тыловой к фронтальным зонам. Результаты моделирования приведены на рис. 54, на котором виден характер и последовательность образования различных минералов. На начальных этапах нефритообразования формируется гранат, замещающий хромшпинелиды. Смена различных полиморфных модификаций серпентинов обусловлена в первую очередь температурными факторами. Близкими по температурам образования к тремолиту являются тальк и антигорит. Тремолит формируется в интервале температур 370—400°C на поздних этапах метасоматического процесса. При более высоких температурах отмечается тенденция образования оливина. В связи с тем, что оливинизация в экзоконтактах нефритовых жил не проявлена, температуры свыше 400°C, по-видимому, не характерны для нефритообразования. Близкие температурные параметры получены А. П. Секериным [1979]. Еще более жесткие параметры, лимитирующие нефритообразование, выявились при изучении роли окислительно-восстановительных условий. Область стабильности тремолита занимает очень узкое поле и соответствует максимальным для данного процесса Eh и pH (см. рис. 54, б). Вторая область существования тремолита характеризуется

Рис. 55. Динамика кристаллизации минералов при нефритообразовании ($t = 400^\circ\text{C}$).

тремолит-оливин-диопсидовым парагенезисом, типичным для жильных пироксенитов и не связанным с нефритообразованием. Динамику процесса можно проследить на рис. 55, где отображен характер кристаллизации минералов. Представлен изотермический разрез для $t = 400^\circ\text{C}$. Для наглядности на графике нанесены кривые Eh и pH. Выявляется наличие геохимического барьера при величине $\lg v = 1,5$, после которого начинается кристаллизация тремолита, становящегося к концу процесса главной минеральной фазой. Для всего периода тремолитообразования параметры Eh и pH остаются неизменными.

Физико-химическое моделирование апогипербазитового нефритообразования подтвердило жесткие параметры минералообразования, характерные для процесса ($t = 370\text{--}400^\circ\text{C}$; Eh = $-0,9\text{--}1,1$; pH = $8,8\text{--}9,1$). Моделирование позволило показать уникальность процесса, роль флюидов и их природу.

6 ГЛАВА

Типы месторождений нефрита и критерии нефритоносности

Генетическое разнообразие месторождений нефрита в Сибири дало возможность разработать их классификацию, характерную в целом для месторождений мира. Анализ геолого-структурных особенностей месторождений нефрита позволил выделить среди промышленных месторождений Сибири две генетические группы — эндогенную и экзогенную (табл. 37).

Эндогенные месторождения нефрита по геохимическим особенностям метасоматоза, приуроченности к определенным магматическим и осадочно-метаморфическим формациям подразделяются на три геолого-промышленных типа: 1) в серпентинитах на контакте с апогаббровыми или апогранитными метасоматитами; 2) в доломитовых мраморах на контакте с гранитоидами известково-щелочного ряда; 3) в метаморфических породах основного состава.

В промышленных месторождениях Сибирской провинции выделено пять основных типов нефритовых жил (рис. 56), различающихся составом околосильных метасоматитов и положением нефритовых жил относительно контактов: 1) жилы на контакте апогаббровых родингитов с серпентинитами; 2) на контакте апогранитных порфиroidных альбититов с серпентинитами; 3) жилы внутри апогаббровых и апогранитных метасоматитов (ксенолитный тип); 4) на контакте доломитовых мраморов с метаморфизованными биотитовыми гранитами; 5) жилы на контакте плагиоклаз-амфиболовых метагаббро с серпентинитами. А. П. Секерин [1979] указывает на возможность выявления жил нефрита еще на контакте серпентинитов с кварцитами, метаэффузивами и вебстеритами.

Первый тип жил представлен крупнейшими высококачественными промышленными жилами Оспинского и Уланходинского месторождений, приуроченными к кварц-диопсид-клиноцоизитовым родингитам апогаббрового генезиса. Для родингитов характерна широкая изменчивость соотношений минерального и химического составов. В родингитах, с которыми связаны нефриты, степень метаморфизма максимальна, поэтому в них в ос-

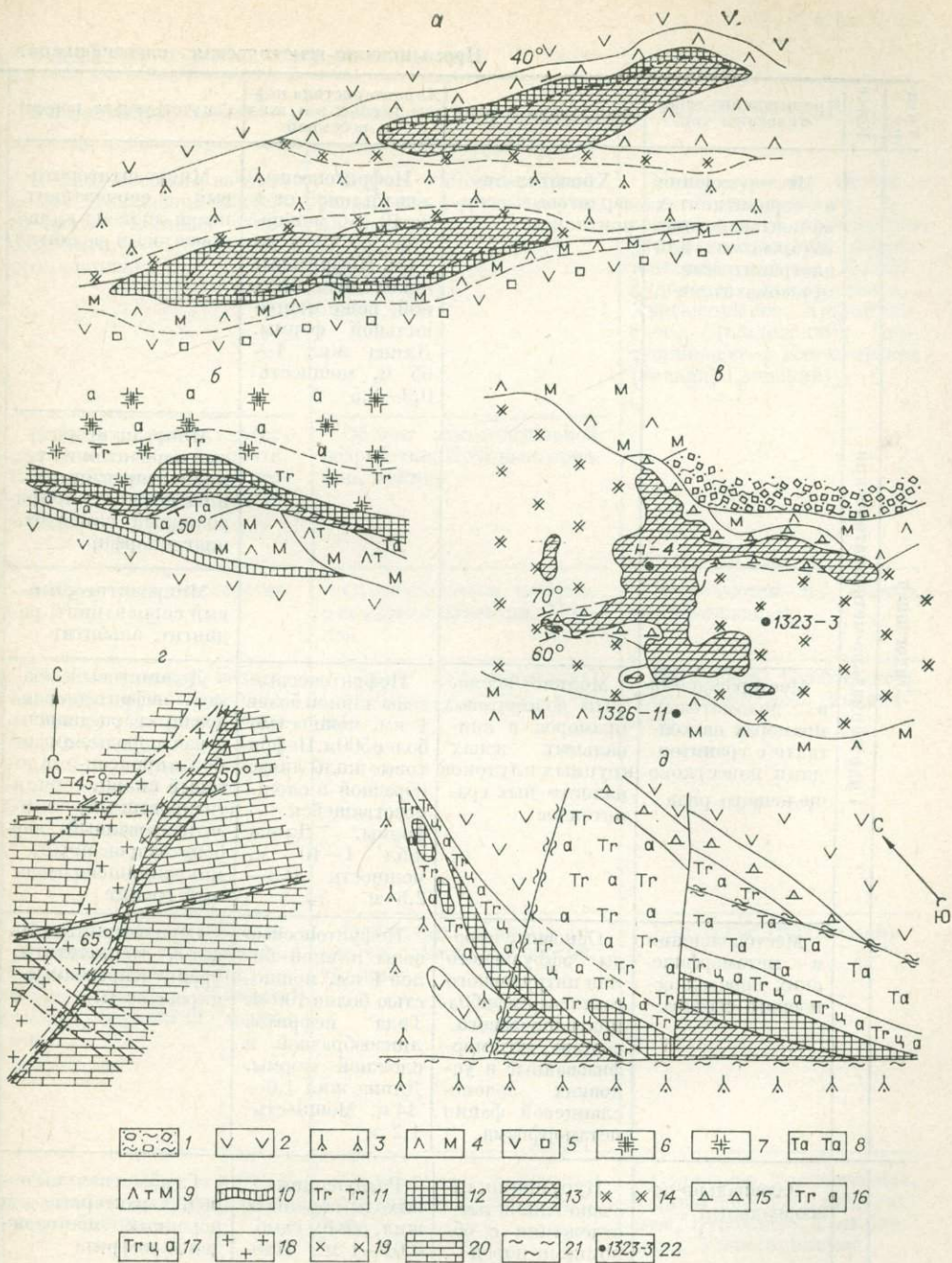


Рис. 56. Типы нефритовых жил.

а — жилы на контакте апогаббровых родингитов с серпентинитами, б — на контакте апогранитных порфировидных альбититов с серпентинитами, в — внутри апогаббровых и апогранитных метасоматитов (ксенолитовый тип), г — на контакте доломитовых мраморов с метаморфизованными биотитовыми гранитами, д — жилы на контакте плагиоклаз-амфиболовых метагаббро с серпентинитами. 1 — элювиально-делювиальные отложения, 2 — хризотил-лизардитовые серпентиниты, 3 — амфиболлизированное габбро, 4 — микроантигоритовые серпентиниты, 5 — хризотил-лизардитовые серпентиниты с реликтами оливина, 6 — плагиопорфиты, 7 — порфировидные альбититы, 8 — талькиты, 9 — оталькованные микроантигоритовые серпентиниты, 10 — асбестизация, 11 — тремолитизация, 12 — тремолититы, 13 — нефриты, 14 — родингиты кварц-клиноцоизит-диопсидового состава, 15 — диопсиды, 16 — альбит-тремолитовая порода, 17 — альбит цоизит-тремолитовая порода, 18 — биотитовые граниты, 19 — метаморфизованные граниты, 20 — доломитовые мраморы, 21 — катаклиз, 22 — штуфная проба и ее номер.

Промыленно-генетическая классификация

Группа	Класс	Промыленно-генетический тип	Вмещающие породы	Характеристика нефритовых зон, жил и россыпей	Сопутствующие породы
Эндогенная	Гидротермально-метасоматический	Месторождения в серпентинитах на контакте с апогаббровыми или аногранитными метасоматитами	Хризотил-лп-зардитовые серпентиниты	Нефритовые жилы длиной от 1 до 10 км, мощностью от 40 м до 1 км. Нефритовые жилы линзообразной, реже неправильной формы. Длина жил 1—65 м, мощность 0,3—2,5	Микроантгоритовый серпентинит, кварц-диопсид-клиноцоизитовый родингит
		Месторождения в доломитовых мраморах на контакте с гранитоидами известково-щелочного ряда	Мелкие ксенолиты доломитовых мраморов в апикальных зонах крупных плутонов палингеновых гранитоидов	Нефритовые жилы линзообразной и сложноветвящейся формы. Длина жил 1—10 м, мощность 0,3—2,5 м	Доломитовый мрамор, нефрит-диопсидовая, кварц-диопсидовая породы, амфибол-пироксен-эпидотовый скарн, серицитизированный, эпидотизированный, карбонатизированный, микроклинизированный гранит
		Месторождения в метаморфических породах основного состава	Основные породы эффузивного или интрузивного генезиса, амфибол-плагноклазового состава, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма	Нефритовые жилы длиной более 1 км, мощностью более 100 м. Тела нефритов линзообразной и сложной формы. Длина жил 1,6—14 м. Мощность 1,2 м	Серпентиниты, талькиты, тремолититы, уралитизированные пироксениты
Экзогенная	Россышной	Элювиально-делювиальный	Курумники, песчано-глинистые отложения с обломками пород	Разрушенные выходы коренных жил, объем глыб 0,01—1 м ³ . Площадь зависит от рельефа местности и размеров жил	Глыбы и валуны пород, характерные для коренных месторождений нефрита
		Ледниково-аллювиальный	Речные валунно-галечно-песчаные образования, на террасах перекрытые суглинками	Террасовые и русловые россыпи длиной до первых десятков км. Объем валунов до 10 м ³ . Орел рассеяния валунов достигает более 100 км	

месторождений нефритов Сибири. Составил Р. С. Замалетдинов.

Характеристика нефрита	Промышленное значение	Примеры месторождений
Нефрит высокого качества сочного травяно-зеленого цвета. Примеси: диопсид, антгорит, хризотил, хромшпинелид	Объект самостоятельной разработки. Крупные, средние, мелкие	Уланходинское, Оспинское, Горлыкгольское, Зуноспинское, Бортогольское (Восточно-Саянский нефритовый район); Хамархудинское, Хохюртовское, Харгантинское, Хангарульское, (Джидинский); Куртушибинское, Кантегирское (Западно-Саянский)
Нефрит среднего качества серовато-зеленого цвета. Примеси: диопсид, антгорит, тальк, хромшпинелид, магнетит	Объект самостоятельной разработки. Крупные, средние, мелкие	
Нефрит разного качества	Отрабатывается попутно с основным объектом. Мелкие	Встречаются на многих месторождениях
Нефрит высокого качества, белого и светло-зеленого цвета. Примеси: кальцит, диопсид	Объект самостоятельной разработки. Средние, мелкие	Буромское, Голубинское, Александровское (Витимский)
Нефрит разного качества от высокого до низкого, цвет от серовато-белого до темно-зеленого. Примеси: хлорит, серпентин, магнетит	Может быть объектом самостоятельной разработки. Мелкие	Парамское (Витимский)
Качество нефрита зависит от качества нефрита коренного объекта	Отрабатывается попутно с основным объектом. Мелкие	Оспинское, Хохюртовское, Харгантинское, Хангарульское, Буромское, Голубинское, Уланходинское
	При значительных запасах и компактности россыпи являются объектом самостоятельной разработки. Средние, мелкие	Реки: Ара-Хушан-Жалга, Хара-Жалга, Оют; Хохюрта, Джида, Болдокто (Джидинский); Витим, Бамбуйка, Ципа, Буром, Малая Оломи (Витимский)

новном не сохраняются реликты первичных пород. Визуально они выделяются серовато-желтым цветом и широким развитием в них прожилков, сложенных звездчатыми агрегатами клиноцоизита.

Второй тип жил связан с порфировидными альбититами апогранитного генезиса. До последнего времени оспаривался апогранитный генезис порфировидных альбититов на Уланходинском месторождении. Открытие Горлыкгольского и Зуносинского месторождений, а также выявление слабометаморфизованных даек плагиогранитов и установление постепенных переходов от плагиопорфиров к порфировидным альбититам в пределах Уланходинского и Оспинского месторождений позволило подтвердить возможность образования нефритовых жил в экзоконтакте даек кислых пород. Геохимическое изучение апогранитных метасоматитов показало существенное отличие их от апогаббровых родингитов, которые отражают в своем составе особенности габброидов. Нефрит в жилах второго типа уступает по качеству и художественно-декоративным свойствам нефриту жил первого типа из-за присутствия в нем хлорита, талька и призматического тремолита.

