



В. И. СИНЯКОВ

**ОСОБЕННОСТИ
ФОРМИРОВАНИЯ
МАГНЕЗИАЛЬНО-
СКАРНОВЫХ
МАГНЕТИТОВЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ГОРНОЙ ШОРИИ**

В. И. СИНЯКОВ

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ
МАГНЕЗИАЛЬНО-СКАРНОВЫХ
МАГНЕТИТОВЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ГОРНОЙ ШОРИИ

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук
А. М. ДЫМКИН

Синяков Владимир Иванович

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ МАГНЕЗИАЛЬНО-СКАРНОВЫХ
МАГНЕТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ГОРНОЙ ШОРИИ

Редактор **Б. М. Александровский**
Художественный редактор **В. А. Бурлачук**
Обложка художника **П. С. Попцова**
Технический редактор **Т. К. Овчинникова**
Корректор **М. П. Оськина**

Сдано в набор 3 ноября 1965 года. Подписано в печать 23 апреля 1967 г. М103538. Бумага 70×108/16. 7, печ. л. = 9,8 усл. печ. л., 9,24 уч.-изд. л. Тираж 800 экз. Цена 65 коп.

Издательство «Наука». Сибирское отделение. Новосибирск, Советская, 20. Заказ № 776.
Типография Управления по печати при Совете Министров Марийской АССР,
г. Йошкар-Ола, Комсомольская, 112.

ВВЕДЕНИЕ

Среди обширной группы магнетитовых скарновых месторождений Горной Шории в последние годы благодаря успешным поисково-разведочным работам и детальным геолого-минералогическим исследованиям был выявлен сравнительно редкий и новый для Горной Шории тип магнезиально-скарновых месторождений. В настоящее время к этому типу относятся Темир-Тауское и открытое в 1955 г. Леспромхозное месторождения, причем последнее является наиболее представительным и относительно хорошо изученным.

Для Леспромхозного месторождения характерно широкое развитие магнезиальных скарнов магматической стадии с четким зональным строением и большой мощностью зон, причем среди метасоматических пород наблюдаются редкие даже в магнезиально-скарновых месторождениях типы. Магнетитовые руды здесь пространственно и генетически связаны с флогопитовыми метасоматитами, развившимися в раннюю постмагматическую стадию на месте магнезиальных скарнов, при этом процесс рудоотложения являлся непосредственным продолжением магнезиально-скарнового процесса. Известковые скарны на месторождении имеют ограниченное значение, они во времени оторваны от магнетитовых руд и магнезиальных скарнов, и появление их в месторождении отражает новый этап минералообразования, непосредственно следующий за внедрением даек сиенит-порфиров.

Все это говорит о том, что Леспромхозное месторождение является уникальным, и поэтому выявление его генетических особенностей представляет исключительный интерес. Этому и посвящена настоящая работа, причем автор основывается главным образом на личных исследованиях, проведенных в течение 1957—1962 гг. совместно с Н. М. Синяковой и М. Ф. Захарчук. Н. М. Синякова принимала участие в изучении Леспромхозной интрузии и ее контактового ореола; М. Ф. Захарчук изучала минералогию рудной зоны. Химические анализы минералов и пород сделаны в химической лаборатории Западно-Сибирского геологического управления, а часть анализов выполнялась в химической лаборатории ИГиГ СО АН СССР. Отбор мономинеральных проб произведен М. И. Поповой. Основные чертежные работы выполнены Е. А. Васильевой. Всем этим лицам, а также А. М. Дымкину, взявшему на себя труд редактирования работы, автор выражает глубокую благодарность. С чувством особой признательности автор отмечает помощь, которую ему оказывали при проведении полевых работ руководители Казской экспедиции и Западно-Сибирского геологического управления.

Леспромхозное месторождение, входящее в группу Казских месторождений, находится в юго-восточной части Тельбесского железоз-

рудного района, в 12 км к востоку от месторождения и рудника Темир-Тау.

Рудопроявления железа на Казе были открыты в 1929—1930 годах в результате магнитометрической съемки К. И. Лапинского. В эти годы здесь была проведена первая геологическая съемка (П. С. Яценко), а на выявленных месторождениях (Медвсжь, Амфитеатр-Бегунец, Штоки) предварительная разведка (А. А. Месянинов). После небольшого объема горных и буровых работ месторождения были признаны непромышленными, и разведка их в 1931 г. была прекращена. Затем вплоть до 1939 г. район захватывался лишь мелкокомасштабными геологическими съемками (А. Д. Скрипин, К. В. Радугин и др.). С 1939 по 1943 г. на Казских месторождениях проводились геологоразведочные работы с целью подготовки месторождений к промышленному освоению. В этот период в районе неоднократно ставилась геологическая съемка (Е. Ю. Месоед, А. М. Сазонова, Б. А. Фортеc), были обнаружены признаки оруденения на г. Коварной. Основная разведка проводилась на месторождениях Амфитеатр-Бегунец и Штоки (Г. П. Быков, Г. Д. Овчинников). В связи с отсутствием положительных результатов разведочные работы были прекращены.

Решением правительства о переводе Кузнецкого металлургического завода в 1951 г. на местную железорудную базу было положено начало новому этапу разведки мелких месторождений Горной Шории. В 1950 г. была организована Казская экспедиция, и тем самым начался третий этап изучения и разведки Казских месторождений. В 1952—1953 гг. для всего Казского рудного поля была составлена крупномасштабная геологическая карта (В. И. Сняков). В последующие годы продолжались съёмочные работы по уточнению и детализации этой карты (К. Т. Хмельков). Детальными разведочными работами были охвачены все месторождения участка. В 1955 г. на месте обширной магнитной аномалии малой интенсивности было открыто Леспромхозное месторождение, руды которого не выходят на поверхность. Это открытие послужило основой для проведения дальнейших более детальных исследований на территории всего Кузнецкого Алатау. В 1956 г. была закончена детальная разведка месторождения Амфитеатр-Бегунец, и в 1958 г. здесь началось строительство рудника.

Казские месторождения давно привлекают к себе внимание исследователей. На примере Каза был поставлен вопрос о новом генетическом типе гидротермального оруденения в Горной Шории (И. В. Дербиков, 1939), высказано предположение о возможном наличии в Тельбесском районе нижнекембрийского оруденения, более древнего, чем оруденение, связанное с Тельбесской интрузией (Е. Ю. Месоед, К. В. Радугин, И. В. Дербиков).

Исследованием стратиграфии и тектоники района, вопросами минералогии и петрографии занимались многие сотрудники Западно-Сибирского геологического управления и научно-исследовательских институтов (К. В. Радугин, В. И. Сняков, Е. С. Федянина, М. Ф. Захарчук, А. С. Мухин, Н. М. Снякова, Е. Н. Зыков, Л. Е. Барановская, М. В. Карпенко и Ю. Д. Скобелев, С. С. Лапин, В. Н. Шарапов, А. М. Дымкин и др.). Отдельные разделы этих исследований нашли отражение в печати (В. И. Сняков, 1956, 1961, 1962; В. И. Сняков и Е. С. Федянина, 1962; Л. Е. Барановская, 1957; В. М. Кляровский, 1953; В. И. Сняков и Н. М. Снякова, 1959, 1961; М. В. Карпенко, Ю. Д. Скобелев, 1961). Наиболее полно геология и оруденение Казской группы месторождений освещены в коллективной работе «Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области» (кн. 1 и 2, 1958, 1959 гг.).

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИИ КАЗСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Казское рудное поле расположено в центральной части Тельбесского прогиба ордовикского возраста. Основную роль в геологическом строении участка играют фаунистически охарактеризованные отложения ордовика, среди которых в виде тектонических блоков зажаты карбонатные толщи кембрия. На юге рудного поля развиты субвулканические и собственно вулканические отложения девона. Широко представлены послеордовикские интрузии разнообразного состава (рис. 1).

Кембрийские тектонические блоки образованы известняками, доломитами и песчаниками нижнего кембрия (усинская свита). По кл. Березовому и при бурении глубоких скважин на Леспромхозном месторождении были встречены кератофиры и туфы, которые условно также отнесены к нижнему кембрию.

Ордовикские отложения слагают всю северную и центральную части рудного поля. Они подразделяются на две свиты — алгаинскую и амзасскую.

Алгаинская свита (O_1) характеризуется тонким ритмичным пере-слаиванием песчаников, алевролитов, известняков и аргиллитов (казский флиш) (Синяков, 1956). Нижняя подсвита имеет характер карбонатного флиша, верхняя представлена песчано-глинистым флишем. В большинстве случаев флишевые гаммы представлены неполными двух-элементными ритмами, состоящими из зеленовато-серых песчаников или алевролитов и темно-серых аргиллитов, и только в карбонатном флише имеются трехэлементные ритмы (песчаник, известняк, аргиллит). Мощности отдельных ритмов колеблются в пределах от 1—2 см до 1,5 м. В толще имеются отдельные пласты известняков и песчаников мощностью в несколько десятков метров. Особый интерес представляет пласт мелкозернистых кварцевых песчаников мощностью 15—20 м, содержащий обломки мартитизированного магнетита размером от 0,3 до 5 см в поперечнике. Это не метасоматические образования (Кляровский, 1953), а хорошо выраженные гальки. По разрезу песчаников гальки распределены неравномерно, наибольшая концентрация их наблюдается у кровли пласта, где они образуют прослои, линзы, цепочки галек или рассеяны среди песчаников в виде единичных галечек. Так же неравномерно насыщен рудными гальками пласт по простиранию. Существует мнение, что образование рудных обломков в песчаниках связано с размытием магнетитовых руд Казского месторождения (Радугин, 1945).