Третий тип жил — ксенолитный — характеризуется залеганием нефритовых жил внутри апогаббровых родингитов, порфировидных альбититов и плагиоклаз-роговообманковых ортоамфиболитов. Нефрит образовался за счет ксенолитов серпентинита, захваченных интрузиями или тектоническими подвижками, преобразованных последующими метасоматическими процессами в нефрит. Расположение нефритовых жил в виде ксенолитов накладывает отпечаток на минералогию, химизм и текстурно-структурные особенности нефрита. Исходный серпентинит претерпевал стадию перекристаллизации, что выражается в обнаружении реликтовых участков серпентина, замещаемого игольчатыми агрегатами тремолита. Метасоматический процесс в ксенолитах был нестабильным и многократным, поэтому в одной нефритоносной зоне отмечаются нефриты от темно-зеленых до серых и непрозрачных, содержащие серпентинит и большое количество хлорита. Структура нефритов из этих жил также может быть самой разнообразной. Часто в жилах проявляется будинаж и катакластические структуры. Жилы ксенолитного типа встречены на многих месторождениях Сибирской провинции.

Нефрит в жилах ксенолитного типа может быть самым различным — от уникальных плотных самой яркой травяно-зеленой окраски до серых непрозрачных рассланцованных с высоким содержанием талька и хлорита. Размеры жил небольшие, морфология различная, насыщенность жилами протяженных нефритоносных зон, расположенных у контакта массивов, значительная.

Четвертый тип жил выявлен в апокарбонатных месторождениях; они образовались в процессе скарнирования доломитовых мраморов на контакте с биотитовыми гранитами. Нефритовые жилы сложноветвящейся и линзообразной формы образовались на участках максимального проникновения метасоматизирующих растворов, приведших к образованию по доломитовым мраморам амфибол-пироксен-клиноцоизитовых скарнов, нефрит-диопсидовых пород и нефритов. Качество апокарбонатного нефрита высокое: в нем полностью отсутствуют рудные включения, просвечивает он на глубину более 2 см. Цвет его варьирует от снежно-белого до темно-зеленого с голубоватым оттенком.

И, наконец, пятый тип жил, образовавшихся на контакте плагиоклаз-роговообманковых метагаббро (амфиболитов) с серпентинитами, встречен на Парамском месторождении. Нефрит здесь невысокого качества, содержит хлорит, рудные минералы, рассланцован. Большинство жил подвержено будинажу.

Экзогенные месторождения нефрита по условиям образования подразделяются на элювиально-делювиальные, делювиальные, ледниково-аллювиальные и аллювиальные формационные типы. Глыбы, валуны и галька нефрита формируют вторичные ореолы рассеяния около жил и вдоль

русел водотоков, пересекающих нефритоносные массивы. В ряде случаев россыпи имеют самостоятельное промышленное значение.

На территории СССР широко распространены месторождения нефрита первого формационного типа, связанные с дунит-гарцбургитовыми массивами. Менее распространены апокарбонатные месторождения второго формационного типа, образующиеся в апикальных частях крупных plutонов палингенных гранитоидов известково-щелочного ряда с ксенолитами доломитовых мраморов. Выделение третьего формационного типа месторождений нефрита, связанных с метаморфическими породами основного состава, проводится с меньшей степенью достоверности из-за недостаточности фактического материала.

Изучение геолого-геохимических и других особенностей месторождений нефрита позволило сформулировать основные региональные и локальные критерии нефритоносности для различных формационных типов месторождений нефрита, применение которых в стадию прогнозирования и подстадию общих поисков дает возможность определить перспективные массивы и площади для постановки попутных и специализированных геологоразведочных работ на нефрит (табл. 38).

Региональные и локальные закономерности размещения месторождений нефрита должны учитываться на ранних этапах поисковых работ. Важнейшими из них, позволяющими оценивать перспективы нефритоносных провинций, являются геологические, отражающие структурное положение массивов; формационные, характеризующие петрографические и геохимические типы интрузивных образований, связанных с нефритообразованием; тектонические, контролирующие локализацию и диафторез нефритовых жил; метаморфические, так как нефритообразование проходит в узких рамках температур и давлений, не выходящих за пределы зеленокаменной и переходной к амфиболитовой фации метаморфизма.

Возраст массивов не влияет на перспективы их нефритоносности. Месторождения нефрита в мире встречены в гипербазитах широкого возрастного спектра [Киевленко, Сенкевич, 1976]. Возраст гипербазитов определяет нижний временный предел нефритообразования, верхний предел приурочен к завершению консолидации поздних интрузивных фаций офиолитов-плагиигранитов.

Важное значение имеют геотектонические критерии. Нефритоносные гипербазитовые массивы приурочены к эвгеосинклинальным зонам фемических и фемическо-салических складчатых областей. Массивы, включающие жилы высококачественного апосерпентинитового нефрита характеризуются преимущественно автохтонным залеганием. Они участвовали в складчатости и могут иметь сорванные контакты.

Нефритовые месторождения связаны с офиолитами 1 типа [Добрецов, 1980]. Гипербазитовые члены офиолитов представлены дунитами и гарцбургитами. Лерцолитовый подтип офиолитов [Колман, 1979] менее перспективен для нефритообразования. В них широко развиты гранатовые и пектолитовые родингиты.

Геохимическая типизация интрузивных и метасоматических пород имеет решающее значение при выделении перспективных массивов. Гипербазиты относятся к магнезиальному подтипу [Соболев, 1959]. Выделение их среди других формационных типов проводится по высоким содержаниям никеля и хрома (более 0,20%) и минимальным — титана. Следует обращать внимание на повышенную магнезиальность пород ($M/F = 8$) и низкие концентрации кальция (1,5%).

Структурные критерии влияют как на распределение гипербазитовых массивов, так и на положение нефритоносных зон. Нефритоносные массивы приурочены к зонам глубинных разломов, трансирующих границы горстантиклинальных поднятий кристаллического фундамента или участки сочленения островных дуг и глубоководных впадин. В краевых частях гипербазитовых массивов или крупных блоков внутри них формируются зоны дробления и трещиноватости, к которым приурочены дайковые тела

Критерии нефритоносности

Критерии	Формационный тип месторождения	Региональные критерии, указывающие на перспективность регионов, провинций, районов	Локальные критерии, указывающие на перспективность гипербазитовых массивов, месторождений, нефритоносных зон, жил
1	2	3	4
Геохронологические	1	Верхнепротерозойские и нижнепалеозойские гипербазитовые пояса	Верхний предел нефритообразования приурочен к завершению консолидации поздних интрузивных фаций офиолитов-плагногранитов
	2	Палингенные гранитоиды — ранний и средний палеозой	Нефритообразование синхронно с фазой консолидации и автометаморфизма гранитоидов
Геотектонические	1	Эвгеосинклинальные зоны фемических и салическо-фемических складчатых областей с завершенным циклом развития	Гипербазитовые массивы преимущественно автохтонного залегания (массивы участвовали в складчатости и могут иметь сорванные контакты)
	2	Крупные плутоны палингенных гранитоидов в ядрах, геоантиклинальных структур, включающих толщцы доломитовых мраморов	Нефритоносные зоны приурочены к зонам высокой проницаемости в апикальных частях аллохтонных массивов палингенных гранитоидов
Формационные	1	Дунит-гарцбургитовая формация эвгеосинклиналей	В составе массивов преобладают гарцбургиты, в подчиненном положении дуниты
	2	Формация гранитных батолитов [по Ю. А. Кузнецову, 1964]	Крупные плутоны биотитовых гранитов, граносиенитов, в периферических частях массивов — гранодиориты
Структурные	1	Зоны глубинных разломов, трассирующих границы горстантиклинальных поднятий кристаллического фундамента или участки сочленения островных дуг и глубоководных впадин	Зоны трещиноватости, дробления серпентинитов в краевых частях массива или в их крупных блоках, включающие тела метаморфизованных основных или кислых пород, к экзоконтактам которых приурочены нефритовые жилы
	2	Приуроченность плутонов гранитоидов к зонам долгоживущих глубинных разломов	Гидротермально проработанные участки в апикальных частях массива или в их крупных блоках, включающие мелкие ксенолиты доломитовых мраморов, в эндоконтакте которых локализуются нефритовые жилы
Метаморфические	1,2	Зеленокаменная фация метаморфизма вмещающих толщ ($P = 4-5$ кбар, $T = 400-550^\circ\text{C}$) и переходная к эпидот-амфиболитовой фации ($P = 7,5$ кбар, $T = 550-650^\circ\text{C}$)	Незавершенная серпентинизация гипербазитов с проявлением лизардитизации и хризотилитизации. Микроклинизация, серицитизация, эпидотизация, карбонатизация палингенных биотитовых гранитов

1	2	3	4
Магматические	1	Интрузии натровых гранитов, плагногранитов и базитов толеитового ряда, более молодых, чем гипербазиты, в зонах долгоживущих региональных разломов	В пределах нефритоносных зон дайки габбро-диабазов, габбро-долеритов (низкостропцевого, высокохромистого типа [Глазунов, 1977]). Хром — 100 г/т, никель 70, титан — 2000—4000, стронций — 150—300, барий — 80—260, $\text{Na/K} > 3$, литий и рубидий < 10 г/т Малые интрузии плагногранитов гипабиссального типа и жильная серия плагногранитов, плагнопорфиоров. Геохимические особенности плагногранитов: $\text{Na/K} > 1$ при содержании калия 0,5%, лития и рубидия 20 г/т
	2	Крупные плутоны палингенных гранодиоритов, кварцевых сиенитов и лейкократовых гранитоидов	Перекристаллизованные мелко- и среднезернистые серицитизированные, эпидотизированные и карбонатизированные микроклиновые граниты
Метасоматические	1	В аллометаморфическую фазу преобразования гипербазитов преобладает инфльтрационно-диффузионный кальциевый метасоматоз на контакте апобазитовых и апогранитных метасоматитов с микроангитовыми серпентинитами	Типичными для нефритообразования являются следующие метасоматиты: родингиты кварц-клиноцоизит-диопсидового состава и тремолитизированные порфирированные альбититы апобазитового и апогранитного генезиса. Появление гранатсодержащих родингитов с соотношением $(\text{CaO} + \text{Al}_2\text{O}_3) / \text{SiO}_2 > 1$ является отрицательным фактором
	2	В апикальных зонах крупных плутонов палингенных гранитоидов интенсивно проявлен инфльтрационно-диффузионный кремниевый метасоматоз на контакте ксенолитов доломитовых мраморов с формированием метасоматических парагенезисов известковых скарнов умеренных глубин	Перекристаллизованные сосюритизированные микроклиновые биотитовые граниты, диопсидированные перекристаллизованные доломитовые мраморы в ксенолитах среди гранитоидов
	1	Формирование в метасоматических зонах кальцийсодержащих минералов, развивающихся как по серпентинитам, так и по алюмосиликатным породам	Диопсид, клиноцоизит, тремолит — три главных минерала, составляющих основную массу метасоматитов, ассоциирующихся с высококачественным нефритом
Минералогические	2	Развитие по доломитовым мраморам кальциевых силикатов, включая волокнистые модификации тремолита	Главные минералы метасоматических зон, включающих тела апокарбонатного нефрита: диопсид, тремолит, кальцит, эпидот-клиноцоизит
	1	Магнезиальный подтип гипербазитов, по Н. Д. Соболеву [1959]	Первичные соотношения элементов, характерных для гипербазитов, сохраняются в их серпентинизированных разностях

1	2	3	4
		$\frac{MgO}{FeO+2Fe_2O_3+MnO} + 0,43 \frac{Cr_2O_3}{TiO_2}$ <p>-9,6 > 0; Cr > 0,20%; Ni > 0,20%; Ti < 0,10%; M/F=8-10</p>	
	2	Палингенные гранитоиды известково-щелочного ряда, по Таусону [1977]; доломитсодержащие толщи вмещающих пород	Для апикальных зон лейкократовых биотитовых гранитоидов характерно интенсивное проявление ассимиляционных процессов, фиксирующихся в увеличении содержания кальция, стронция и бария при сохранении уровня концентраций щелочей, типичных для палингенных гранитоидов известково-щелочного ряда. Мраморизованные карбонатные ксенолиты близки к доломитам с соотношением MgO/CaO > 0,5
Геохимические типы метасоматитов	1,2	Метасоматические породы характеризуются фоновым содержанием элементов-примесей, отражающих геохимические особенности вмещаемых пород	<p>Для ярко-красно-зеленых ювелирно-поделочных нефритов наиболее благоприятны гипербазитовые массивы с высоким фоновым содержанием хрома. Аподайки метасоматиты, ассоциирующиеся с нефритом, содержат повышенные концентрации кальция, хрома и никеля</p> <p>Для карбонатных ксенолитов характерно повышение концентраций магния и фтора. В микроклиновых перекристаллизованных гранитах отмечается повышенное содержание фтора, избыток калия и кальция</p>
Геохимические особенности нефритов	1,2	Составы нефритов различных геохимических типов отражают условия их формирования и состав вмещаемого субстрата	<p>В апосерпентинитовых нефритах: хром (0,07—0,17%), никель (0,06—0,18), кобальт (0,002—0,007%), фтор < 0,1%, Sr/Ba = 0,25—1,20</p> <p>В апокарбонатных нефритах: хром — 0,002%, никель — 0,0006, кобальт — 0,0002, фтор — 0,57%, Sr/Ba = 1,7—2,0</p>
Формирование ореольных зон	1,2	Нефритоносные зоны выделяются по широкому ореолу изменения вмещающих их пород	<p>В хризотил-лизардитовых серпентинитах: перекристаллизованные микроангидритовые серпентиниты с перекрещенно-волокнистой микроструктурой. Со стороны даек — родингиты кварц-клиноцистит-диопсидового состава</p> <p>В контакте с тремолитизированными и диопсидизированными доломитовыми мраморами образуются перекристаллизованные мелко- и среднезернистые серицитизированные, эпидотизированные и карбонатизированные микроклиновые граниты</p>

1	2	3	4
Пострудные изменения	1,2	Микроволокнистое строение нефритов обуславливает интенсивное проявление процессов пострудной перекристаллизации с формированием различных типов вторичных амфиболитовых пород	Выделяются два типа перекристаллизации апосерпентинитового нефрита: 1) перекристаллизация без перехода волокнистого амфибола в призматический. Наблюдается постепенное очищение нефрита от хромофоров: железа, хрома, марганца, никеля с образованием мелкозернистых светло-серых нефритов. В перекристаллизованных нефритах содержание хрома < 0,05%, никеля < 0,05, титана > 0,05%. Соотношение (Al ₂ O ₃ + CaO)/SiO ₂ в недиффундированных нефритах колеблется в пределах 0,21—0,25; 2) перекристаллизация в условиях понижения температуры и давления, сопровождающаяся образованием призматического тремолита в ассоциации с тальком, хлоритом, кальцитом, гидротроссуляром (регрессивный метаморфизм). Диафторез ухудшает качество нефрита
Археологические	1,2	Ареалы рассеяния нефритовых валунов вдоль русел рек от коренных источников достигают нескольких сотен километров. Находки нефритовых изделий при археологических раскопках указывают на перспективность системы данной реки на нефрит	<p>Для апокарбонатного нефрита ведущий пострудный процесс — формирование призматического тремолита</p> <p>Геохимические особенности нефрита из археологических раскопок дают возможность установить формационный тип нефрита и определить направление поисковых работ</p>

Примечание. 1 — апосерпентинитовый, 2 — апокарбонатный.