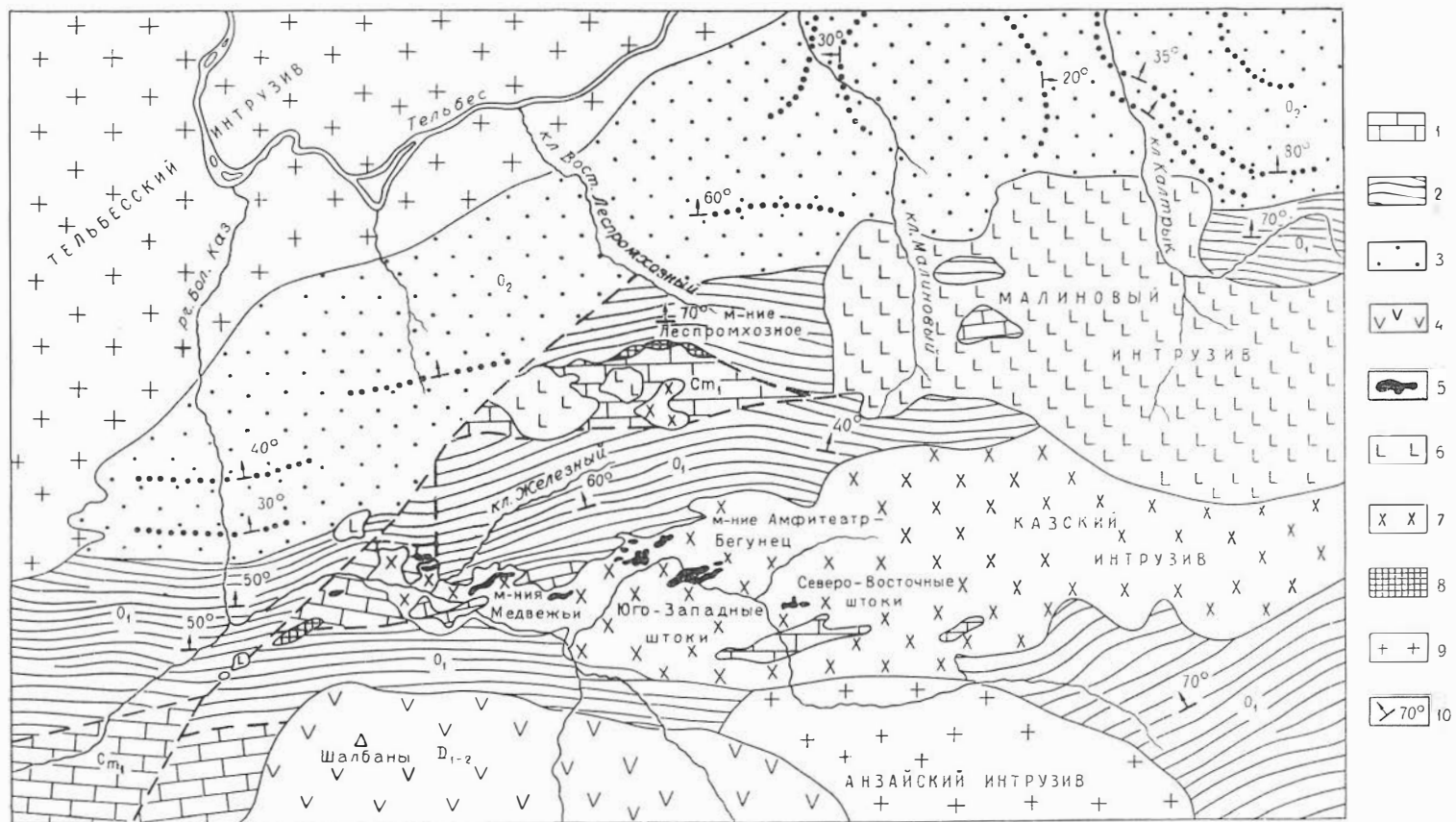


Рис. 1. Геологическая карта-схема Казского рудного поля (составил В. И. Синяков).

1 — Ст — известняки; 2 — O_1 — алганская свита (флиш, алевролиты); 3 — O_2 — амасская свита (песчаники); 4 — D_{1-2} — тельбесская свита (порфириды, туфы); 5 — рудные залежи. Тельбесский интрузивный комплекс: 7 — диориты, порфиридные диориты; 9 — граниты, адамеллиты. Габбро-сиенитовый комплекс: 6 — габбро; 8 — сиениты; 10 — элементы залегания осадочных пород.

Однако при этом не учитывается то обстоятельство, что сами песчаники и заключенные в них рудные обломки испытывают контактовый метаморфизм со стороны казских диоритов, внутри которых эти руды залегают. Таким образом, природа рудных галек в кварцевых песчаниках Казя до сих пор еще не получила однозначного объяснения.

Отложения алгаинской свиты содержат многочисленные органические остатки брахиопод (*Eorthis*) и особенно трилобитов (*Harpides*, *Promegalaspides*, *Agnostus*, *Apatoccephalus*, *Macropyge* и др.) (В. Синяков и Федянина, 1962). Общая мощность свиты 1500 м.

Амзасская свита (O₂) развита в северной части рудного поля. Эти отложения залегают с угловым стратиграфическим несогласием на доломитах и известняках нижнего кембрия и отложениях тремадока. Состав и строение свиты в районе изучены пока недостаточно. Наши наблюдения показывают, что свита состоит преимущественно из полимиктовых мелко-среднезернистых песчаников с редкими прослоями алевролитов и гравелитов. Слоистость пород обычно выражена нечетко. В основании толщи залегают мелкогалечные конгломераты и гравелиты. Мощность свиты около 400—500 м.

Девонские отложения в районе представлены красновато-фиолетовыми, темно-серыми и даже черными порфиритами и их туфами тельбесской свиты D₁₋₂. В. Г. Руткевич считает эти отложения силурийскими, С. С. Лапин полагает, что это сложное двухъярусное сооружение, состоящее из силуро-девонских субвулканических порфиритов и девонских эффузивно-пирокластических толщ. Распространены девонские отложения на юге рудного поля, где ими сложены наиболее возвышенные участки (г. Шалбаны).

Казское рудное поле расположено на главной ветви сложного Ташелгино-Темирского разлома, выделенного Г. Л. Поспеловым (1962), чем и обусловлены важнейшие особенности его структуры, геологического развития и металлогении. В основе структуры рудного поля лежат широтные разломы, которые ограничивают с севера и юга тектонические блоки карбонатных пород нижнего кембрия. Значительные усложнения в структуру участка вносят интрузивные тела, приуроченные к разломам и поглотившие при своем образовании часть этих разломов.

Главная зона разлома в пределах рудного поля проходит, по-видимому, почти в центральной части Казского диоритового интрузива между месторождениями Амфитеатр-Бегунец и Штоками. Здесь в виде тектонических блоков оказались зажатыми не только кембрийские породы, но и флишодные отложения ордовика. Северная ветвь разлома, к которой приурочено Леспромхозное месторождение, фиксируется тектоническим блоком доломитов нижнего кембрия, дайкообразным сиенитовым телом и интрузивом г. Малиновой. Субширотный разлом Леспромхозного участка притыкается на западе к поперечному северо-восточному разлому, вероятно, сливаясь с ним, поворачивая вдоль него на юго-запад. За это говорят мелкие габброидные тела, цепочкой расположенные вдоль всего разлома на юго-запад, и проявления магнезиального метасоматоза.