основных и кислых интрузий. Метасоматические процессы в этих зонах приводят к формированию нефритовых жил.

Метаморфизм вмещающих пород является характерным фактором. Нефриты образуются в условиях, соответствующих зеленокаменной фации метаморфизма ($P = 5-5$ кбар, $T = 300-450^\circ\text{C}$). Для гипербазитов характерна хризотиловая субфация метаморфизма [Колбанцев, 1976]. Серпентинизация гипербазитов не завершена. Преобладают хризотил-лизардитовые серпентиниты. Поздние антигоритовая и тальк-карбонатная субфации метаморфизма приводят к диафторезу нефритов. Одним из характерных признаков зеленокаменной фации метаморфизма являются низкие концентрации Al⁴⁺ в составе амфиболов нефрита, а также идентичность их состава составу амфиболов из пород зеленокаменной фации [Лепезин, 1978].

Магматические факторы позволяют выделить из всего многообразия интрузивных пород лишь те, которые контролируют нефритообразование. К ним относятся габброиды и плагиограниты толеитового ряда [Таусон, 1977]. Для габброидов характерны низкие концентрации некогерентных

элементов: титана, стронция, бария, лития и рубидия, при повышенных содержаниях хрома и никеля. Важное значение имеет постоянное преобладание натрия над калием в породах ($\frac{Na}{K} > 3$). Малые интрузии плагиогранитов и плагиопорфиров характеризуются существенно натровым составом и минимальными для гранитоидов концентрациями редких щелочей. Сопоставление состава дайковых пород из нефритиноносных зон с породами известных офиолитовых комплексов [Колман, 1979] указывает на их близость или полную идентичность. Появление в нефритиноносных зонах пород с повышенным содержанием калия, рубидия и лития указывает на проявление орогенной гранитизации, приводящей к диафторезу нефритов.

Геохимические типы родингитов указывают на характер метасоматических процессов и стадию метаморфизма гипербазитов. Здесь важную генетическую информацию дают уровни содержания щелочей, а также соотношение кремнезема и элементов, контролирующих образование гранатов кальция и алюминия. Отношение $\frac{CaO + Al_2O_3}{SiO_2} > 1$, характерное для гранатосодержащих родингитов, указывает на глубокий процесс замещения алюмосиликатных пород. Парагенными для этого процесса апосерпентинитовыми породами являются хлорит и талькосодержащие тремолитовые крупнозернистые породы, развивающиеся по нефритам.

Состав нефрита отражает геохимические условия его формирования. В отличие от апокарбонатного нефрита с высоким содержанием фтора (более 0,50%) и отношением стронция к барию (1,7—2,0), в нефрите из гипербазитовых массивов отмечаются высокие содержания хрома (0,07—0,17%), никеля (0,06—0,18), кобальта (0,002—0,007%). Стронций-бариевое отношение > 1 или незначительно выше, фтора же в апосерпентинитовых нефритах менее 0,1%. В результате перекристаллизации и диафтореза нефрита состав его меняется: уменьшаются содержания хрома и никеля, растут концентрации титана, содержание фтора не превышает граничных для апосерпентинитовых нефритов значений.

Критерии нефритиноносности двух формационных типов месторождений приведены в табл. 38, дающей наглядное представление о главных факторах, влияющих на формирование нефритовых месторождений как в региональном, так и в локальном масштабах. По мере дальнейшего изучения месторождений нефрита критерии нефритиноносности, в первую очередь относительно апокарбонатного нефрита, будут уточняться, дополняться и детализироваться.

Разработанные критерии апробированы при прогнозной оценке нефритиноносных районов Сибирской провинции и используются при прогнозировании месторождений нефрита на Урале, в Казахстане, Якутии и северо-востоке страны. Они, наряду с промышленно-генетической классификацией, легли в основу рациональной последовательности геологоразведочных работ по поискам и оценке месторождений нефрита.

7 ГЛАВА

Рациональная последовательность поисков и оценки месторождений нефрита

До настоящего времени полного освещения методики поисков и оценки нефритовых месторождений в опубликованной литературе не имеется. Немногочисленные публикации [Замалетдинов и др., 1974, 1975, 1980;

Киевленко, 1980] посвящены отдельным аспектам методики, что связано с недостаточным опытом изучения месторождений нефрита, а также разнообразием их геологического строения. Накопленный опыт по поискам и оценке месторождений нефрита различных формационных типов позволил нам наметить принципиальные положения рациональной последовательности геологоразведочных работ, учитывающих специфические особенности локализации месторождений нефрита.

Общая последовательность геологоразведочных работ регламентируется «Методическими указаниями о проведении геологоразведочных работ по стадиям (твердые полезные ископаемые)», утвержденными Министерством геологии СССР в декабре 1975 г. В целях максимальной эффективности поисковых и разведочных работ установленные этапы и стадии, как правило, должны соблюдаться.

Согласно пункту 2 «Методических указаний...», общая схема конкретизирована нами в соответствии с особенностями месторождений нефритов. Полевое изучение и оценка месторождений нефрита проходит в две стадии: поисковую и разведочную с подразделением на подстадии, однако общепринятая последовательность геологоразведочных работ иногда нарушается в результате совмещения отдельных подстадий.

Поиски и оценка месторождений нефритов имеют специализированный характер, но в процессе их проведения осуществляются комплексные геологические исследования всех сопутствующих полезных ископаемых. Задача поисковых работ — выявление месторождений нефрита и перспективная оценка обследованных площадей. Кроме этого, в процессе поисковых работ выясняется связь месторождений нефрита с особенностями геологического строения района и устанавливаются общие закономерности их пространственного размещения.

Основной метод поисков месторождений нефрита — геологическое изучение перспективных площадей с составлением схематических геологических карт или уточнением и детализацией имеющейся геологической основы.

Специализированные поисковые работы на нефрит следует проводить на площадях, уже покрытых геологической съемкой в масштабе не менее 1 : 200 000, выявившей наличие благоприятных геологических предпосылок на нефрит. Попутные поиски месторождений цветных камней в обязательном порядке ведутся территориальными геологическими организациями при государственных геологических съемках и поисках других полезных ископаемых.

Накопленный опыт позволил авторам разработать и рекомендовать следующую рациональную последовательность поисковых и оценочных работ для различных промышленно-генетических типов месторождений нефрита, включающую в себя следующие стадии и подстадии работ.

1. Поисковая стадия, включающая подстадии:
 - прогнозирование в подготовительный период;
 - общие поиски по потокам рассеяния валунов нефрита в руслах рек в масштабах 1 : 100 000—1 : 50 000;
 - детальные поиски в пределах перспективных массивов в масштабах 1 : 50 000—1 : 25 000;
 - поисково-оценочные работы в пределах нефритоносных зон в масштабах 1 : 2000—1 : 1000.
2. Стадия разведочных работ на промышленных жилах, включающая:
 - предварительную разведку;
 - опытно-эксплуатационные работы.

ПОИСКОВАЯ СТАДИЯ

Прогнозирование в подготовительный период включает в себя анализ имеющихся геологических материалов по определенному региону с выделением возможных нефритоносных площадей. Основное внимание уделяется выявлению перспективных на апосерпентинитовый неф-

рит гипербазитовых поясов и на апокарбонатный нефрит батолитов палингенных гранитоидов. В эту стадию предполагается максимальное использование геологических, археологических и литературных материалов по изучаемому региону. Организуется тщательный сбор сведений о находках нефрита по руслам водотоков, коренных проявлениях нефрита, а также изделиях из нефрита, найденных в древних могильниках. Источником такой информации могут служить музейные экспонаты, фондовые геологические и археологические материалы, сообщения местных жителей, особенно охотников и краеведов. Нефритовые валуны обращают на себя внимание отшлифованной поверхностью, особенно привлекательной в смоченном состоянии (водой, керосином, машинным маслом).

При изучении материалов оценивается комплекс региональных критериев нефритосности: возрастные взаимоотношения гипербазитов, базитов и гранитоидов, их структурное положение, формационная принадлежность, фации метаморфизма вмещающих толщ. Важное значение придается анализу геохимических особенностей интрузивных пород, выявлению характерных для массивов метасоматитов, прорабатываются материалы по геоморфологии с целью определения степени обнаженности, изучаются экономические условия района.

Собранный положительный материал служит обоснованием для составления проекта специализированных поисковых работ на нефрит. Определяются прогнозные ресурсы категории P_3 .

Общие поиски по потокам рассеяния валунов нефрита в руслах рек проводятся на площадях, являющихся по общегеологическим признакам перспективными для выявления месторождений нефрита, выделенных в стадию прогнозирования. Ведутся они маршрутным искаживанием в масштабах 1 : 100 000—1 : 50 000 русел основных водотоков и их притоков, протекающих в пределах перспективной площади; при этом применяется метод литологического изучения русловых отложений рек и ключей. Внимательно и непрерывно изучается каменный материал островов, кос, стариц и обоих бортов водотоков. В этих образованиях отмечаются валуны и галька нефритов, а также сопутствующие им породы (альбититы, родингиты, микроантигоритовые серпентиниты). В случае поисков месторождений нефрита апокарбонатного генезиса, кроме валунов нефрита отмечаются валуны и галька доломитовых мраморов, нефрит- и кварц-диопсидовых пород, амфибол-пироксен-эпидотовых скарнов. Валуны описываются, определяется их генезис, местоположение фиксируется на местности затесом на дереве или установлением штаги и отмечается на маршрутной карте. Крупные галечные острова и косы изучаются дополнительными маршрутами.

Глыбы нефрита при транспортировке ледником и водными потоками самообогащаются, т. е. трещиноватый материал разрушается, вмещающие породы и выветрелые части нефрита, составляющие так называемую «рубашку», истираются до плотного кондиционного нефрита; при этом для валунов характерны округлые, иногда угловатые формы.

При проведении маршрутов в районах проявления ледниковой деятельности необходимо изучать состав валунов и гальки в ледниковых отложениях, определять направление движения ледника и местоположение конечной морены. Этими исследованиями выявляются максимальные скопления валунов нефрита среди ледниково-аллювиальных россыпных месторождений, а также исключается возможность получения искаженных данных при обнаружении валунов и гальки нефрита в руслах рек, размывающих флювиогляциальные отложения, но не пересекающих нефритосные гипербазитовые и гранитные массивы. Встреченные валуны нефрита опробуются штуфами, по которым определяются художественно-декоративные свойства его. При благоприятных горно-технических условиях валуны опробуются керновыми пробами с помощью легких буровых станков типа УПБ-25 или УКБ-30 с применением алмазного инструмента. От-

бираются также геохимические пробы с целью изучения состава нефритов и элементов-примесей, что позволяет предварительно уточнить возможный формационный тип месторождения. Применяемый в эту подстадию валуно-галечный метод наиболее результативен из-за доступности для литологического изучения каменного аллювиального материала.

По материалам систематического изучения русловых образований на геологической основе масштабов 1 : 100 000—1 : 50 000 составляется обзорная схема ореолов рассеяния нефритовых валунов, на которой отмечаются контуры выявленных россыпных месторождений аллювиального и ледниково-аллювиального формационных типов, дается их предварительная оценка, а также по потокам рассеяния валунов нефрита и сопутствующих ему пород определяются перспективные массивы или локальные участки в крупных массивах для постановки на них детальных поисковых и поисково-оценочных работ на нефрит.

Детальные поиски в масштабах 1 : 50 000 — 1 : 25 000 в пределах перспективных массивов проводятся с целью геологического обследования массивов или части их с детальным картированием и выявления на этой основе месторождений нефрита. При этом уточняются локальные геологические и геохимические факторы нефритосности массива, выявляются нефритосные зоны, отдельные нефритовые жилы и элювиально-делювиальные россыпные месторождения нефрита, дается их предварительная оценка.

Масштаб детальных поисковых работ выбирается в зависимости от ожидаемого формационного типа месторождения, а также от минимальной протяженности и мощности нефритосных зон и площади изучаемого массива. При этом заданная сеть должна гарантировать выявление и оконтуривание нефритосных зон.

При детальных поисках в обязательном порядке (за исключением районов с особо низкой дешифрируемостью) должны использоваться материалы аэрофотосъемки, в том числе фотосхемы и контактные отпечатки. Оптимальный масштаб снимков должен быть равным 1 : 20 000—1 : 30 000. По материалам аэрофотосъемки можно заранее наметить наиболее рациональное направление поисковых маршрутов, что особенно важно для районов с плохой проходимостью. Дешифрирование аэрофотоснимков позволяет значительно уточнить геологическую карту, контуры массивов и в ряде случаев выделить возможные зоны, крупные дайки метасоматитов и ксенолитов доломитовых мраморов и некоторые косвенные поисковые признаки. С этой же целью перед началом маршрутных поисков полезно проводить аэровизуальный облет исследуемой площади. Перед выездом в поле аэрофотоснимки предварительно дешифрируются, составляется геолого-структурная схема, на которой выделяются предполагаемые перспективные участки и выбирается рациональная сеть маршрутов для их изучения. В период полевых работ наземные наблюдения тесно увязываются с результатами дешифрирования, а точки наблюдения наносятся не только на топографическую основу, но и на контактные отпечатки и фотосхемы.