Внутренняя структура кембрийских карбонатных толщ в тектонических блоках довольно сложная и в настоящее время еще плохо расшифрована. Складчатые структуры ордовикских отложений рудного поля сравнительно простые. Породы ордовика имеют выдержанное северо-восточное, почти широтное простирание с падением пластов на север — северо-запад под углом 30—70°. На фоне моноклиналиного залегания в ордовикских отложениях отмечаются небольшие антиклинальные и синклиналиные складки (синклиналь кл. Железного, Казская ан-

Краткая характеристика интрузивов Казского рудного поля

Характеристика интрузивов	Маллиновый интрузив, Западная Леспромхозная интрузия	Казский интрузив	Леспромхозный интрузив
Последовательность	1-я фаза (?)	2-я фаза	3-я фаза
Ориентировка интрузивных тел	Слабо вытянут в широтном направлении	Сильно вытянут в широтном направлении	Очень сильно вытянут в широтном направлении (дайкообразное тело)
Размер интрузивных тел	Длина 4,3 км, максимальная ширина 2 км	Длина 7 км, максимальная ширина 1,5 км	Длина более 1 км, максимальная ширина 0,07 км
Общая площадь интрузива на эрозионном уровне и процентное отношение ее к общей площади магматического комплекса рудного поля	$\frac{6,54 \text{ км}^2}{49,6}$	$\frac{6,6 \text{ км}^2}{50}$	$\frac{0,009 \text{ км}^2}{0,4}$
Текстура интрузивных пород	Массивная, реже плитчатая, полосчатая	Массивная	Массивная
Цвет породы	Серый	Серый, зеленовато-серый	Серый, розовато-серый, реже розовый
Средний диаметр зерен	1,5—2,0 мм	0,8—1,0 мм	2,5 мм
Тип пород	Габбро, габбро-диориты	Диориты, порфировидные диориты	Сyenиты
Минеральный состав в объеме. % (по подсчетам в отдельных шлифах)	Плагноклаз (основной) 67,5 Пироксен 11,6 Амфибол 13,2 Биотит 1,4 Хлорит 3,1 Рудный 3,2 Акцессорные минералы—апатит, магнетит	Плагноклаз (средний) 63,2 Роговая обманка 9,9 Вторичный амфибол 24,5 Кварц 2,4 Акцессорные минералы—апатит, магнетит	Калишпат 58,1 Плагноклаз (средний) 24,1 Амфибол 13,3 Биотит 0,07 Акцессорные минералы—сфен, апатит, магнетит

Средний химический состав пород в вес. %	SiO ₂	CaO	SiO ₂	CaO	SiO ₂	CaO	SiO ₂	CaO
	46,23	11,58	54,01	6,77	53,56	6,77	53,56	53,56
	1,39	2,75	0,68	3,50	0,45	3,50	0,45	0,45
	18,70	0,62	16,30	1,57	18,83	1,57	18,83	18,83
	4,45	0,12	1,39	0,16	2,08	0,16	2,08	2,08
	6,78		10,50		4,17		4,17	4,17
	0,15	П.п.п.	0,13	1,01	0,16	1,01	0,16	0,16
	4,71	Сумма	3,52	99,54	1,91	Сумма	1,91	Сумма
Элементы-примеси	Va, Zn, Cu, Sr, Cr, Pb, Sn, Ge	V, Ni, Co, Ga	Va, Zn, Cu, Sr, Cr, Mo, Pb, Sn	V, Ni, Co, Ga	Va, Zn, Cu, Sr, V, Ni, Co, Ga, Cr, Mo, Pb, Sn, Zr	V, Ni, Co, Ga	Va, Zn, Cu, Sr, V, Ni, Co, Ga, Cr, Mo, Pb, Sn, Zr	Va, Zn, Cu, Sr, V, Ni, Co, Ga, Cr, Mo, Pb, Sn, Zr

Контактовый метаморфизм, связанный с интрузивом

Сильный контактовый метаморфизм. Роговики, известковые скарны, эпидогазация

Интенсивный контактовый метаморфизм. Роговики, магнезиальные скарны

Сyenит-порфиры

Диабазы

Диабазы

Дайковый комплекс, сопровождающий интрузив

тиклиналь, пологие куполообразные и мульдообразные структуры в районе ключей Малинового и Калтрык и др.). Наблюдается сопряжение антиклинальных складок ордовика с горстобыми клиньями кембрия (Леспромхозная брахиантиклиналь).

Формирование складчатых структур и дизъюнктивных нарушений рудного поля было связано с каледонской складчатостью и проходило с разной интенсивностью от конца нижнего ордовика до начала среднего девона. С каледонской складчатостью связывается также формирование интрузивных массивов рудного поля, которые занимают около 50% его площади. Представлены они небольшими телами, вытянутыми в широтном направлении. Интрузивные тела расположены вдоль разломов и вместе с тем приурочены к антиклинальным структурам. Работами последних лет среди магматических образований рудного поля выделяются два комплекса: тельбесский гранодиоритовый и более молодой габбро-сиенитовый магматический комплекс (Дымкин, Шарапов).

К тельбесскому комплексу относятся Тельбесский, Казский и Анзайский интрузивы, а также мелкие тела диоритовых порфиров рудного поля. Наибольший интерес имеет Казский диоритовый массив, характеризующийся вытянутой формой и залегающий согласно со складчатостью. Он локализован в ядре небольшой Казской антиклинали и приурочен к главной ветви Ташелгино-Темирского разлома. Массив состоит преимущественно из диоритов, порфировидных диоритов, диоритовых порфиров и в меньшей мере из гранодиоритов. Внутренняя часть интрузива изобилует останцами вмещающих пород, более или менее сохранившими свои структурные особенности и положение в пространстве. С тельбесским комплексом связаны дайки порфиров, лабрадоровых порфиров и диабазов нескольких генераций.

К габбро-сиенитовому магматическому комплексу в рудном поле относятся габбровый интрузив г. Малиновой и Леспромхозный сиенитовый интрузив. Локализация интрузий этого

комплекса целиком определяется положением северной ветви глубинного разлома. Дайки, связанные с габбро-сиенитовым комплексом, достаточно характерны (сиенит-порфиры) и не встречены в других участках рудного поля.

Краткая общая характеристика интрузивов Казского рудного поля приведена в табл. 1.

В Казском рудном поле рудные тела месторождений сосредоточены в двух почти параллельных относительно выдержанных скарново-рудных зонах, имеющих субширотное простирание. Южная зона (собственно Казские месторождения) структурно приурочена к прерывистой цепи ксенолитов кембрийских известняков и карбонатного флиша ордовика среди диоритов Казского интрузива, с которыми связывается образование скарнов и руд. Прослеженная длина зоны составляет более 5 км, средняя ширина ее 200 м. Внутри зоны с запада на восток выделяются рудные тела месторождений Аномалии «Б», г. Коварной, Медвежья, Амфитеатр-Бегунец, Штоки. Все месторождения южной зоны относятся к типу известково-скарновых и генетически связаны с тельбесским магматическим комплексом. Общие запасы железных руд этой зоны составляют 62% всех учтенных запасов ($A_2 + B + C_1$) рудного поля.

Северная скарново-рудная зона расположена в 1 км от южной и приурочена к северной ветви разлома, вдоль которого сконцентрированы основные массы интрузивных пород габбро-сиенитового комплекса. Длина рудной зоны по простиранию более 2 км при ширине 200 м. К этой зоне относятся рудные тела Леспромхозного месторождения и рудопоявления магнетита ключей 20-й Лог и Березовый. Месторождения принадлежат к типу магнезиально-скарновых.

ГЕОЛОГИЯ ЛЕСПРОМХОЗНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Леспромхозное железорудное месторождение находится в северной части Казского рудного поля на водоразделе ключей Железного и Восточного Леспромхозного, в 1,3 км к северу от Казского рудника. Магнитная аномалия на участке месторождения была выявлена в 1930 г. при проведении общей магнитной съемки района. В 1939 г. участок был вновь покрыт магнитной съемкой, которая подтвердила наличие аномалии и детализировала ее конфигурацию. В этом же году при проведении геологической съемки Е. Ю. Месоед обнаружила в верховьях кл. Восточного Леспромхозного обломки мартита и магнетита. В конце 1942 и начале 1943 гг. с целью выяснения причины магнитной аномалии и

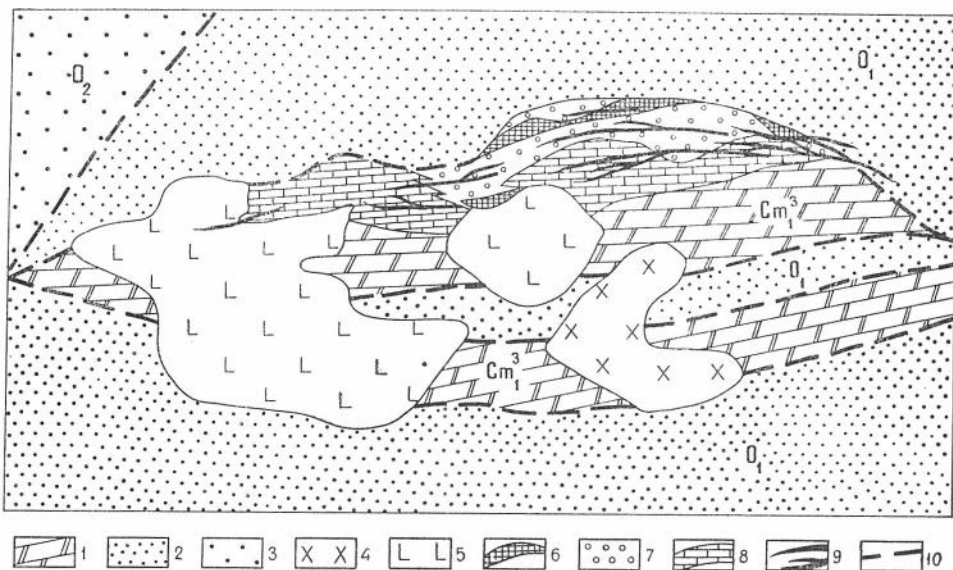


Рис. 2. Геологическая карта-схема Леспромхозного месторождения (по В. И. Снякову).