В процессе камеральной обработки полевая геологическая карта должна уточняться путем дополнительного дешифрирования аэрофотоснимков по заверенным дешифровочным критериям.

Детальные поисковые работы включают в себя визуальные маршрутные поиски и проходку горных выработок для выявления скрытых под наносами нефритовых жил и оконтуривания нефритосных зон. Роль визуальных поисков особенно велика в районах активной эрозионной деятельности с резко расчлененным рельефом и отсутствием лесного покрова. В хорошо обнаженных районах нередко удается быстро обнаружить нефритосные зоны, тела родингитов, альбититов, реже нефритов.

Поисковые маршруты проводятся через 500—250 м вкост предпологаемых простираний основных тектонических структур, содержащих более молодые тела интрузивных основных или кислых пород, метасоматитов

или ксенолитов доломитовых мраморов в случае поисков месторождений нефрита апокарбонатного генезиса. Во время поисков широко используются локальные поисковые критерии и ведутся наблюдения за составом обломков в рыхлых элювиально-делювиальных отложениях, особенно в промойках, каменных россыпях, изучаются состав наносных образований и россыпи горных пород. Наибольший интерес представляют прямые находки неокатанных глыб нефрита, что свидетельствует о близости коренного источника. Важное значение имеют также находки обломков метасоматических пород-спутников, ореолы рассеяния которых помогают выявить нефритовые жилы, при этом необходимо учитывать факторы мерзлотности, оползания почв, развития процессов солифлюкции, значительно искажающих действительный разрез покровных образований и затрудняющих расшифровку направления движения делювиальных накоплений. Все находки глыб нефрита и пород-спутников фиксируются на местности каменным туром, документируются и наносятся на геологическую карту.

В районах с плохой обнаженностью совместно с визуальными поисками проводятся горные, буровые работы, а также геофизические исследования (магнитная съемка, дипольное и комбинированное электропрофилирование). В этих условиях детальные поиски начинаются с осмотра имеющихся естественных обнажений с последующей проходкой горных выработок для получения опорных разрезов. Направление разреза выбирается вкrest господствующего простирания контактов горных пород и предполагаемых нефритоносных зон. В дальнейшем горные и геофизические работы концентрируются для прослеживания нефритоносных зон, даек метасоматических пород и ксенолитов доломитовых мраморов и выявления нефритовых жил. В этом случае детальные поиски тесно переплетаются с поисково-оценочными работами, так как все обнаруженные нефритовые жилы вскрываются и подвергаются ступенному опробованию. При этом выясняются масштабы жил, форма и условия их залегания, примерная характеристика качества нефрита и другие необходимые данные для предварительной оценки найденных жил.

В результате детальных поисков составляется схематическая геологоструктурная карта в масштабе поисков, на которой обозначаются выявленные нефритоносные зоны, предварительные контуры элювиальных и делювиальных россыпей нефрита и сопутствующих ему пород, полиморфные модификации серпентинитов, для апокарбонатных нефритов — контуры доломитовых мраморов. Определяется состав серпентинитов, габброидов и гранитоидов и характер их метасоматических преобразований, а для апокарбонатных нефритов — гранитов и доломитовых мраморов. По этим данным и, в первую очередь, прямым находкам нефрита и пород, ему сопутствующих, определяются границы нефритоносных зон, дается оценка их перспектив с определением прогнозных запасов для дальнейших поисково-оценочных работ.

Поисково-оценочные работы в пределах нефритоносных зон проводятся с учетом результатов проведения двух первых подстадий поисков, а также заявок первооткрывателей.

Основная задача этих работ — поиск и предварительная оценка нефритовых жил для обоснованного выбора наиболее качественных и крупных жил для проведения разведочных работ, а также выявление и предварительная оценка элювиальных и делювиальных россыпных месторождений нефрита.

Поисково-оценочные работы представляют собой комплекс структурно-геологических, геофизических и геохимических исследований в пределах нефритоносной зоны, осуществляемых с применением визуальных поисков в масштабах 1 : 2000—1 : 1000, поверхностных горных выработок, бурения и опробования.

Детальные поисковые маршруты проходятся по сети 20×20 или 10×10 м вкrest простирания нефритоносной зоны. Расстояние между

маршрутами (10 или 20 м) выбирается из расчета минимальной длины промысленных нефритовых жил.

При проведении визуальных поисков в эту подстадию целесообразно использовать метод микрорельефной съемки, заключающийся в нанесении на карту масштабов 1 : 1000 или 1 : 2000 деталей рельефа: останцов, каменных осыпей, микровозвышенностей, следов течения поверхностного слоя по мерзлотному основанию (явления солифлюкции), в местах, подверженных оледенению, — ориентировку «бараньих лбов», почвенных структур и других следов денудации поверхности. Особенно важно точно фиксировать коренные выходы и развалы нефритовых жил, метасоматически измененных габброидов и гранитоидов, в случае поисков апокарбонатного нефрита — доломитовых мраморов и гранитоидов. Таким образом, в результате микрорельефной съемки на карте поверхности участка отражаются литология поверхностного слоя и границы отдельных разновидностей современных отложений. Микрорельефной съемкой выявляется, в каком направлении перемещались делювиальные отложения. Она дает возможность выявить дайки метасоматитов, размеры которых в десятки раз больше нефритовых жил.

Поиски жил и отдельных глыб нефрита в пределах нефритоносной зоны проводятся глыбово-обломочным методом, сущность которого заключается в том, что на площади поисков проводится тщательный просмотр элювиально-делювиальных глыб путем отделения их от выветрелой части (1—5 см) ударом молотка. Маршруты в этом случае проходят вкрест и по простиранию нефритоносной зоны, причем подробная геологическая документация маршрутов здесь не обязательна. Нефритовые глыбы и жилы, а также дайки и развалы пород, им сопутствующие, отмечаются привязкой на местности (каменным туром) и наносятся на геологический план. Успешное применение глыбово-обломочного метода для выявления коренных нефритовых жил, элювиальных и делювиальных россыпных месторождений в условиях Восточного и Западного Саяна, Хамардабана и Витимской горной страны обусловлено тем, что нефритовые месторождения в этих районах находятся на высотных отметках 1600—2500 м, т. е. там, где растительный покров редок или совсем отсутствует.

Весьма полезными в поисково-оценочную подстадию являются геофизические методы поисков (магнитометрическая съемка и электропрофилирование), при помощи которых под рыхлыми отложениями выявляются метасоматические дайки и четко определяются контуры доломитовых мраморов в гранитах. Магнитная съемка выполняется магнитометрами М-23, М-27 по сети 10×5 — $10 \times 2,5$ м. Дайки апогаббровых и апогранитных метасоматитов выделяются локальными минимумами с амплитудой от 500 до 2000 гамм, доломитовые мраморы — от 500 до 700 гамм. По данным комбинированного и дипольного электропрофилирования метасоматиты отображаются в виде узколокализованного максимума сопротивлений, проявляющихся на фоне минимума.

Изучение месторождений нефрита Восточного Саяна показало, что гидротермальной проработкой захвачена не только узкая, экзоконтактная зона, но и значительно больший объем серпентинитов, несущих следы флюидного воздействия [Сутурин, Замалетдинов, 1974].

Содержания некогерентных элементов (титана, цинка, стронция и бария) в неизмененных гипербазитах минимальны по сравнению с другими типами пород. Не отмечается их концентрирование ни в одном из минералов, включая хромшпинелиды. Изучение поведения этих элементов на различных стадиях формирования нефритоносных зон позволило уточнить возможность их использования как индикаторных элементов. Выделяются три этапа формирования первичных ореолов в нефритоносных зонах: дорудный, синрудный и пострудный. Начальной стадией дорудного этапа является хризотилизация пород вдоль зон катаклаза. Процесс идет за счет мобилизации метеорных вод из вмещающих толщ и протекает в окислительных условиях. Это проявляется в большей величине отношения Fe_2O_3/FeO в серпентинитах, чем в первичных дунитах и гарцбургитах (соот-

ветственно 0,9—3,7 и 0,2—0,5). В эту стадию процесса не отмечается проявления в ореолах некогерентных для гипербазитов элементов.

Внедрение даек и жил габброидов и плагиогранитов толеитового ряда сопровождается образованием 0,1—3 м зоны микроантигоритовых серпентинитов. Особенностью процесса является повышение температур и восстановительные условия, фиксируемые по появлению аваруита и самородного железа и разложению магнетитовой каймы хромшпинелидов.

В экзоконтактовых серпентинитах отмечается образование маломощных ореолов кальция. Синхронно появляются и более мощные по площади ореолы титана, цинка, стронция и бария. Фиксация ореолов некогерентных элементов, концентрации которых в 2—10 раз больше фоновых, позволяют выделять в серпентинитах ореольные зоны, достигающие мощности 15—20 м.

В ореольной зоне содержание индикаторных элементов (цинка и титана) возрастает в первую очередь в хромшпинелидах, в состав которых элементы входят изоморфно, образуя цинк- и титансодержащие феррихромиты, устанавливаемые микросондовым анализом (см. табл. 30). Отмечается прямая корреляция между мощностью ореолов этих элементов и содержанием их в хромшпинелидах из нефритов и серпентинитов. Стронций и барий равномерно рассеяны в силикатной фазе и не концентрируются каким-либо минералом. Повышенные концентрации элементов коррелируются с увеличением в ореолах кальция, что свидетельствует о распространении в серпентинитах тонкодисперсного микроволокнистого тремолита.

Содержание индикаторных элементов в первичных ореолах колеблется в пределах $(1-30) \cdot 10^{-3}$ вес. % (табл. 39). Анализ проб вблизи порога чувствительности накладывает свои ограничения на использование одного из индикаторных элементов из-за влияния случайных ошибок. Перспективным оказалось построение с помощью ЭВМ полиэлементных геохимических карт нефритоносных зон, позволяющих избежать случайного пропуска информативных ореолов или выделения ложных аномалий.

В пострудный этап процессы диафтореза, проявляющиеся в отальковании и карбонатизации серпентинитов и нефритов, могут уничтожить контрастные повышения концентрации элементов и исказить истинную конфигурацию ореолов.

Опробование хризотил-лизардитовых серпентинитов в зоне экзоконтакта одной из жил нефрита в Восточном Саяне (рис. 57) показало, что повышенные концентрации индикаторных элементов отмечаются на значительном удалении от жилы нефрита. Конфигурация изолиний отражает характер падения нефритовой жилы. Более сложный случай опробования нефритоносных зон был проведен на одном из месторождений нефрита Джидинской горной страны, скрытом под мощным чехлом четвертичных отложений. Геохимическое опробование с последующей обработкой на ЭВМ и построением геохимических карт позволило не только конкретизи-

Т а б л и ц а 39

Индикаторные элементы в различных типах пород из нефритоносных зон Оспинского месторождения, г/т

Порода	Число проб	Zn	Ti	Ba	Sr
Нефрит	162	60	20	25	65
Плагиогранит	64	40	2100	38	230
Габброид	68	50	2450	50	320
Родингит	20	60	3400	21	330
Талькит	13	30	—	10	40
Антигоритовый серпентинит	57	30	200	20	10
Хризотил-лизардитовый серпентинит	91	10	10	1	Не обн.
Гардбургит	21	10	Не обн.		

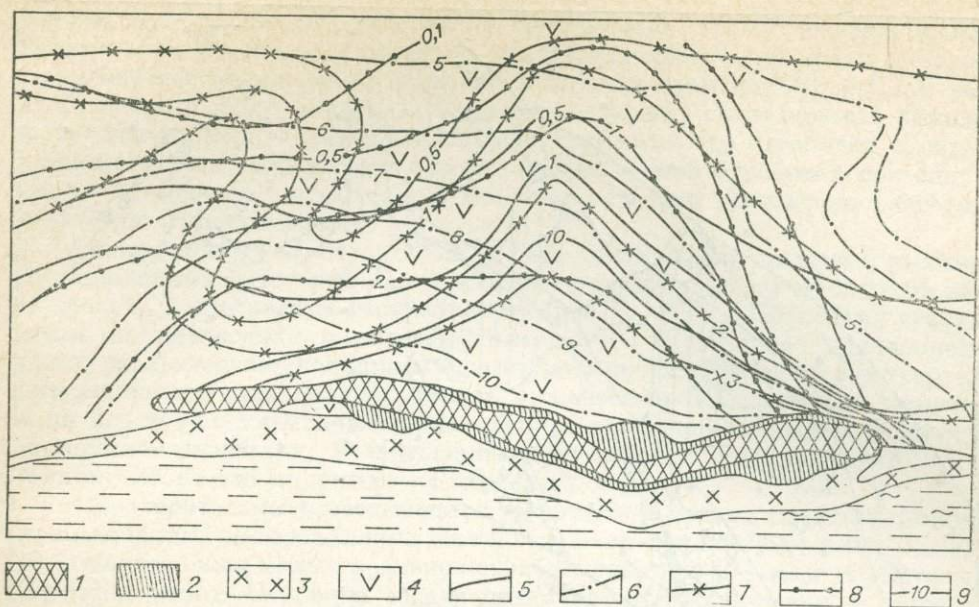


Рис. 57. Первичные ореолы рассеяния Ti, Sr, Ba и Zn вокруг нефритовой жилы 7 Оспинского месторождения.

1 — нефрит, 2 — тремолитит, 3 — родингит, 4 — серпентинит; 5—8 — ореолы титана (5), цинка (6), бария (7), стронция (8); 9 — изолинии концентраций, $n \times 10^{-3}$ вес. %.

ровать положение нефритоносной зоны, но и определить ее простираение на новом перспективном участке (рис. 58).

Выявление нефритовых жил, приуроченных к контактам родингитов, альбититов и доломитовых мраморов, проводится также с помощью горных выработок (канавы, траншеи), которые располагаются через 10—20 м вкрест простираения контакта даек метасоматитов. При этом вскрываются оба контакта на всю мощность метасоматической колонки до вмещающих хризотил-лизардитовых серпентинитов. Вскрывается и центральная часть дайки, где возможно обнаружение нефритовых жил ксенолитного типа, залегающих внутри дайки. Эндоконтакты доломитовых мраморов исследуются на полную мощность скарнирования. Все выявленные нефритовые жилы вскрываются полностью по простираению, определяются морфология и размеры жил, опробуются штучными и валовыми пробами, изучаются качественные характеристики и художественно-декоративные свойства нефрита. На глубину жилы оцениваются бурением по сети 5×5 — 10×10 м. В этом случае поисково-оценочные и разведочные работы совмещаются. По результатам поисково-оценочных работ оценивается промышленное значение выявленного месторождения. В геологическом отчете должна содержаться ориентировочная, но обоснованная оценка качества сырья и масштабов месторождения, которая будет являться основанием для составления технико-экономических расчетов и проектирования дальнейших разведочных работ.

Поисково-оценочные работы сопровождаются геологическим картированием в масштабах 1 : 1000—1 : 2000. По промышленным нефритовым жилам подсчитываются запасы категории C_2 . В целом по нефритоносным зонам и месторождению определяются прогнозные ресурсы категорий P_1 и P_2 .

СТАДИЯ РАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ НА ПРОМЫШЛЕННЫХ ЖИЛАХ

Практика геологоразведочных работ на месторождениях нефрита свидетельствует о том, что наиболее целесообразной и экономически выгодной является двустадийная схема разведки, включающая предваритель-

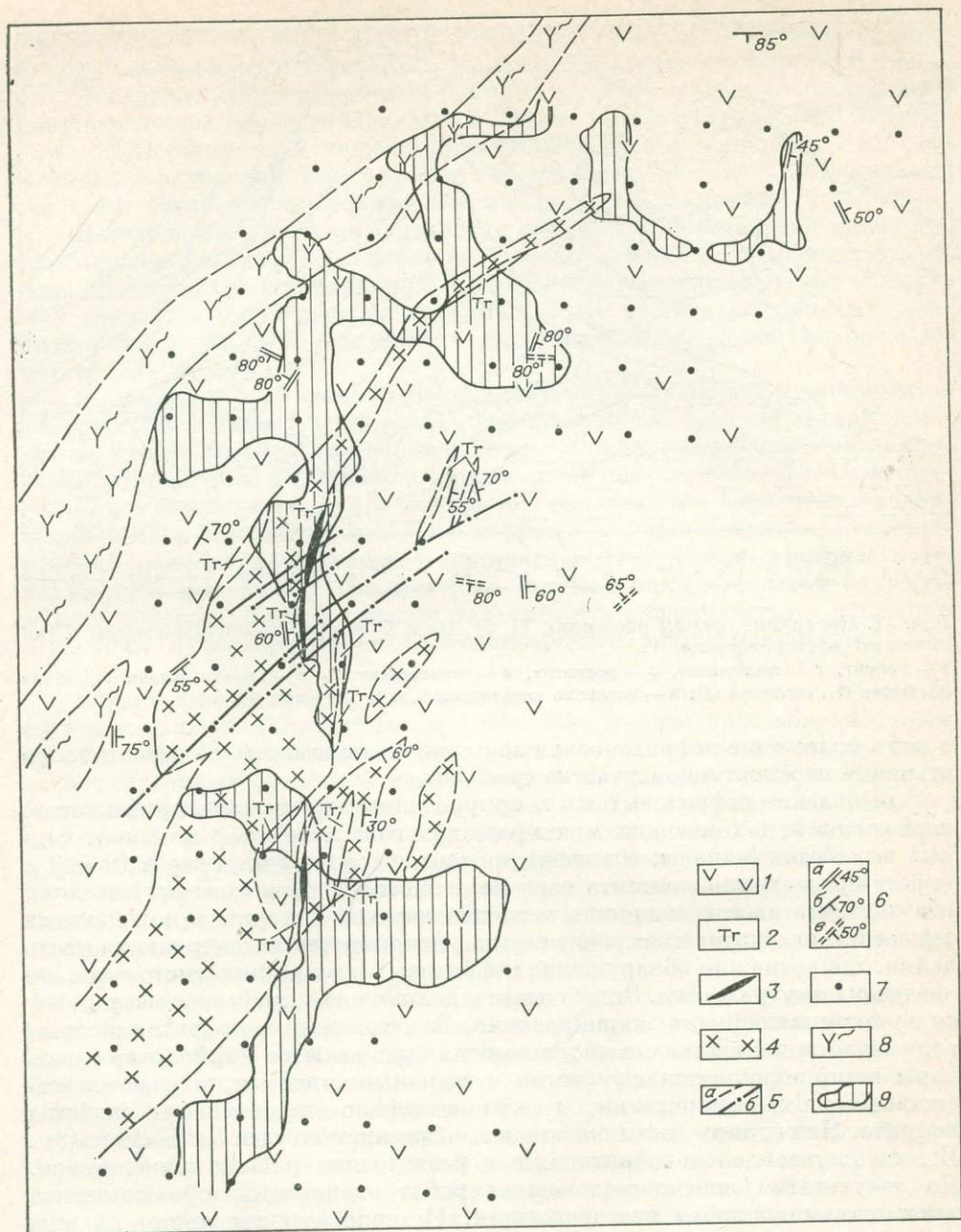


Рис. 58. Схема геологического строения Хохюртовского месторождения с геохимическими аномалиями.

1 — серпентиниты, 2 — тремолиты, 3 — жилы нефритов и их номера, 4 — метасоматиты, 5 — границы пород (а), и тектонические нарушения (б), 6 — элементы залегания плоскостей расщепления (а) контактов пород (б), трещиноватости (а); 7 — места отбора проб; 8 — кварц-хлорит-карбонатные сланцы, 9 — ореолы Sr + Ba + Zn + Ti.

ную разведку и опытно-эксплуатационные работы. Обычно эти работы проводятся одновременно, и данные, полученные по ним, соответствуют стадии детальной разведки для других полезных ископаемых. Таким образом, промышленная оценка месторождений нефрита заканчивается на стадии предварительной разведки, совмещенной с опытно-эксплуатационными работами, что согласуется с пунктами 36 и 42 «Методических указаний».

Проекты разработки месторождений нефрита составляются на основе геологических материалов, в которых проведен подсчет запасов по кате-

гориям $C_1 + C_2$. Для получения представительной технологической пробы нефрита проводится опытно-промышленная обработка карьерами отдельных участков жил, которые отнесены к запасам категорий $C_1 + C_2$. В результате этих работ уточняются данные о средних содержаниях, выходе и сортности нефрита, разрабатывается технология его обработки и переработки. Анализ материалов опытно-промышленной обработки позволяет более объективно оценить технико-экономические показатели разведываемых месторождений.

Инструкциями Мингео СССР и ГКЗ СССР кроме подсчета запасов промышленных категорий A_1 , B и C_1 предусматривается учет запасов категории C_2 и прогнозных ресурсов категорий P_1, P_2, P_3 . Поскольку нефритовые месторождения по классификации ГКЗ СССР из-за неравномерности распределения кондиционного нефрита по жиле отнесены к четвертой группе, запасы категории C_2 для них являются промышленными, поэтому к их подсчету предъявляются повышенные требования. Разрабатываются постоянные кондиции, утверждаемые для мелких месторождений ЦКЗ Мингео СССР, для крупных — ГКЗ СССР.

Предварительно разведываются нефритовые жилы, представляющие промышленный интерес (длина жил более 10 м, мощность не менее 0,3 м). Большинство жил малых размеров обрабатываются в процессе геологоразведочных работ. Основная задача предварительной разведки — геолого-экономическая оценка выявленного месторождения с подсчетом запасов по категориям C_1 и C_2 . В процессе работ планомерно и последовательно получают сведения о геологической структуре и размерах месторождения, изучается морфология, определяются размеры нефритовых жил, качество и естественная блочность нефрита в них, а также горно-технические условия эксплуатации месторождения.

Поставленные задачи решаются проходкой канав, траншей, скважин колонкового бурения и отбором валовых, штуфных и керновых проб. Разведка жил осуществляется путем полного вскрытия на поверхности по простиранию и мощности жилы. На глубину жилы разведываются бурением по сети 5×5 и 10×10 м.

Из вскрытых нефритовых жил ручным способом отбираются валовые пробы объемом не менее 1 м^3 . Расстояние между пробами регламентируется принятой разведочной сетью. Пробы отбираются на всю мощность жилы. Из каждой структурно-текстурной разновидности нефрита отбираются штуфные пробы размером $20 \times 20 \times 20$ см. По валовой пробе в поле определяется содержание нефрита-сырца в жильной массе, затем в лабораторных условиях устанавливается процент выхода кондиционного нефрита, а по штуфным пробам изучаются его структурно-текстурные особенности, художественно-декоративные и технологические свойства. Сортность нефрита определяется согласно ОСТ 41—117—76. Результаты валового опробования проверяются крупнообъемной валовой пробой (более 100 м^3), которую получают в результате проходки опытно-эксплуатационного карьера. Данные опробования с поверхности интерпретируются на глубину разведки.

При оценке элювиально-делювиальных россышных месторождений нефрита с поверхности точечным методом отбираются валовые пробы объемом $10—20 \text{ м}^3$. В долинных аллювиально-ледниковых месторождениях можно отбирать валовые пробы в магистральных канавах, пройденных через $400—800$ м вкост простирания долины с последующим определением содержания нефрита на 1 м^3 породы и качества сырья по разведочным сечениям и в целом по месторождению.

Запасы категории $C_1 + C_2$ подсчитываются после завершения разведочных работ. Как правило, подсчет запасов проводится по отдельным жилам с учетом следующих требований: на поверхности или на первом подземном горизонте должны быть определены морфология и размеры жил, основные закономерности распределения кондиционного нефрита и его качество. Изучению качества сырья придается особое значение, поскольку от этого во многом зависит оценка перспектив изучаемой жилы

и месторождения в целом. Контур блоков подсчета запасов проводится по крайним выработкам, вскрывшим нефрит. В подсчет запасов включается вся жила за исключением ее выклинивающихся и маломощных частей, содержащих, как правило, некондиционный нефрит. Подсчет запасов проводится методом геологических блоков или разрезов, причем в подсчет включается вся жильная масса с определением в ней процента выхода кондиционного нефрита по сортам.

По результатам разведочных работ и подсчета запасов осуществляется геолого-промышленная оценка месторождения с экономическим обоснованием целесообразности его эксплуатации. С этой целью предусмотрена разработка кондиций для определения балансовых запасов, имеющих промышленное значение. К числу главных показателей кондиций относятся: минимальное промышленное содержание полезного ископаемого в подсчитываемом блоке, возможная глубина отработки месторождения, предельный коэффициент вскрыши и минимальная мощность жилы.

Технико-экономическими расчетами определяется рентабельность эксплуатационных работ в соответствии с рациональной системой отработки месторождения, а также с текущей и перспективной потребностью ювелирно-камнерезной промышленности в нефрите.

Некоторые закономерности процесса нефритообразования в гипер-базитовых массивах можно сформулировать следующим образом. Нефрит — скрытокристаллическая модификация тонковолокнистых моноклинных амфиболов изоморфной серии тремолит — актинолит — роговая обманка с характерной спутанно-волокнутой микроструктурой. Окраска нефритов СССР варьирует от снежно-белой и серой до травяно-зеленой и черной. Изменение тона (т. е. доминирующей в цвете длины волны) соответственно от ≈ 574 нм для желтовато-болотных нефритов до ≈ 484 нм для черных (темно-синих). Наибольшую спектральную чистоту окраски имеют нефриты Восточного Саяна (чистота тона до 32%, светлота до 13%). С помощью методов оптической, ИК- и ЭПР-спектроскопии выяснено, что окраску нефрита определяют ионы Cr^{3+} , Ni^{2+} и Fe^{2+} , входящие в искаженные октаэдрические позиции на место ионов магния (Mg^{2+}). Для отдельных образцов высококачественного нефрита отмечается идентичная с хромдиоксидами природа окраски, что позволяет предполагать важную роль в окраске нефрита рассеянных в его массе волокнустых и веретенообразных кристаллов диоксида. Спутанно-волокнустая микроструктура — основная причина поразительной вязкости нефрита. Отдельные образцы зеленых нефритов с «пуховой» структурой выдерживают давление до 9 000 кг/см³.

Апосерпентинитовый нефрит образуется в результате инфильтрационно-диффузионного кальциевого метасоматоза по антигоритовым спутанно-волокнустым серпентинитам на контакте последних с апогаббровыми или апогранитными алюмосиликатными метасоматитами. Роль даек гранитоидов и габброидов выражается в том, что они формируют в своих экзоконтактах ореолы перекристаллизованных серпентинитов, обладающих нефритоподобной структурой. Кальциевый метасоматоз преобразует габброиды в метасоматиты кварц-цоизит-диопсидового состава, а гранитоиды — в тремолитизированные альбититы. Одновременно по серпентинитам развивается нефрит. В высокотемпературную стадию нефритообразования отмечается устойчивый парагенезис волокнустых тремолита и диоксида. Изредка сохраняются участки диопсидовых нефритов, обладающих всеми признаками нефрита, но сложенных волокнустыми диопсидами.

Тонковолокнистая структура нефритов — результат псевдоморфно-метастабильного замещения антигоритового серпентинита. Нефритообразование происходит в некотором градиенте температур (~ 370 — 400°C) при высоком химическом потенциале натрия, кальция и кремния и в узком интервале рН—Еh-растворов (соответственно 8,9—9,1 и —0,9—1,1). Анализ особенностей привноса — выноса компонентов показал, что в область реакций нефритообразования флюидами привносятся только кремний и кальций. Данные по кинетике гидротермального синтеза волокнустых амфиболов показывают, что последние синтезируются в результате последовательной реакции, промежуточный продукт которой — диоксид.

На фоне спада температур и давлений увеличиваются химические потенциалы кальция во флюиде, что приводит к появлению везувиан-гроссуляровых и альбит-хлоритовых ассоциаций метасоматитов. В эту стадию

метастабильные спутанно-волокнистые агрегаты нефритов замещаются призматическим тремолитом. Процессы преобразования нефритов и родинитов проходят в период постинтрузивного перемещения гипербазитовых массивов в верхние этажи земной коры, сопровождающегося массовой серпентинизацией, лиственитизацией и интенсивным рассланцеванием пород.