1 — Cm_1^3 — доломиты; 2 — O_1 — алгаическая свита; 3 — O_2 — амзасская свита; 4 — Казские диориты; 5 — габбро-диориты; 6 — сенииты; 7 — магнезиальные скарны; 8 — бруситовые мраморы; 9 — дайки сениит-порфиров; 10 — тектонические разломы.

геологического строения на участке были проведены в небольшом объеме горные работы и пробурена одна скважина. Шурфами были вскрыты очень выветрелые породы с тонкой вкрапленностью магнетита. После обработки материала участок был признан бесперспективным. Только в 1955 г. при повторном глубоком поисковом бурении здесь были установлены промышленные руды. Детальная разведка месторождения, начатая в 1955 г., еще не закончена. Изучением геологического строения и генетических особенностей Леспромхозного месторождения занимались В. И. Синяков, М. Ф. Захарчук и Н. М. Синякова (1957—1961); разведочными работами на месторождении руководили М. С. Малашкин, А. Г. Горбачев и А. Н. Назаренко.

Леспромхозное месторождение локализовано в пределах северного карбонатного герстового блока (Cm_1^3), над которым отложения ордовика образуют дополнительную антиклинальную складку. В пределах карбонатного тектонического клина развиты доломиты и кератсфирры нижнего кембрия и песчаники ордовика, затертые в виде чешуй среднеломитов. Все это обильно инъецировано небольшими телами тельбесского и главным образом габбро-сиенитового интрузивных комплексов (рис. 2).

НИЖНИЙ КЕМБРИЙ (Cm_1^3)

Доломиты нижнего кембрия на участке месторождения перекристаллизованы и превращены в массивные белые мраморы. Выделяются три разновидности: а) мелкозернистые «сахаровидные» доломиты; б) тонкозернистые «фарфоровидные» доломиты и в) брекчированные доломиты. Доломитовые мраморы имеют почти мономинеральный состав, в качестве примесей в них встречаются кальцит, апатит, пирит, серпентин. Микроструктура доломитов гранобластовая. Порода состоит из тесно сросшихся мозаично угасающих зерен доломита, большинство которых характеризуется отчетливой ромбодрической спайностью. Доломит, судя по светопреломлению, которое равно $Mo=1,681$, $Ne=1,502$, содержит незначительную примесь ферродоломитовой молекулы, что подтверждается химическими анализами (кристаллохимическая формула доломита $Ca_{1,19}(Mg_{0,82}Fe_{0,01})_{0,83}[CO_3]_2$). Апатит встречается в доломитовых мраморах в единичных зернах короткостолбчатой формы размером до 0,08 мм по длине. Реакцией окрашивания установлено присутствие в породах кальцита, который является более поздним минералом и развивается, корродируя зерна доломита. Доломитовые мраморы отличаются чистотой состава (табл. 2).

Таблица 2

Химический состав доломитовых мраморов
Леспромхозного месторождения
(Центр. хим. лабор. ЗСГУ)

Компоненты	Скв. 393	Скв. 393	Скв. 393	Скв. 429	Скв. 349
	21—36 м	66—67 м	61,2—61,4 м		22—63 м
SiO ₂	1,87	4,19	1,51	3,50	0,87
Al ₂ O ₃	0,11	1,97	0,49	0,51	0,09
Fe ₂ O ₃	0,68	0,82	1,51	0,95	0,12
CaO	33,70	30,11	30,96	33,38	32,46
MgO	17,33	18,18	20,18	16,73	19,17
CO ₂	45,52	44,09	45,4	44,41	46,15
Сумма	99,21	99,27	100,05	99,48	98,86
CaO : MgO	1,9	1,6	1,5	1,9	1,6

Объемный вес доломитов колеблется от 2,76 до 2,86; удельный вес 2,81; пористость 1,18%. Кремнезем содержится в количествах 0,87—4,19%, в среднем составляет 2,22%. Содержание полуторных окислов ($Al_2O_3 + Fe_2O_3$) изменяется от 0,21 до 2,79%, среднее 1,37%. Известково-магнезиальный модуль ($CaO:MgO$) доломитов Леспромхозного месторождения изменяется от 1,5 до 1,9, что позволяет

отности их к группе нормальных доломитов. Спектральными анализами в доломитовых мраморах, кроме элементов, приведенных в табл. 2, установлены Ba, Mn, As — десятые, Sr — сотые и Pb, Cu, Ti, Ni, Ag, Mo — тысячные доли процента.

Кератофиры нижнего кембрия нигде на поверхности не обнажаются и были установлены только при бурении глубоких скважин в лежащем боку рудной зоны. В разрезе они переслаиваются с туфами, диабазами и спилитами. Кератофиры образуют не выдержанные по простираанию горизонты, мощность которых достигает в отдельных случаях 100 м. По внешнему виду это массивные темно-серые породы с

Таблица 3

№ шлифа	Название породы	Показатели преломления		Координаты двойниковой осп. град			Закон двойникования	№ планшета
		Ng	Np	Ng	Nm	Np		
354	Вкрапленники	1,538	1,526	16	74	87,5	Альбитовый	2
2461	»	—	—	17	73	88,5	»	2
2461	»	1,536	1,525	14	76	89	»	6
2074	»	1,538	1,526	16	74,5	87	»	2

отчетливой порфировой структурой. Порфиновые выделения представлены светлым, почти белым полевым шпатом (альбит, ортоклаз, анортотлаз) в форме таблиц и призм размером 2—10 мм. Общее количество порфиновых выделений составляет 20—25% всего объема породы. Альбит в фенокристаллах свежий, совершенно прозрачный с отчетливыми полисинтетическими двойниками по альбитовому закону. Как показала измерение на столике Федорова (табл. 3), альбит содержит 2—6% Ап.

Калиевые полевые шпаты в фенокристаллах имеют иногда пертитовую структуру и в незначительной степени пелитизированы. Обычно это ортоклаз, реже анортотлаз ($Ng=1,525$, $Np=1,519$) (табл. 4).

Основная масса кератофиров обладает трахитовой структурой и состоит из ориентированных в одном направлении микроритов и лейст альбита и калишпата, а также хлорита, биотита и карбоната.

Пирокластические образования, близкие по составу к кератофирам, пользуются широким рас-

пространением; по некоторым скважинам они даже преобладают над кератофирами. Обломочная структура пород хорошо видна невооруженным глазом. Обломочный материал представлен породами и кристаллами. Размеры обломков колеблются от 1 до 15 см, обычно 1—2 см. Более крупные обломки имеют угловатую форму, мелкие же большей частью округлую, оплавленную. Количество обломочного материала со-

Таблица 4

Каликатровые полевые шпаты из кератофиров							
№ шлифа	Название породы	P			Определение	2 V (—) (по двум выходям 0.0.), град	
		Ng	Nm	Np			
3049	Вкрапленники	84	2	86	Анортотлаз	57	
2352	»	87	10	80	Ортоклаз	80	
2461	»	90	4	79	»	80	
2074	»	15	81	83	»	—	

ставляет 50—75% от всей массы породы. Слоистость в туфах по керну не заметна.

Изучение туфов под микроскопом показало, что породы в большинстве случаев являются литокристаллокластическими туфами, так как состоят из обломков кератофира и кристаллов альбита и калишпата. Цементирующая масса состоит из сильнометаморфизованного пеплового материала и представляет собой тонкозернистый полевошпатовый агрегат с хлоритом, биотитом, эпидотом, карбонатом, а также зернами турмалина и апатита.

Кератофиры и туфы вблизи сиенитового интрузива испытывают интенсивный контактовый метаморфизм и превращаются в биотит-плагиоклазовые роговики.

НИЖНИЙ-СРЕДНИЙ ОРДОВИК (O_1-O_2)

Ордовикские отложения представлены толщей переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов (алгаинская свита) и песчаниками амзасской свиты. Контакты их с породами нижнего кембрия имеют тектонический характер, но местами между ними намечается как бы стратиграфическая граница. Состав и строение ордовикских отложений на участке месторождения изучены недостаточно, так как коренные выходы этих пород здесь отсутствуют, а скважинами освещена лишь небольшая часть разреза. В основании нижнего ордовика, как показывает разрез по скв. 352, залегают гравелиты и мелкогалечные конгломераты, которые образуют здесь плохо выдержанный по простиранию горизонт, непосредственно налегающий с угловым несогласием на доломиты и кератофиры нижнего кембрия. Гравелиты и конгломераты состоят из плохо окатанных обломков полевых шпатов, эффузивов, реже интрузивных пород (сиениты, габбро) и известняков; цемент гравелитов песчанистый, количество обломков преобладает над количеством цемента.

Стратиграфически выше гравелитов залегает довольно мощная пачка, представленная в нижней части чередованием пластов мелкозернистых песчаников с алевролитами и редкими пластами среднезернистых песчаников, а в верхней — мелкозернистых песчаников со среднезернистыми песчаниками с карбонатным цементом и известняками. Песчаники данной толщи относятся к группе полимиктовых полевошпатово-кварцевых. Отложения характеризуются повышенной карбонатностью, которая увеличивается вверх по разрезу с появлением здесь отдельных пластов песчанистых известняков и редких прослоев небольшой мощности (2—10 см) чистых известняков. Обломочный материал в песчаниках плохо отсортирован, обломки имеют угловатую форму, часто трещиноваты.

Верхняя часть разреза нижнего ордовика непосредственно на месторождении не развита.

Отложения амзасской свиты (O_2), установленные в северо-западном углу участка, представлены мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками с плохо выраженной слоистостью.

Вблизи интрузий песчаники ордовика испытывают интенсивный контактовый метаморфизм. Метаморфические изменения в них выражаются перекристаллизацией цемента и отдельных обломков, развитием тонкочешуйчатого бурого биотита и образованием биотитовых и эпидот-роговообманковых роговинок.

На участке Леспромхозного месторождения локализовано несколько мелких интрузивных тел. Самый крупный Западно-Леспромхозный габбровый шток расположен в западной части месторождения, другой выход этих пород установлен на вершине с отметкой 512 м. Небольшое тело диоритов закартировано в верховьях кл. Железного. Само месторождение приурочено к дайкообразному сиенитовому интрузиву. Такое обилие интрузивных проявлений, сконцентрированных на небольшой площади, связано с возникновением в мобильной зоне разлома разрывных нарушений, служивших длительное время каналами для внедрения в верхние структурные этажи магматических расплавов. По ряду характерных признаков интрузивные породы участка относятся к двум магматическим комплексам: тельбесскому и габбро-сиенитовому.

Мелкозернистые слабопорфировидные диориты, образующие небольшой шток в верховьях кл. Железного, по особенностям состава сходны с диоритами Казского интрузива и принадлежат к тельбесскому магматическому комплексу.

Микроскопическое изучение показывает, что диориты характеризуются гипидиоморфнозернистой, реже порфировидной структурой. Основным породообразующим минералом является плагиоклаз-андезин, образующий призматические зерна размером 1—2 мм по удлинению, и обладающий отчетливым двойниковым строением. В отдельных зернах наблюдается зональность, подчеркнутая продуктами замещения: центральная часть замещена соссоритом, реже серицитом, внешняя же зона совершенно свежая. Темноцветный минерал представлен роговой обманкой с железистостью 32% ($Ng=1,665$; $Np=1,650$) (табл. 5).

В краевых зонах шток диориты приобретают порфировидную структуру, которая видна даже в измененных породах, и переходят в порфировидные диориты.

Вторичные изменения в диоритах выразились в интенсивной амфиболизации, развитии бурого биотита и образовании в контакте с сиенитами кварц-биотит-плагиоклазовых и кварц-амфибол-плагиоклазовых роговиков.

Химический состав диоритов штока приведен в табл. 6. Западно-Леспромхозный габбровый шток и небольшой выход аналогичных пород на высоте с отметкой 512 м сложены серыми и зеленовато-серыми крупнозернистыми, реже среднезернистыми габбро и габбро-диоритами; в краевых частях штоков встречаются диориты. Породы имеют массивную, иногда таксентовую текстуру и состоят из плагиоклаза (50—70%), пироксена (27—40%), роговой обманки (2%) и биотита (1—6%), аксессуарные минералы представлены сфеном, апатитом и магнетитом. Плагиоклаз обычно образует толстые таблицы, короткие призмы, реже неправильной формы зерна размером 0,8—1,2 мм. По составу плагиоклаз переходный от среднего к основному. Почти всюду он разложен и превращен в агрегат серицита, эпидота, скаполита.

Таблица 5

Количественный минералогический состав диоритов

№ шлифа	Место взятия образца	Содержание минералов в объемных %			
		плагиоклаз	роговая обманка	вторичный амфибол	кварц
613	Скв. 402, гл. 73 м	66,8	5,3	23,8	4,1
615	» гл. 77 м	66,3	9,5	24,2	—
616	» гл. 91 м	56,5	14,8	25,6	3,1
Средний состав		63,2	9,9	24,5	2,4

Т а б л и ц а 6

Компоненты	Проба 57	Проба 453	Проба 2034	Проба 2040
SiO ₂	53,62	54,41	52,93	51,78
TiO ₂	0,66	0,71	0,58	0,72
Al ₂ O ₃	16,42	16,18	16,41	16,00
Fe ₂ O ₃	1,68	1,01	—	—
FeO	8,23	12,77	14,11	13,99
MnO	0,14	0,13	0,11	0,16
MgO	4,40	2,64	2,90	4,00
CaO	7,37	6,18	4,61	7,42
Na ₂ O	3,10	3,90	5,59	3,29
K ₂ O	1,87	1,28	2,40	1,86
P ₂ O ₅	0,16	0,16	0,17	0,18
B ₂ O ₃	0,01	0,03	0,03	0,03
П.п.п.	1,92	0,11	0,16	0,33
С у м м а	99,58	99,51	100,15	99,76

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

№ пробы	S	a	b	c	Q	$\frac{a}{c}$	c'	m'	f'	n	φ	t
57	63,5	9,8	20,3	6,4	1,0	1,5	13,9	38,2	47,9	71,4	7,6	0,8
453	64,0	10,6	19,7	5,7	1,1	1,6	9,6	23,3	66,9	82,8	4,2	0,9
2034	60,5	15,6	20,8	3,1	13,3	5,0	11,8	23,6	64,6	78,2	—	0,7
2040	60,5	10,0	23,6	5,9	4,9	1,6	13,8	29,1	57,1	73,0	—	1,0

Примечание. Анализы произведены в Центральной химической лаборатории в Новосибирске. Пробы 57 (скв. 402), 453 (скв. 453) — диорит; пробы 2034 (скв. 399), 2040 (скв. 399) — ороговикованные диориты.

Большинство зерен обладает зональным строением, которое подчеркивается развитием продуктов разрушения: центральная часть зерна заполнена серицитом или скаполитом; периферия — мелкозернистым цоизитом и эпидотом. Отдельные зерна плагиоклаза нацело соссюритизированы.

Пироксен обычно располагается в промежутках между зернами плагиоклаза и имеет вид призм, реже неправильных зерен размером 1—3 мм. В шлифе пироксен бесцветен с очень слабым зеленоватым оттенком; плеохроирует в тех же тонах. По результатам замеров на федоровском столике ($2V = +64-70^\circ$, $cNg = 38-44^\circ$) пироксен можно отнести к диопсид-авгиту.

Роговая обманка встречается в подчиненном количестве. Особенно много ее (до 10%) в диоритах краевой зоны. В габбро-диоритах роговая обманка встречается совместно с пироксеном, образуя в нем пойкилитовые вроски. Биотит в породах присутствует в небольшом количестве, обычно совместно с роговой обманкой. При разложении он превращается в хлорит или замещается эпидотом.

В габбро и габбро-диоритах Западной Леспротомхозной интрузии часто встречается калиевый полевой шпат (иногда до 10%), что нашло отражение и в химизме пород. Химические анализы изученных пород приводятся в табл. 7.

Компоненты	Проба 201	Проба 202	Проба 203	Проба 205	Проба 470	Проба 460
SiO ₂	43,54	43,03	47,35	42,99	47,82	43,03
TiO ₂	0,51	0,90	0,66	0,65	0,45	0,75
Al ₂ O ₃	20,13	20,11	15,94	19,10	13,27	19,94
Fe ₂ O ₃	3,23	2,80	3,55	3,12	1,61	3,04
FeO	6,60	7,92	8,53	6,49	2,87	7,92
MnO	0,14	0,26	0,21	0,16	0,18	0,23
MgO	7,12	6,31	5,31	7,40	4,99	3,83
CaO	10,64	8,58	8,75	12,59	13,78	8,61
Na ₂ O	1,73	1,36	3,06	1,48	1,01	0,94
K ₂ O	2,11	4,39	2,32	2,02	7,20	7,06
P ₂ O ₅	0,03	0,08	0,42	0,05	0,11	0,09
П.п.п.	4,17	3,19	2,77	4,18	7,15	4,11
B ₂ O ₃	Не опр.	0,07	0,10	—	0,01	0,02
Сумма	99,95	99,01	98,97	100,20	100,45	99,58

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

№ пробы	s	a	b	c	Q	$\frac{a}{c}$	c'	m'	f'	n	φ	t
201	55,1	7,3	26,5	11,1	$\overline{15,5}$	0,6	11,9	50	38,1	55	11,3	0,8
202	55,2	10,4	24,8	9,6	$\overline{20,0}$	1,0	7,3	47,8	44,9	31	10	1,0
203	57,2	10,4	28,3	4,1	$\overline{10,5}$	2,5	24,8	33,4	41,8	67,1	11	1,0
205	53,6	6,6	29,3	10,5	$\overline{16,5}$	0,6	20,9	46,3	32,8	53,3	9,6	1,1
470	56,7	13,0	27,7	2,6	$\overline{15,2}$	5,0	53,0	31,4	15,6	17,3	5,1	0,6
460	52,6	18,6	24,1	4,7	$\overline{37,7}$	3,9	26,2	28,3	45,5	11,6	11,4	1,2

Примечание. Анализы произведены в Центральной химической лаборатории в Новосибирске. Проба 201 — габбро (скв. 443); проба 202 — габбро-диорит (скв. 443); пробы 203, 205 — габбро-диориты (скв. 403); пробы 470, 460 — габбро-диориты (скв. 253).