Каждая из стадий формирования и преобразования нефритов характеризуется особенностями поведения Fe^{2+} и Cr^{3+} — главных хромофоров. В высокотемпературную стадию процесса хромшпинелиды разлагаются и хром переходит в силикатную фазу. Этой стадии соответствуют нефриты ярких зеленых тонов. В последующую стадию (регрессивную) происходит перекристаллизация нефритов. В зависимости от фации метаморфизма, в условиях которой проходит процесс, формируются волокнистые или призматические модификации амфиболов. Главной особенностью перекристаллизованных нефритов является очищение их от хромофоров. Вначале исчезают реликты хромшпинелидов, затем хром выносится из силикатной фазы и фиксируется в виде хромгроссуляров в алюмосиликатных метасоматитах, а затем нефрит полностью очищается от железа. Для тремолитовых нефритов этого типа характерны мелкозернистость, голубоватая до светло-серой и белая окраска. В случае изменения фации метаморфизма происходит минеральное преобразование нефритов — появление призматических тремолитов. Благодаря подвижности алюминия и кремния появляются хлорит и тальк. В большей степени теряются типичные структуры, появляются катаклазированные сланцеватые нефриты, постепенно переходящие в тремолититы.

Апокарбонатный нефрит образуется в результате инфильтрационно-диффузионного кремнивого метасоматоза по доломитовым мраморам, заключенным в виде ксенолитов в апикальных зонах крупных батолитов полингенных гранитоидов известково-щелочного ряда. Метасоматические образования относятся к низкотемпературной (350—400°C) фации известковистых скарнов, широкое развитие в минеральных парагенезисах тремолита и диоксида определяется магниальным составом замещаемых карбонатов. Особенность флюидов — повышенное содержание в них фтора, выражающееся в формировании волокнистых амфиболов с высокой мольной долей фтор-тремолита. Цвет нефрита варьирует от снежно-белого до темно-зеленого и определяется лишь концентрацией Fe^{2+} и Fe^{3+} . Типоморфным элементом апокарбонатных нефритов является фтор. Поиск апокарбонатного нефрита перспективен в батолитах докембрийских палингенных гранитоидов, контактирующих с доломитовыми толщами и содержащих ксенолиты последних. Важное значение для начала работ имеет изучение археологических данных об орудиях труда и украшениях неолитических раскопок. Как правило, древние захоронения с изделиями из белого нефрита приурочены к рекам, несущим в своем аллювии валуны нефрита. Опоискование этих рек является начальным этапом изучения нефритоносности района.

Критерии нефритоносности служат основой для выделения перспективных площадей в неисследованных районах. Оценка особенностей геологического строения различных регионов СССР позволила выделить три перспективных района, специализированные работы в которых могли бы привести к открытию новых месторождений. Оценка перспектив крупных гипербазитовых поясов показана на примере Камчатки.

Широкое развитие на территории Камчатки крупных массивов разновозрастных интрузий ультраосновных пород, ассоциирующихся с габброидными и гранитоидными интрузиями, значительно увеличивает перспективы региона на открытие месторождений нефрита, жадеита, демантоида и хризолита. Наличие различных по возрасту и формационной принадлежности гипербазитов предполагает важное значение оценки имеющегося материала для определения перспективности отдельных массивов.

Широко развиты ультраосновные породы в пределах Восточной Камчатки. Среди них выделяются массивы полуостровов Кронцкий, Камчатский и Озерной, верховья р. Уколки и о. Карагинский.

Полуостров Кронцкий. Массивы позднемелового интрузивного комплекса ультраосновных пород располагаются в ядрах антиклинальной зоны. Площадь массивов от 0,5 до 12 км². Самый крупный массив (площадь 12 км²), сложенный апонеридотитовыми серпентинитами, расположен в бассейнах руч. Неудобного и Буй. Массив прорван габброидами палеогенового возраста. В составе ультраосновных пород преобладают катаклазированные и серпентинизированные лерцолиты. Их состав следующий (%): оливин — 60, моноклинный пироксен — 25, ромбический пироксен — 10, магнетит и хромшпинелид — 5. Моноклинный пироксен представлен двумя генерациями: крупные кристаллы (1—1,5 мм) и мелкие (0,2—0,5 мм). Ромбический пироксен — гиперстен.

Полуостров Камчатский. Наиболее крупный массив района — массив горы Солдатской, площадью около 70 км². Он залегает в ядре синклинальной структуры, имеет с вмещающими вулканогенно-осадочными образованиями не только тектонические, но и интрузивные контакты. Встречены ксенолиты вмещающих пород среди ультраосновных пород. С гипербазитами ассоциируют массивы основных пород, располагающиеся в южной части полуострова. Самый крупный из них — массив Олений, площадью 76 км². Выделяются четыре фазы внедрения основных пород: первая — крупнозернистое диаллаговое и оливиновое габбро, анортозиты; вторая — пегматоидное габбро; третья — мелкозернистое габбро; четвертая — жильные диабазы и базальтовые порфириды.

Ультраосновные массивы п-ова Камчатский мыс сложены серпентинизированными перидотитами, в составе которых помимо оливина отмечаются ромбический и моноклинный пироксены, а также все разновидности серпентинов с преобладанием антигорита.

Полуостров Озерной. Ультраосновные породы широко распространены в пределах района. Их выходы встречаются на протяжении 38—40 км, достигая длины от 0,3 до 2,5—5 км. Главная разновидность ультраосновных пород — гарцбургиты с небольшим содержанием ромбического пироксена (от 5 до 20%) и единичными зернами моноклинного пироксена. Ограниченное распространение имеют дуниты, сложенные в основном оливином с железистостью 5—10%. Ромбический пироксен представлен энстатитом. Акцессорный минерал — хромшпинелид. Пироксениты в строении массивов играют ничтожную роль. Гипербазиты прорываются дайками и жилами основных и кислых пород, внедрение которых происходит в три фазы: первая — крупнозернистое габбро; вторая — лейкократовое габбро и габбро-диабазы; третья — диоритовые порфириды и плагиограниты.

Следует отметить, что на контакте с габброидами второй фазы гипербазиты преобразуются в плотные спутанно-волокнистые серпентиниты. В отдельных случаях наблюдается замещение серпентина актинолитом. В серпентинизированных гипербазитах п-ова Озерного встречаются тела метасоматически измененных диабазов белого или серого цвета.

Остров Карагинский. Описываемый на острове гипербазитовый массив является одним из крупнейших на Восточной Камчатке. Длина его 20 км при ширине от 3—4 до 0,5—2,0 км. Сложен массив гарцбургитами и дунитами. На отдельных участках встречен полосчатый комплекс. Гарцбургиты сложены оливином и энстатитом, железистость оливина 7—8%. Клинопироксены и верлиты имеют подчиненное значение. Дуниты образуют линзы и полосы в центральной части массива. Позднемеловой интрузивный комплекс гипербазитов, кварцевых диоритов и плагиогранитов образует типичную офиолитовую интрузивную триаду. Крупная дайка габбро и кварцевых диоритов прослеживается по северо-западному контакту ультраосновного массива. Мощность дайки 200 м, в пережимах — до нескольких метров. Ультрабазиты в контакте с дайкой перекристаллизованы. Особенности реакционного взаимодействия не изучены. Среди

серпентинитов, замещающих гарцбургиты, преобладают антигоритовые и лизардитовые петельчатые разновидности.

В верховьях р. Уколки обнаружен еще один массив гипербазитов — Кратонский, изученный значительно слабее других. Преобладающие породы — гарцбургиты, выделяются дайки и жилы габброидов и плагиогранитов. Есть сведения о наличии родингитов. Массив приурочен к той же тектонической зоне, что и массивы о. Карагинского и п-ова Озерного, и относится к дунит-гарцбургитовому формационному типу.

Из всех массивов Восточной Камчатки наиболее перспективными являются массивы о. Карагинского, п-ова Озерного и массив Кратонский. Основой для такого заключения являются следующие факторы.

1. Принадлежность массивов к типичной офиолитовой серии, включающей гипербазиты дунит-гарцбургитовой формации, габброиды и плагиограниты толеитового ряда.

2. Зеленокаменная фация метаморфизма вмещающих сланцев альбит-роговообманкового, альбит-эпидот-хлоритового, кварц-альбит-эпидотового состава.

3. Наличие в массивах протяженных даек и жил габброидов и плагиогранитов, указания на образование в контактовых ореолах спутанно-волокнистых антигоритовых серпентинитов и проявление в их экзоконтактах тремолитизации.

4. Слабая степень серпентинизации пород, проявление хризотил-лизардитовой серпентинизации, отношение в серпентинитах

$$\text{FeO/Fe}_2\text{O}_3 = 1,5-1,7.$$

5. Типичные геохимические особенности габброидов и плагиогранитов толеитового ряда, выражающиеся в их натровом характере, повышенных содержаниях кальция и магния.

6. Минимальные концентрации в гипербазитах титана, при содержании хрома $>0,2\%$ и $\text{NiO} >0,3\%$, низкие содержания $\text{CaO} - 0,4-0,8\%$.

Перспективность на нефрит гипербазитового массива о. Карагинского была оценена нами на основе опубликованных данных. В полевой период 1980 г. на одном из перспективных участков массива были проведены рекогносцировочные маршруты.

Красная западная зона массива сложена в различной степени катаклизированными лизардит-хризотилowymi и антигоритовыми серпентинитами. Эта зона насыщена дайками и жильными телами габбро-диабазов, габбро-норитов и плагиогранитов, в различной степени подвергшихся процессам родингитизации и альбитизации. Обнаружение в пределах этой зоны обломков и глыб тремолититов и нефрита дает основание считать ее нефритоносной.

Родингиты встречены в коренном залегании как в виде отдельных тел, так и в оторочках вокруг слабоизмененных габброидов. Их исходный состав подтверждается реликтовыми участками офитовой структуры, а также почти полным отсутствием редких щелочей (2—5 г/т), характерным для производных толеитовой магмы. Состав родингитов определяется соотношением слагающих их минералов: клиноцоизита, эпидота, цоизита, диопсида, граната, тремолита, карбоната и лейкоксена. Набор минералов сходен с таковым для родингитов Восточного Саяна.

В аллювии руч. Эльвьям обнаружен валунчик серого нефрита ($10 \times 10 \times 8$ см), в котором отмечаются реликтовые участки темно-серого серпентинита. Нефрит просвечивает в тонких сколах. Микроскопическое изучение нефрита показало, что для него характерна фибробластовая структура. В общей тремолитовой волокнистой массе выделяются участки незамещенного антигорита. Структура основной массы собственно нефритовая, спутанно-волокнистая. Микроволокна тремолита размером от $0,005 \times 0,01$ до $0,01 \times 0,1$ слагают изогнутые пучки в несколько десятков волоконцев. Характерная особенность нефрита — сохранность граней и сплошности зерна у реликтового хромшпинелида. Отсутствие элементов

разложения и замещения хромшпинелидов, а также реликты антигорита указывают на начальные этапы нефритообразования. Несмотря на высокую концентрацию Cr, ярко-зеленая окраска нефрита отсутствует, так как 90—95% элемента сконцентрировано в окисной фазе, а в силикатной фазе хрома практически нет.

В пределах нефритоносной зоны обнаружено несколько элювиально-делювиальных обломков светло-зеленых тремолитов, микроскопический анализ которых показал, что они — продукт диафореза нефрита. Сохранившаяся в некатаклазированных участках порода обладает мелкозернистой «пуховой» нефритовой структурой. На участках максимальной трещиноватости появляются волнистые микроструктуры, при которых параллельные трещинкам одновременно погасающие волокна образуют закономерно повторяющиеся изгибы. Кроме тремолита в породе появляется тальк. Находки тремолитов и нефрита являются прямым указанием на возможность открытия в пределах массива коренных тел нефрита.

Поиски нефрита, применительно к условиям Камчатки, должны вестись непосредственно на массивах, так как интенсивная заболоченность рек в среднем течении и насыщенность льдами и снегом ущелий в верхнем течении значительно осложняет использование эффективного валунно-глыбового метода. Целесообразно начинать поисковые работы с использованием аэрогеологических методов, позволяющих выделять нефритоносные зоны, хорошо выраженные геоморфологически.

Вторым крупным нефритоносным районом СССР может стать Урал, по распространенности гипербазитов не имеющий аналогов в мире. Известные к настоящему времени проявления нефрита на Полярном и Среднем Урале ни в коей мере не могут характеризовать возможную интенсивность нефритообразования и его качество. Основное внимание при оценке нефритоносности гипербазитовых массивов уделяется геохимическим типам магматических пород, фации метаморфизма серпентинитов, характеру и интенсивности метасоматических изменений дайковых комплексов, химизму родингитов. В соответствии с критериями нефритоносности одним из наиболее перспективных на нефрит массивов является Алапаевский. Это крупнейший гипербазитовый массив Урала, имеющий многие геологические и геохимические характеристики, близкие к таковым Оспинского массива. Поиск коренных месторождений нефрита на Алапаевском массиве усугубляется слабой эродированностью и отсутствием водотоков с мощными аллювиальными отложениями. Поэтому валунно-глыбовый метод, столь эффективный в Сибири, на Урале оказался бесперспективным. Важное значение в закрытых районах приобретают геофизические и геохимические методы, позволяющие выявить нефритоносные зоны и начать детальные работы на массиве. Изучение нефритов из Халиловского месторождения показало важность уточнения особенностей влияния выветривания на прозрачность и цвет нефритов. В закрытых районах этап прогнозирования, предшествующий остальным этапам поисков, приобретает решающее значение. Изучение результатов предшествующих исследований гипербазитов позволит уже на ранних этапах работ выделить в перспективных массивах участки, в которых могут быть обнаружены тела нефритов.

Открытие А. П. Секериным [1979] коренного меторождения апокарбонатного нефрита активизировало исследования этого генетического типа месторождений. Те данные, что были получены, позволяют сформулировать критерии поисков и начать прогнозную оценку регионов. В первую очередь необходимо было оценить перспективы Восточно-Саянского района.

В 1982 г. после многолетних поисковых работ А. Н. Сутуруну, В. Ф. Ивашкину, Э. В. Белоколодову удалось впервые обнаружить небольшие валуны белого нефрита в среднем течении р. Китой, ниже устья р. Китой-Кин. Анализ структурных особенностей и их химического состава показал их апокарбонатный генезис. Изучение геологического строения района позволило наметить перспективный участок в истоках рек Китой-Кин и Малая Белая. Здесь палингенные докембрийские гра-

- Авдонцев Н. А. Гранитоиды Гарганской глыбы. М.: Наука, 1967. 99 с.
- Арсентьев В. П., Волков Л. С., Копейкина Т. В. О взаимоотношениях гранитоидов и гипербазитов Урикско-Китойского междуречья (Восточный Саян).— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Улан-Удэ, 1960, с. 3—21.
- Азров Г. Д., Поленов Ю. А. Закономерности размещения месторождений кварцевого и камнесамоцветного сырья на территории Казахстана и перспективы расширения минерально-сырьевой базы.— В кн.: Прогнозирование, поиски и оценка месторождений пьезооптического и камнесамоцветного сырья. М., 1980, с. 23—25.
- Банк Г. В мире самоцветов. М.: Мир, 1979. 157 с.
- Банкрифт Г., Мездок А., Барис Р. Физика минералов. М.: Мир, 1971.
- Бек В. В., Мушкетов И. В. Нефрит и его месторождения.— Горный журнал, 1882, т. 2, № 6, с. 375—424.
- Белов И. В., Богдаева М. В. Формация ультраосновных пород восточной части Восточного Саяна и Прибайкалья.— В кн.: Петрография Восточной Сибири. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 103—156.
- Богданович К. И. Месторождения нефрита в Куэнь-Луэ.— Зап. Импер. Слб. минерал. о-ва. 1892.
- Богданович К. И. О Сибирских нефритах.— Зап. Импер. Слб. минерал. о-ва. Протоколы заседания. 1894, с. 420.
- Богдаева М. В. Оспинско-Китойский массив гипербазитов (Восточный Саян).— Тр. Вост.-Слб. филиала. Сер. геол., 1961, вып. 16, с. 5—51.
- Варлаков А. С. Классификация генетических типов процессов серпентинизации альпийнотипных гарцбургитов.— Тр. Ильмен. гос. заповедн., 1978, вып. 20, с. 69—91.
- Воронцов А. Е., Глазунова А. Д. Стронций и барий в нижнепалеозойских гранитоидах Бугульминского интрузивного комплекса (Восточный Саян).— В кн.: Стронций и барий в эндогенных образованиях. М.: Наука, 1973, с. 61—71.
- Глазунов О. М. Геохимия и рудоносность гипербазитов и габброидов. Новосибирск: Наука, 1981. 192 с.
- Грудинин М. И., Секерин А. П. Прибайкальский нефрит.— Природа, 1976, № 10, с. 106—108.
- 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.
- Гуляев В. И. По следам конкистадоров. М.: Наука, 1976. 158 с.
- Гурулев С. А., Шагжиев К. Ш. Геология и условия образования Парамского месторождения нефрита в Восточной Сибири.— В кн.: Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов. М.: Наука, 1973, с. 234—244.
- Денискина Н. Д., Калинин Д. В. О генезисе амфиболовых асбестов в свете экспериментальных данных.— В кн.: Экспериментальные исследования по минералогии (1969—1970 гг.). Новосибирск: Наука, 1971, с. 86—89.
- Денискина Н. Д., Калинин Д. В., Стенина Н. Г. Механизм формирования амфибол-асбестовой минерализации.— Геохимия, 1974, № 4, с. 534—542.
- Дир У. А., Хаун Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 2, 3. М.: Мир, 1965.
- Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Фации метаморфизма. М.: Недра, 1970. 432 с.
- Добрецов Н. Л. Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980. 200 с.
- Докембрий Восточного Саяна. М.—Л.: Наука, 1964. 328 с.
- Додия А. Л. Геология и минералогия Южной Сибири. М.: Наука, 1979.
- Замалетдинов Р. С. Месторождения нефрита, их поиски и разведка.— Разведка и охрана недр, 1975, № 7, с. 18—24.
- Замалетдинов Р. С. Геолого-промышленные типы месторождений нефрита Сибири и методы их поисков.— В кн.: Геология, методы поисков, разведки и оценки

- месторождений ювелирных, ювелирно-поделочных и поделочных камней. Иркутск, 1979а, с. 35—37.
- Замалетдинов Р. С.** Факторы формирования различных генетических типов месторождений нефрита Сибири.— В кн.: Геология, методы поисков, разведки и оценки месторождений ювелирных, ювелирно-поделочных и поделочных камней. Иркутск, 1979б, с. 38—39.
- Замалетдинов Р. С.** Закономерности размещения месторождений камнесамоцветного и кварцевого сырья на территории Южной Сибири и перспективы расширения минерально-сырьевой базы.— В кн.: Прогнозирование, поиски и оценка месторождений пьезооптического и камнесамоцветного сырья. М., 1980, с. 13—15.
- Замалетдинов Р. С., Крузко Н. С., Татаринов А. В., Якшин И. С.** Новые данные о цветных камнях Забайкалья.— В кн.: Минералого-геохимические очерки Забайкалья. Улан-Удэ, 1971, с. 67—71.
- Замалетдинов Р. С., Лузина В. Г., Сутурин А. Н., Горбатова К. Ю.** Методические указания по поискам и перспективной оценке месторождений цветных камней. Вып. 3. Нефрит. М., 1974. 46 с.
- Замалетдинов Р. С., Сутурин А. Н.** Уланходинское месторождение нефрита (Восточный Саян).— Сов. геология, 1974, № 9, с. 90—98.
- Замалетдинов Р. С., Сутурин А. Н.** Условия формирования и закономерности размещения месторождений нефрита в гипербазитах.— В кн.: Геология, методы поисков, разведки и оценки месторождений ювелирных, поделочных и декоративно-облицовочных камней. М., 1975, с. 14—15.
- Замалетдинов Р. С., Сутурин А. Н., Бурмакина Г. В.** Новые месторождения нефрита Восточной Сибири.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Сибири. Т. 2. Томск: Изд. ТГУ, 1974, с. 81—82.
- Замалетдинов Р. С., Сутурин А. Н., Якшин И. С., Галимов А. З., Секерин А. П.** Опыт поисков и оценки месторождений нефрита в Восточной Сибири.— В кн.: Прогнозирование, поиски и оценка месторождений пьезооптического и камнесамоцветного сырья. М., 1980, с. 77—79.
- Замалетдинов Р. С., Якшин И. С.** Геологические особенности и условия формирования Восточно-Сибирских месторождений нефрита.— Разведка и охрана недр., 1971, № 8, с. 15—17.
- Зоненшайн Л. П.** Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М.: Недра, 1972. 270 с.
- Калинин Д. В.** Экспериментальные исследования физико-химических условий скарнирования. Новосибирск: Наука, 1969. 116 с.
- Калинин Д. В.** Механизм и кинетика гидротермальных реакций силикатообразования. Новосибирск: Наука, 1973. 102 с.
- Калинин Д. В., Денискина Н. Д., Лохова Г. Г.** Амфиболовые асбесты, их синтез и генезис в природе. Новосибирск: Наука, 1975. 86 с.
- Калинин Д. В., Лохова Г. Г., Денискина Н. Д.** Кинетика реакций гидротермального синтеза амфиболовых асбестов.— В кн.: Экспериментальные исследования по минералогии (1969—1970 гг.). Новосибирск: Наука, 1971, с. 90—94.
- Карпов И. К.** Физико-химическое моделирование на ЭВМ в геохимии. Новосибирск: Наука, 1981. 245 с.
- Киевленко Е. Я.** Проблемы изучения минерально-сырьевых ресурсов цветного камня СССР.— В кн.: Драгоценные и цветные камни как полезное ископаемое. М.: Наука, 1973, с. 7—15.
- Киевленко Е. Я., Сенкевич Н. Н.** Геология месторождений поделочных камней. М.: Недра, 1976. 280 с.
- Киевленко Е. Я.** Поиски и оценка месторождений драгоценных и поделочных камней. М.: Недра, 1980. 166 с.
- Колбанцев Р. В.** Закономерности размещения неметаллических полезных ископаемых в ультраосновных породах Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов. М.: Наука, 1973, с. 30—35.
- Колбанцев Р. В.** К проблеме петрологии дунито-гарцбургитовой формации юга Сибири.— В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Восточной Сибири. Иркутск, 1974, с. 49—50.
- Колбанцев Р. В., Конников А. З.** О роли карбонатных пород в образовании нефрита.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Сибири. Т. 2. Томск: изд. ТГУ, 1974, с. 80—81.
- Колбанцев Р. В., Конников А. З.** Нефрит.— В кн.: Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые. Л.: Недра, 1978, с. 519—524.
- Колесник Ю. Н.** Нефриты Сибири. Новосибирск: Наука, 1965. 150 с.
- Колесник Ю. Н.** Петрология высокотемпературных метасоматических пород из ультрабазитовых массивов. Автореф. докт. дис. М., 1974. 58 с.
- Колесник Ю. Н.** Высокотемпературный метасоматоз в ультраосновных массивах. Новосибирск: Наука, 1976. 240 с.
- Колман Р. Г.** Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.
- Коржинский А. Ф.** Термооптические исследования водных магнезиальных силикатов Оспинского ультраосновного массива в Восточном Саяне.— В кн.: Материалы по геологии Восточной Сибири. Вып. 8. Иркутск, 1958а, с. 175—220.
- Коржинский А. Ф.** Скарновые образования в Оспинско-Китойском гипербазитовом массиве в Восточном Саяне.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1958б, т. 87, вып. 3, с. 327—347.

- Коржинский А. Ф. Гидротермально-измененные породы редкометалльных месторождений Восточной Сибири. М.: Наука, 1967. 432 с.
- Коржинский А. Ф. Природа графита в гипербазитах Оспинского массива в Восточном Саяне.— В кн.: Республиканский межведомственный сборник по геологии и геохимии горючих ископаемых. Вып. 9. Киев, 1977, с. 115—126.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 335—456.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 387 с.
- Куплетский Б. М. Коренное нефритовое месторождение на р. Хара-Жалга в Восточном Саяне.— Докл. АН СССР. Сер. А, 1926, вып. 6, с. 115—118.
- Лагутина М. В. Поведение углерода при серпентинизации ультрабазитов. Автореф. канд. дис. Иркутск, 1978. 25 с.
- Лебединский В. И., Кириченко Л. П. Камень и человек. М.: Наука, 1974. 213 с.
- Лепезин Г. Г. Метаморфические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1978. 232 с.
- Летников Ф. А., Карпов И. К., Киселев А. И., Шкандрий Б. Л. Флюидный режим земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1977. 205 с.
- Лодочников В. Н. Серпентины и серпентиниты Ильчирские и другие. Л.: ОНТИ, 1936. 817 с.
- Малеев М. Н. Свойства и генезис природных нитевидных кристаллов и их агрегатов. М.: Наука, 1971. 99 с.
- Мальшев А. А. Некоторые особенности строения и состава различных гипербазитовых полей Средне-Витимской горной страны и юга Витимского плоскогорья.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым БурАССР. Вып. 15. Улан-Удэ, 1972, с. 40—44.
- Мальшев А. А. Альпийотипные гипербазиты Средне-Витимской горной страны и юга Витимского плоскогорья. Автореф. канд. дис. Иркутск, 1972. 30 с.
- Мамуровский А. А. Месторождение нефрита на горе Бикиляр. Вып. 5. М.: Литогеа, 1918. 52 с.
- Масон М. Е. Третий кусок нефритового могольника Тимура.— В кн.: Эпиграфика Востока. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1948, с. 63—75.
- Методические указания о проведении геологоразведочных работ по стадиям (твердые полезные ископаемые). М.: ВИЭМС, 1976. 27 с.
- Мункетов И. В. О местах нахождения нефрита.— Зап. Импер. Спб. минерал. о-ва. Ч. 16. Протоколы, 1881, с. 318—319.
- Наковник Н. И. Определение количественного изменения вещества при гидротермальном метаморфизме.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1958, ч. 87, вып. 4, с. 401—417.
- Никитина Л. П., Митрофанов Ф. П., Бузиков И. П., Дав В. И., Авдонцев Н. А. Докембрий юго-восточной части Восточного Саяна и западной части хр. Хамар-Дабан.— В кн.: Докембрий Восточного Саяна. М.—Л.: Наука, 1964, с. 123—277.
- Никитин И. Н., Степанов А. П. Нефрит в гипербазитах Халиловского массива на южном Урале.— В кн.: Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов. М.: Наука, 1973, с. 231—233.
- Окладников А. П. Неолит и бронзовый век Прибайкалья. Ч. I, II. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1950. 411 с.
- Окладников А. П. Неолит и бронзовый век Прибайкалья (глазковское время). Ч. III. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1955. 371 с.
- Павлов Ю. А., Парфенов Л. М. Глубинное строение Восточного Саяна и Южно-Алданских окраинчатей Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1973. 110 с.
- Парфенов Л. М. Основные черты докембрийской структуры Восточного Саяна. М.: Наука, 1967. 144 с.
- Пинус Г. В. О возрасте гипербазитов Восточного Саяна и некоторых вопросах геологии, с ними связанных.— Геол. и геофиз., 1965, № 4, с. 58—65.
- Пинус Г. В., Колесник Ю. Н. Альпийотипные гипербазиты юга Сибири. М.: Наука, 1966. 210 с.
- Платонов А. Н., Беличенко В. П., Никольская Л. В., Польшин Э. В. Об окраске нефритов.— В кн.: Конституция и свойства минералов. Вып. 9. Киев: Наукова думка, 1975, с. 52—58.
- Поспелов Г. Л. Парадоксы, геофизическая сущность и механизм метасоматоза. Новосибирск: Наука, 1973. 355 с.
- Рудник Г. Б., Кашицев Г. Л., Кузнецов И. Е. Геологическое строение и хромитоносность массива Рай-Из.— В кн.: Материалы совещания по составлению прогнозно-металлогенических карт на хромиты. М., 1971, с. 174—187.
- Салон Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. 1. М.: Наука, 1964. 511 с.
- Салон Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. 2. М.: Недра, 1967. 699 с.
- Секерин А. П. К вопросу о происхождении нефрита в Средне-Витимской горной стране.— В кн.: Научно-техническая молодежь — производству. Иркутск, 1977а, с. 125—127.
- Секерин А. П. Кургушибинское месторождение нефрита в Западном Саяне.— Геол. и геофиз., 1977б, № 7, с. 57—64.
- Секерин А. П. Особенности геологического строения, петрология и генезис нефритовых