На петрохимической диаграмме по А. Н. Заварицкому (рис. 3) видно, что габбро и габбро-диориты Западного Леспромхозного интрузива имеют близкие значения числовых характеристик к среднему типу габбро по Дэли, но отличаются от него повышенной щелочностью, более низкой концентрацией натрия и в то же время повышенным содержанием калия. Все это подчеркивает принадлежность данных пород к габбро-сиенитовому магматическому комплексу.

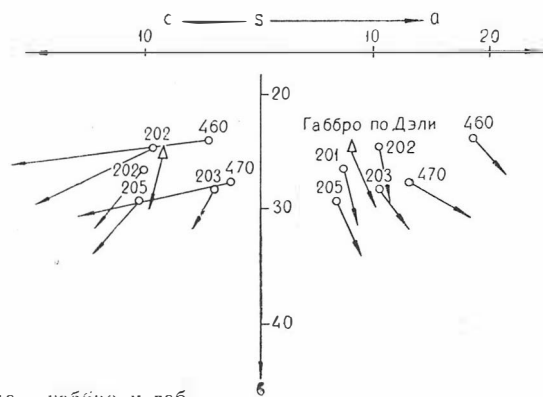


Рис. 3. Петрохимическая диаграмма габбро и габбро-диоритов Западного Леспромхозного интрузива.

Глава 3

ЛЕСПРОМХОЗНЫЙ СИЕНИТОВЫЙ ИНТРУЗИВ

ГЕОЛОГИЯ ИНТРУЗИВА

Сиенитовый интрузив, с которым пространственно и генетически связано магнетитовое оруденение, является самым молодым в рудном поле. Сиениты прорывают и метаморфизуют ордовикские отложения и диориты тельбесского комплекса, превращая их в зоне контакта в роговики, и содержат ксенолиты измененных габбро и габбро-диоритов. Возраст сиенитов предположительно D_{1-2} . Формирование интрузива происходило в поздние этапы тектоно-магматического развития региона, в полуплатформенной обстановке.

Интрузив расположен в верховьях кл. Восточного Леспромхозного, в 200 м к северу от водораздела. На местности в рельефе он не выражен, под наносами имеются два небольших выхода сиенитов общей площадью 0,009 км². Морфологически это небольшое дайкообразное тело, имеющее широтное простирание и вертикальное падение. Длина его более 1,5 км, ширина около 100 м. По вертикали интрузив изучен на 600 м. Первое обстоятельное исследование геологии и петрографии Леспромхозного сиенитового интрузива было выполнено Н. М. Синяковой и В. И. Синяковым (1958—1961).

Генетически интрузив может быть отнесен к типу малых трещинных интрузий. Он приурочен к разлому, оконтуривающему с севера блок доломитов нижнего кембрия. Этот разлом является одной из ветвей мощного Ташелгино-Темирского разлома глубокого заложения, по которому на протяжении длительного времени происходили глыбовые перемещения субстрата. Вмещающими породами являются доломиты; на севере сиениты контактируют, кроме того, с кератофирами (Ст₁) и песчаниками ордовика. Контакты всюду резкие, полого рвущие слоистость; верхняя часть интрузива имеет акмолитообразный характер и представлена в виде многочисленных ножеподобных апофиз, глубоко проникающих во вмещающие породы. Интрузив только начинает вскрываться современной эрозией. Глубина формирования его на основании геологических данных определяется в 1,5 км. Массив сиенитов относится к разряду простых плутонов, становление которых связано с одной интрузивной фазой. Сложен он в основном крупно- и среднезернистыми сиенитами, составляющими 85% его объема; менее распространены мелкозернистые и порфиривидные сиениты и монцониты. В распределении пород наблюдается определенная закономерность; мелкозернистые и порфиривидные сиениты располагаются среди крупно- и среднезерни-

стых, преимущественно в центральной части интрузива, а монцониты тяготеют к периферической зоне массива. Строение интрузива несколько осложнено многочисленными дайками, которые имеют широтное простирание и располагаются главным образом вдоль его южного контакта.

Леспромхозный интрузив окружен мощной (150—200 м) зоной контактово-метаморфических пород (роговиков, магнезиальных скарнов, апопериклазовых бруситовых мраморов), что указывает на значительный прогрев зоны контакта и интенсивное пропитывание вмещающих пород растворами, несущими из магмы тепло, глинозем, кремнезем и щелочи (K_2O и Na_2O).

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД ИНТРУЗИВА

По структурным и минералогическим особенностям среди пород Леспромхозного сиенитового интрузива выделяются следующие разновидности: а) крупно- и среднезернистые сиениты; б) мелкозернистые и порфиroidные сиениты; в) монцониты, связанные постепенными взаимопереходами.

Таблица 8

Количественный минеральный состав пород Леспромхозного интрузива

Название породы	Содержание минерала в объемных %								Примечание
	калиншпат	плагноклаз	амфибол	пироксен	биотит, сфе	апатит	магнетит	эпидот	
Крупно- и среднезернистые сиениты	58,8	25,5	11,8	—	0,2	0,3	0,4	3,0	Среднее из 18 подсчетов
Мелкозернистые сиениты	90,8	—	—	—	—	—	—	9,2	Среднее из 2 подсчетов
Порфиroidные сиениты	41,5	24,1	32,3	—	1,5	0,3	—	0,3	То же
Монцониты	36,6	39,9	—	19,4	1,0	0,5	0,3	2,3	Среднее из 8 подсчетов

Количественный минеральный состав этих разновидностей приведен в табл. 8.

а. Крупно- и среднезернистые сиениты. Эти породы пользуются наибольшим распространением в интрузиве, слагая более 85% его объема. Они имеют серую, розовато-серую, реже розовую окраску и массивную текстуру. В участках, затронутых постмагматическими изменениями, породы приобретают зеленоватый оттенок, пятнистую и полосчатую текстуру: местами встречаются зоны катаклаза и расщепления.

По данным оптико-гранулометрического анализа (Монич, 1956) породы характеризуются неравномерной крупно- и среднезернистой структурой. Господствующее развитие имеют среднезернистые фракции, а подчиненное место занимают крупнозернистые. Содержание стандарт-

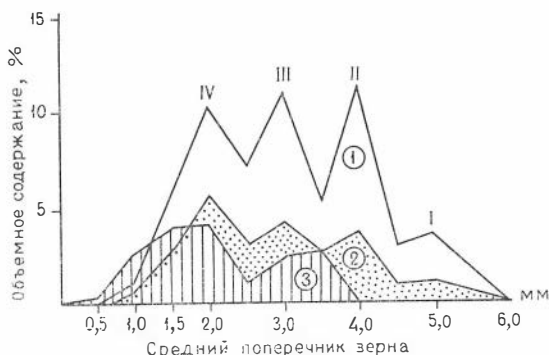


Рис. 4. Гранулометрическая характеристика структуры сиенитов Леспромхозного интрузива. 1 — каликатровый полевой шпат; 2 — плагноклаз; 3 — роговая обманка.

ных фракций приведено в таблице 9. Данные таблицы позволяют построить кривую гранулометрического состава породы (рис. 4). На ней отчетливо выявляется наличие нескольких фракций для каждого из главных минералов. Каждая такая фракция отмечается на кривой объемов максимумом, который указывает на средний поперечник зерна данной фракции. Отдельным фракциям, по-видимому, соответствуют различные генерации или поколения минералов. Как можно судить по объемной кривой, главные минералы породы (за исключением роговой обманки)

Таблица 9

Гранулометрический состав сиенитов
(измерено зерен: плагиоклаза 293, калишпата 264, амфибола 128 в 42 шлифах)

Средний поперечник, мм	Объемный			Объемное содержание стандартных фракций
	калишпат	плагиоклаз	амфибол	
0,5	—	—	0,1	Мелкозернистая (0,33—1,0)—4,4%
1,0	1,1	0,5	2,7	
1,5	5,2	2,7	3,9	Среднезернистая (1,1—3,3)—60,8%
2,0	10,3	5,8	4,2	
2,5	7,0	3,0	1,0	
3,0	11,0	4,3	2,4	
3,5	5,2	2,6	2,7	
4,0	11,5	3,9	—	Крупнозернистая (3,4—6,0)—34,8%
4,5	3,0	1,0	—	
5,0	3,7	1,2	—	
	58,0	25,0	17,0	

имеют по 4 генерации, каждая из которых отличается последовательным уменьшением среднего размера зерен и увеличением числа центров кристаллизации, что находится в зависимости от особенностей химизма расплава и его вязкости на различных стадиях охлаждения. Процесс кристаллизации, таким образом, является прерывистым, так как одновременно с растущими кристаллами первых генераций возникают новые поколения кристаллов.

Микроструктура сиенитов гипидноморфнозернистая; форма зерен полевого шпата налагает свой отпечаток на структуру и делает ее призматическизернистой. Главными минералами сиенитов являются: содержащий натрий калиевый полевой шпат, в различной степени преобразованный в микропертит, плагиоклаз и роговая обманка, к которым иногда присоединяются пироксен и биотит. Акцессорные минералы: сфен, апатит, магнетит, пирит. Количественные соотношения минералов в отдельных образцах несколько меняются за счет колебаний содержания плагиоклаза (от 9 до 39%) и темноцветных минералов (от 6 до 22%). Количественный минеральный состав наиболее типичных образцов приведен в табл. 8.

Микроскопическое исследование позволяет установить следующие особенности важнейших породообразующих минералов.

Каликатровые полевые шпаты являются основным минералом и составляют в среднем 58,8% объема породы. Они образуют крупные (0,3—16 мм) зерна с более или менее ровными и четкими краями. Характерной особенностью зерен является резко удлиненная призматическая форма с соотношением поперечников $a:b:c = 0,18:0,3:1$, т. е. при среднем поперечнике 3 мм размер зерна будет $1,8 \times 3 \times 10$ мм.

Анализ объемных кривых (см. рис. 4) позволяет выделить для калиевого полевого шпата четыре гранулометрические фракции. Наиболее крупная фракция, характеризующаяся средним поперечником 5 мм (размер зерна $3 \times 5 \times 16$ мм), составляет редкие порфиновые выделения и придает сиенитам в отдельных участках порфирированный облик. Обычно в таких участках основная масса мелко- и среднезернистая. Содержание этой фракции в общей массе породы 3,7%; во времени выделения она относится к раннемагматическому периоду. Три следующие фрак-

ции со средними поперечниками 4,3 и 2 мм характеризуют главную стадию кристаллизации сиенитов. Они составляют вместе с соответствующими фракциями плагиоклаза 77% объема породы.

Зерна калишпата сростаются с плагиоклазом. Калиевый полевой шпат окаймляет плагиоклаз по краям, разъедает его или включает внутри своих зерен. По сравнению с плагиоклазом он отличается большей свежестью, но в породах розового цвета он настолько пелитизирован, что в проходящем свете приобретает бурую окраску.

Таблица 10

Калиевые полевые шпаты								
№ шлифа	Название породы	Ng	Np	⊥ (001) P			(-)2V°	Определение
				Ng	Nm	Np		
74	Сиенит	1,525	1,519	82	11	82	88	Микроклин
74	»	1,525	1,519	89	8	82	79	Ортоклаз
416	»	1,525	1,519	84	10	80	78	Калиевый аноклаз
416	»	1,525	1,519	85	11	80	76	То же
183	»	1,525	1,519	89	6	79	76	Ортоклаз
183	»	1,525	1,519	86	7	86	60	Аноклаз

Для минерала характерна пертитовая структура, наблюдающаяся крайне неравномерно. По морфологическим особенностям пертиты очень разнообразны. Чаще всего это линзочки и волокна альбита, располагающиеся в одном направлении. В более крупных зернах калишпат характеризуется крупнопертитовым строением жилковато-пятнистого типа. Все вростки имеют одновременное или почти одновременное угасание. Содержание альбитовых вростков составляет в среднем около 30—40%. Все указанные типы пертитов представляют типичные пертиты распада.

Калиевый полевой шпат, судя по оптической ориентировке, представлен калиевым аноклазом с большим углом оптических осей и реже ортоклазом и микроклином (табл. 10).

Оптические свойства калишпата довольно не постоянны, углы оптических осей варьируют от (-) 66 до 88°. Показатели преломления равны: $N_g=1,525$; $N_p=1,519$; $N_g-N_p=0,006$ (вычисленное), что соответствует калиевому полевому шпату с небольшим содержанием альбитового компонента.

Средний¹ химический состав калинатрового полевого шпата в сиенитах определяется анализом, приведенным в табл. 11.

Известно, что состав калинатровых полевых шпатов зависит от химических потенциалов K_2O и Na_2O в расплаве. Поэтому соотношение молекул $KAlSi_3O_8$ и $NaAlSi_3O_8$ в полевом шпате может служить своего рода константой, определяющей режим щелочей в магме. Приведенный выше состав калишпата сиенитов ($Or_{80}Ab_{20}$) свидетельствует о высоком химическом потенциале K_2O в расплаве.

Химический анализ показывает также, что калиевый полевой шпат характеризуется избытком глинозема и недостатком кремнекислоты, что,

¹ По всей вероятности, отдельные поколения калиевого полевого шпата отличаются друг от друга по химическому составу, но мы не смогли выявить этих различий главным образом из-за трудности отбора мономинеральных проб.

по данным Д. С. Белянкина (1931), характерно для щелочных полевых шпатов сиенитовых пород. Спектральный анализ показал присутствие в них Sr — десятые, Zr, Pb, Zr, Mn, Ti — сотые и Cu, Ga, V — тысячные доли процента.

Плаггиоклаз. Среднее содержание плаггиоклаза в сиенитах колеблется от 9 до 39% и составляет в среднем по разновидности 25,5%. Развивается он в виде удлиненных призматических зерен размером 0,8—6 мм, более идиоморфных, чем зерна калиевого полевого шпата.

Таблица 11

Химический состав и расчет формулы калинатрового полевого шпата

Компоненты	Вес %	Молекулярные количества, × 1000	Атомное кол-во кислорода	Число атомов кислорода, рассчитан. на 8	Атомное кол-во катионов	Число атомов катионов
SiO ₂	63,17	1052	2104	5,84	1052	2,92
Al ₂ O ₃	19,76	194	582	1,62	388	1,08
Fe ₂ O ₃	0,19	1	3	0,008	—	—
FeO	0,22	3	3	0,008	—	—
CaO	1,12	20	20	0,055	20	0,055
MgO	0,04	—	—	—	—	—
BaO	0,20	—	—	—	—	—
K ₂ O	12,90	137	137	0,38	274	0,76
Na ₂ O	1,97	32	32	0,089	64	0,178
П.п.п.	0,47	25	—	—	—	—
Сумма	100,04		2881	8,00		

Общий делитель 2881 : 8 = 360,1.

Кристаллохимическая формула $K_{0,76} Na_{0,18} Ca_{0,06} \{Al_{1,08} Si_{2,92} O_8\}$.

Примечание. Химический анализ выполнен в лаборатории ЗСГУ. Проба 54 — крупно- и среднезернистый сиенит.

Соотношение поперечников для зерен плаггиоклаза $a : b : c = 0,24 : 0,4 : 1$, т. е. зерна плаггиоклаза менее вытянуты, чем зерна калишпата. По размерам зерен можно выделить четыре генерации (поколения) плаггиоклазов со средними поперечниками 5, 4,3 и 2 мм. Ограничения зерен неровные; отдельные зерна характеризуются полисинтетическим строением. В отличие от калиевого полевого шпата плаггиоклаз почти нацело замещен агрегатом мелкочешуйчатого серицита и сосюрита, что и не позволяет определить его оптические константы. Реже по плаггиоклазу развивается скаполит и эпидот.

Амфибол содержится от 6 до 22% и в среднем составляет 11,8%. Представлен он густо окрашенной роговой обманкой, зерна которой имеют неправильную форму с неровными корродированными краями. Редко наблюдаются табличцы и удлиненные призмы. Размеры зерен роговой обманки колеблются от 0,6 до 4 мм; соотношение поперечников $a : b : c = 0,36 : 0,5 : 1$. По объемным кривым (см. рис. 4) устанавливаются две гранулометрические фракции амфиболов. Наиболее крупная фракция имеет средний поперечник 3,5 мм и является примерно одновременной с самой крупной фракцией калиевого полевого шпата и плаггиоклаза. Вторая фракция с размером 2 мм образовалась в главную стадию кристаллизации.

Роговая обманка очень часто замещается зернистым агрегатом эпидота, хлорита и карбоната. Характерно, что акцессорные минералы

(сфен, апатит, магнетит) тяготеют к участкам развития амфибола. Роговая обманка обладает резким плеохронизмом, изменяя свою окраску от ярко-зеленой по Ng до светло-зеленой по Np . Показатели преломления, измеренные в иммерсионных жидкостях, равны: $Ng = 1,698 \pm 0,001$; $Np = 1,683 \pm 0,001$; $Ng - Np = 0,015$ (вычисленное). Общая железистость роговой обманки по данным оптических измерений и на основании диаграммы зависимости Ng от f_m , равна $f_m = 60\%$ (Шабынин, 1958), $cNg = 14-16^\circ$; $2V = -80^\circ$ (табл. 12).