- месторождений Саяно-Байкальской горной области. Автореф. канд. дис. Иркутск, 1979а. 21 с.
- Секерин А. П.** К вопросу об условиях образования нефрита.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 9.
- Семенов А. А.** Надписи на надгробии Тимура и его потомков в Гур-Эмпре.— В кн.: Эпиграфика Востока. М.— Л.: Изд-во АН СССР, 1948, с. 49—62.
- Сибилев А. К.** Петрология и асбестовость офиолитов (на примере Иджимского массива в Западном Саяне). Новосибирск: Наука, 1980. 214 с.
- Скаков В. Г.** Геология, методы поисков и разведки месторождений неметаллических полезных ископаемых. М.: 1976, с. 46. (Экспресс-информация ВИЭМС. Вып. 2).
- Соболев Н. Д.** Месторождения хризотил-асбеста Саянской перидотито-серпентинитовой полосы. М.— Л.: Изд-во АН СССР, 1934, вып. 4. 72 с.
- Соболев Н. Д.** Материалы по геологии и петрографии Тункинских и Читойских Альп. М.— Л.: Изд-во АН СССР, 1940. 144 с.
- Соболев Н. Д.** О скарилах и хлорито-гранитовых породах.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1959, ч. 88, вып. 4, с. 495—496.
- Сутурин А. Н.** Геохимия гипербазитов Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1978. 142 с.
- Сутурин А. Н.** Прогнозирование месторождений кампесамоцветного сырья в гипербазитовых массивах.— В кн.: Пути повышения эффективности поисковых работ на пьезооптическое и кампесамоцветное сырье. М., 1982, с. 55—56.
- Сутурин А. Н., Замалетдинов Р. С.** Геохимические аспекты поиска нефритов в гипербазитовых массивах.— В кн.: Методы прикладной геохимии. Ч. I. Иркутск, 1981а, с. 199—200.
- Сутурин А. Н., Замалетдинов Р. С.** Генетическая интерпретация пзморфизма хромшпинелидов.— В кн.: Пятый Всесоюз. симпозиум по проблеме изоморфизма. Черноголовка, 1981б, с. 41—42.
- Сутурин А. Н., Замалетдинов Р. С.** Временные факторы нефритообразования в гипербазитах.— В кн.: Минералы, горные породы и месторождения полезных ископаемых в геологической истории. Л.: Наука, 1981в, с. 104—105.
- Сутурин А. Н., Замалетдинов Р. С., Бурмакина Г. В.** Геохимические особенности нефритов Бурятии.— В кн.: Ежегодник СИБГЕОХИ — 1972. Иркутск, 1973, с. 214—217.
- Сутурин А. Н., Замалетдинов Р. С., Бурмакина Г. В.** Первичные ареолы нефритовых месторождений и перспективы использования геохимических методов при поисках нефрита.— В кн.: Теоретические аспекты миграции элементов — индикаторов рудных месторождений и математические методы обработки геохимической информации. Ереван, 1974, с. 82—84.
- Сутурин А. Н., Замалетдинов Р. С., Бурмакина Г. В.** Типы месторождений нефрита и критерии нефритоносности гипербазитовых массивов.— В кн.: Минералогия гипербазитов дунит-гардбургитовой формации. (Неметаллические полезные ископаемые.) Л.: ВСЕГЕИ, 1976, с. 123—131.
- Сутурин А. Н., Замалетдинов Р. С., Летников Ф. А. и др.** Минералогия и генезис нефритов СССР.— В кн.: Тезисы докл. на сессии ММА. Т. 2. Новосибирск, 1978, с. 110—112.
- Сутурин А. Н., Замалетдинов Р. С., Летников Ф. А. и др.** Минералогия и генезис нефритов СССР.— В кн.: Самоцветы. Л.: Наука, 1980, с. 87—97.
- Сутурин А. Н., Потемкин П. И.** Оценка неопределенности геохимических признаков при сравнении гипербазитовых массивов.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. Иркутск, 1974, с. 22—24.
- Сутурин А. Н., Смольников В. В., Шарифкер В. С.** Расчет необходимой термодинамической информации для системы $\text{SiO}_2\text{—CaO—MgO—Al}_2\text{O}_3\text{—FeO—Fe}_2\text{O}_3\text{—Na}_2\text{O—K}_2\text{O—CO}_2\text{—Cr}_2\text{O}_3\text{—NiO—S}$.— В кн.: Применение математических методов для описания и изучения физико-химических равновесий. Иркутск, 1982, с. 214.
- Сутурин А. Н., Сутурин Т. А.** Дипсидовый нефрит из месторождений Восточного Саяна.— В кн.: Минералогия, геохимия и методы исследования минералов. Владивосток, 1976, с. 21.
- Сутурин А. Н., Яшкин И. С., Замалетдинов Р. С.** Месторождения нефрита в Восточном Саяне.— В кн.: Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов. М.: Наука, 1973, с. 245—247.
- Татариннов А. В., Кизияров Г. П., Завьялова Л. Л., Брандт С. Б.** Рудные минералы и особенности происхождения месторождений жадеитов и нефритов в ультрабазитах Сибири.— Докл. АН СССР, 1980, т. 250, с. 434—438.
- Таусон Л. В.** Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.
- Тектоника Евразии.** Объяснительная записка к тектонической карте Евразии. М-б 1 : 5 000 000. М.: Наука, 1966.
- Терещенко Л. В.** Теоретические предпосылки прогноза месторождений нефрита и рекомендации к их поискам.— В кн.: Геология, методы поисков, разведки и оценка месторождений ювелирных, поделочных и декоративно-облицовочных камней. М.: 1975, с. 10—14.
- Трофимов В. С.** Новые данные по геологии центральной части Восточного Саяна.— Бюлл. МОИП, Отд. геол., 1940, вып. 18, № 5—6, с. 79—93.
- Ферсман А. Е.** Рассказы о самоцветах. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 261 с.
- Ферсман А. Е.** Очерки по истории камня. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 480 с.

- Хефлик В. Минералого-петрографическое исследование лейкократовой зоны преобразования в районе Йорданова (Нижняя Силезия). Варшава, 1967, 123 с.
- Хефлик В. Минералогия и генезис нефрита из Йорданова (Нижняя Силезия, Польша).— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1968, ч. 97, вып. 1, с. 96—99. ✓
- Хильтова В. Я., Крылов П. Н. Докембрий центральной части Восточного Саяна.— В кн.: Докембрий Восточного Саяна. М.—Л.: Наука, 1964, с. 8—122.
- Шестопалов М. Ф. Новые месторождения нефрита в Восточном Саяне.— В кн.: Сборник работ по самоцветам. М.—Л.: 1938, вып. 5, с. 74—105.
- Шмакин Б. М., Татаринев А. В., Замалетдинов Р. С., Сутурин А. Н., Рогова В. П. Вопросы минералогии и перспективы использования камнесамоцветного сырья Восточной Сибири.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1977, вып. 4, с. 417—423.
- Шоу Д. М. Геохимия микроэлементов кристаллических пород. Л.: Недра, 1969. 207 с.
- Штейнберг Д. С., Чашухин И. С. Серпентинизация ультрабазитов. М.: Наука, 1977. 312 с.
- Якшин И. С., Замалетдинов Р. С. Первая находка нефритов в ассоциации с флогопитом в Восточном Саяне.— В кн.: Эндеогенные полезные ископаемые Саяно-Байкальской горной области. Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1974, с. 211—214.
- Якшин И. С., Замалетдинов Р. С., Сутурин А. Н. Состав и структура нефритов Восточного Саяна.— В кн.: Вопросы геологии Сибири. Томск.: изд. ТГУ, 1974, с. 220—221.
- Ячевский Л. А. О нефрите из долины реки Оюта.— Зап. минерал. о-ва, 1895, ч. 34, вып. 1. Протоколы, с. 36—37.
- Ячевский Л. А. Испытание сопротивлений нефрита.— Изв. о-ва горных инж., Спб., 1897, № 2, т. 6, с. 4—3.
- Ячевский Л. А. О результатах работ в Восточном Саяне, о микроструктуре нефрита и его генезисе.— Зап. минерал. о-ва, 1897, ч. 35, вып. 1. Протоколы, с. 13—27.
- Ячевский Л. А. Сообщение об открытии месторождения нефрита по р. Хара-Жалга.— Зап. минерал. о-ва, 1897, ч. 35, вып. 2, с. 61.
- Ячевский Л. А. Предварительный отчет об исследованиях, произведенных в местности, прилегающей к южной части Байкала.— В кн.: Геологические исследования и разведочные работы по линии Сибирской железной дороги. Вып. 7. 1898, с. 1—3.
- Ячевский Л. А. Коренные месторождения нефрита на Хара-Жалге и Оспе.— Вестник геол. комитета, 1925, № 4, с. 13—14.
- Bishop H. R. Investigation and studies in jade. 2Bdc. N. Y., 1906.
- Chesterman C. W. Nephrite in Marin Country.— Div. of Mines, Spec. Rep. California, 1951, v. 10 — B, p. 5—11.
- Crippen R. A. Nephrite jade and associated rocks of the cape San. Martin region, Monterey Country.— Div. of Mines, Spec. Rep. California, 1951, v. 10 — A, p. 1—14.
- Cobb H. S. Long Creek jade deposit.— Mineralogist, 1949, v. 17, N 1, p. 44.
- Evans J. H. Nephrite jade in Mariposa Country.— Min. Inform. Surv. Calif. Div. Mines. and Geol., California, 1966, v. 19, N 9, p. 135—147.
- Fisher H. Nephrit und Jadeit. Stuttgart, Schweizerbart'sche Vorlagshandel., 1880, s. 417.
- Heflik W. Diopside and Diopside Rocks from Jordanow near Sobotka. (Lower Silesia).— Bull. of Academie Pol. des Sci. Serie des sci. geol. et geogr., 1965, v. XIII, N 2, p. 119—125.
- Kalkowsky E. Geologie des Nephrites im südlichen Ligurien.— Z. Deutsch. Geol. Ges., Berlin, 1906, t. 58, s. 307.
- Lanphere M. A., Hockley J. The age nephrite occurrences in the Great Serpentine Belt of New South Wales.— Jour. of the Geol. Soc. of Australia, 1976, v. 23, N 1, p. 15—17.
- Leaming S. F. Jade in Canada.— Pap. Geol. Surv. Can., 1979, N 78—99. 59 p.
- Li-Ping Tan, Chiming Wang Lee and Pei Lin Tien. Mineralogy of the Fengtein Area, Hualien, Taiwan, 1978, 81 p.
- Steinman G. Eine Entstehung des Nephrits in Ligurien und die Schwellungsmetamorphose. Sitzungsberichte der hiederrhein. Gesel. für Natur und Heilkunde, 1908, Bd 13 (januar).
- Traube H. Über einen neuen Fund von anstehendem Nephrit bei Reichenstein in Schlesien.— Neues Jahrbuch für Mineral., Geol. und Paläontologie, Stuttgart, 1887, Bd. 2, s. 275—278.
- Wenner D. B. Hydrogen, oxygen and carbon isotopic evidens of the origin of rodingites in serpentinized ultramafic rocks.— Geoch. et cosmochim. acte, 1979, N 4, p. 603—614.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава 1. Геологическое строение нефритоносных районов	5
Глава 2. Состав даек базитов, гранитоидов и метасоматитов	29
Глава 3. Месторождения нефрита	49
Глава 4. Химизм, структура, минералогические и физические особенности нефритов	89
Глава 5. Генезис нефритов и родингитов	104
Глава 6. Типы месторождений нефрита и критерии нефритоносности	118
Глава 7. Рациональная последовательность поисков и оценки месторождений нефрита	128
Заключение	139
Литература	145

Александр Николаевич Сутурин
Равиль Серазетдинович Замалетдинов

НЕФРИТЫ

Утверждено к печати
Институтом геохимии им. академика
А. П. Виноградова СО АН СССР

Редакторы издательства *А. Ю. Степанова, Г. А. Есева*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *В. В. Подкопаев*
Технический редактор *Н. М. Остроумова*
Корректоры *С. В. Блинова, В. В. Борисова*

ИБ № 23503

Сдано в набор 02.03.84. Подписано к печати 19.11.84. МН-01579. Формат 70×108^{1/16}. Бумага типографская № 1. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 13,3. Усл. кр.-отт. 13,6. Уч.-изд. л. 14,8. Тираж 1100 экз. Заказ № 88. Цена 2 р. 20 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.

4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

**Сибирское отделение издательства «Наука»
готовит к выпуску в 1985 г. книгу:**

Вотах О. А. Введение в геотектонику.— 20 л.

В книге анализируются современные знания о фундаментальных объектах геотектоники — науки о структуре и истории развития Земли в целом и всех ее составных частей, называемых структурными элементами. Данные о структуре и составе этих объектов представлены в систематизированном на основе единой ранговой шкалы виде. Они иллюстрированы конкретными примерами, которые наглядно показывают, что из чего в земной коре и в Земле состоит, последовательно раскрывают ее строение от самых мелких деталей до глобальных частей планеты включительно. Их внутренняя структура представляется в четырех различных видах трехмерного пространства, по которым различаются минеральная, формационная, геоструктурная и глобальная группы структурных элементов Земли. Большое внимание уделяется истории обособления рассматриваемых структурных единиц, истории самой геотектоники, современному состоянию ее методологии.

Книга рассчитана на геологов, геофизиков и геохимиков широкого профиля, на студентов геолого-геофизических и географических факультетов университетов и специализированных вузов, а также на других лиц, интересующихся строением Земли и методологическими вопросами естествознания.

*Заказы просим высылать по адресу:
630090, Новосибирск, 90, Морской проспект, 22,
магазин «Наука».*

4328

2 р. 20 в.