Таблица 12

Амфиболы и пироксены пород Леспромхозного интрузива						
№ штифта	Название породы	Название минерала	Показатели преломления		cNg	Общая железистость f_m , %
			Ng	Np		
725	Сиенит	Амфибол	1,698	1,683	16°	60
2098	»	»	1,698	1,683		60
1124	»	»	1,698	1,683		60
149	»	»	1,670	1,654		35
2105	Монцонит	»	1,670	1,654		35
709	»	»	1,670	1,654		35
46	»	»	1,670	1,654		35
93	»	»	1,670	1,654		35
2330	»	Пироксен	1,706	1,686	}	20% ге-денбергитовой молекулы
275	Сиенит	»	1,706	1,686		

Химический состав роговой обманки из сиенитов изучался в двух пробах (138, 378) (табл. 13, 14).

Роговые обманки сиенитов характеризуются повышенным содержанием TiO_2 до 2,08% и MnO до 0,40%.

Кристаллохимические формулы роговых обманок сиенитов, рассчитанные по результатам химических анализов, имеют вид:
 Проба 378 $(Ca_{2,13} Na_{0,43} K_{0,11} Mn_{0,05})_{2,72} (Mg_{1,68} Fe''_{2,11} Fe'''_{0,78} Al_{0,43})_5 (Al_{1,97} Si_{5,89} Ti_{0,14})_{8,0} O_{22} (OH_{1,86} O_{0,14})_2$.

Таблица 13

Роговая обманка (проба 138)

Компоненты	Вес, %	Молекулярные количества, $\times 1000$	Атомное колич. кислорода	Число атомов кислорода, рассчитанное на 24	Атомное колич. катионов	Число атомов катионов
SiO_2	39,99	683	1366	12,48	683	6,24
TiO_2	2,02	25	50	0,45	25	0,22
Al_2O_3	12,69	125	375	3,42	250	2,29
Fe_2O_3	5,58	35	105	0,96	70	0,64
FeO	16,92	235	235	2,14	235	2,14
MgO	7,07	176	176	1,61	176	1,61
CaO	11,92	212	212	1,94	212	1,94
MnO	0,36	6	6	0,06	6	0,06
K_2O	0,8	9	9	0,09	18	0,17
Na_2O	1,4	23	23	0,21	46	0,42
П.п.п.	1,24	70	70	0,64	140	1,28

Сумма... 99,99 2627 24,00

Общий делитель $2627 : 24 = 109,5$.

Проба 138 ($\text{Ca}_{1,94} \text{Na}_{0,42} \text{K}_{0,17} \text{Mn}_{0,06} \text{Mg}_{0,14}$)_{2,73} ($\text{Mg}_{1,61} \text{Fe}''_{2,14} \text{Fe}'''_{0,64} \text{Al}_{0,75}$)_{5,0} ($\text{Al}_{1,54} \text{Si}_{6,24} \text{Ti}_{0,22}$)_{8,0} O_{22} ($\text{OH}_{1,28} \text{O}_{0,72}$)₂. Общая железистость роговых обманок, рассчитанная по данным химических анализов¹, равна для пробы 138 $fm=63,4\%$, для пробы 378 $fm=63,1\%$, что хорошо согласуется с данными, полученными по оптическим константам. Спектральными анализами в роговых обманках установлен V, Ва, Zr — сотые, Си, Ga, Be — тысячные доли процента.

Т а б л и ц а 14

Роговая обманка (проба 378)

Компоненты	Вес. %	Молекулярные количества, $\times 100$	Атомное колич. кислорода	Число атомов кислорода, рассчитанное на 24	Атомное колич. катионов	Число атомов катионов
SiO_2	38,09	634	1268	11,79	634	5,89
TiO_2	2,08	15	30	0,28	15	0,14
Al_2O_3	13,20	129	387	3,60	258	2,40
Fe_2O_3	6,55	42	126	1,17	84	0,78
FeO	16,29	227	227	2,11	227	2,11
MgO	7,26	180	180	1,68	180	1,68
CaO	12,85	229	229	2,13	229	2,13
MnO	0,36	5	5	0,05	5	0,05
K_2O	0,60	6	6	0,06	12	0,11
Na_2O	1,40	23	23	0,21	46	0,43
П.п.п.	1,84	100	100	0,93	200	1,86
Сумма...	100,52		2581	24,00		

Общий делитель $2581 : 24 = 107,5$

Примечание. Химические анализы выполнены в лаборатории ЗСГУ.

Пироксен является второстепенным цветным минералом. Присутствует он обычно в форме редких таблиц, замещенных с краев роговой обманкой, эпидотом и карбонатом. Оптические свойства пироксена: $Ng=1,706$; $Np=1,686$, что соответствует диопсиду, содержащему 20% геденбергитовой молекулы.

Биотит присутствует редко и, как правило, замещен хлоритом. В прозрачных шлифах биотит бурый, обладает резким плеохроизмом. По показателям преломления ($Ng=1,646$; $Np=1,602$) общая железистость биотита равна 50% (Соболев, 1950).

На основании изучения минералогического состава сиенитов нами составлена по методу Д. С. Коржинского диаграмма состав — парагенезис (рис. 5)². На диаграмму нанесены фигуративные точки, отвечающие данным химических анализов пород, пересчитанным на молекулярные проценты Al_2O_3 , CaO и $(\text{Fe}, \text{Mg})\text{O}$. На этой диаграмме видно, что для сиенитов Леспримхозного интрузива характерна следующая равновесная парагенетическая ассоциация: $\text{Oрт} + \text{Плзс}_{-42} + \text{Рог}_{63}$, иногда к этой ассоциации присоединяются пироксен ($fm=20$) и биотит ($fm=50$). Такой парагенезис соответствует полю II диаграммы парагенезисов гранитоидных пород по Д. С. Коржинскому.

$$^1 \quad fm = \frac{(\text{FeO} + 2\text{Fe}_2\text{O}_3) \times 100}{\text{FeO} + 2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}} \text{ mol. \%}$$

² Сокращения названий минералов для диаграммы состав — парагенезис: Анд — андрадит, Ап — апатит, Бр — брусит, Би — биотит, Вз — везувин, Гр — гроссуляр, Дол — доломит, Ка — кальцит, Кл (Клм) — клингоумит, Мг — магнетит, Мгз — магнетит, Мн — монтичеллит, Орт — ортоклаз, Пи — пироксен, Рог — роговая обманка, Серп — серпентин, Тр — тремолит, Фо — форстерит, Фл — флогопит, Шп — шпинель, Эп — эпидот.

б. Сиениты порфиридные. Данная разновидность пород в интрузиве имеет подчиненное распространение и встречается отдельными участками среди других разновидностей. Порфиновые выделения, количество которых иногда достигает 50%, представлены калиевым полевым шпатом, реже плагиоклазом. Они имеют призматическую форму с размером призм 0,7—1 см по удлинению. В распределении порфириновых вкрапленников наблюдается определенная ориентировка. Основная масса мелкозернистая, существенно калишпатовая с гнездами эпидота, хлорита и турмалина. Образование крупных кристаллов, вероятно, является автотетасоматическим процессом наиболее ранней стадии формирования сиенитов. Крупные порфириновые выделения могли вырасти за счет равновесной перекристаллизации мелких зерен калишпата, а это могло произойти в условиях малого перепада температур и концентраций.

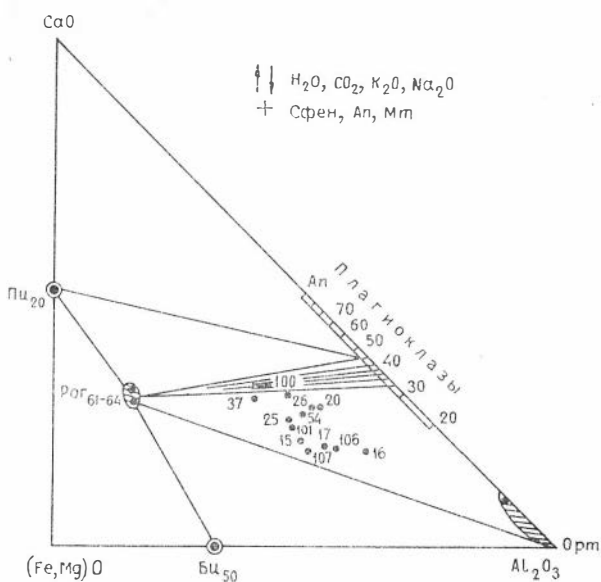


Рис. 5. Диаграмма состав—парагенезис сиенитов.

Сиениты мелкозернистые наблюдаются главным образом в центральной части интрузива. От крупно- и среднезернистых сиенитов отличаются более мелкозернистым строением, меньшим количеством темноцветного минерала и часто наблюдающейся в них пятнистой текстурой. Последняя обусловлена развитием в породе гнездообразных скоплений эпидота, турмалина и пирита. Микроскопическое изучение показывает, что мелкозернистые сиениты в основном (на 91%) состоят из калиевого полевого шпата, который образует мелкие (0,4—0,8 мм) призматические зерна с неровными зубчатыми ограничениями. Плагиоклаз в большинстве случаев отсутствует, но иногда его реликты можно установить внутри зерен калишпата, причем плагиоклаз почти всегда бывает замещен карбонатом и хлоритом. Темноцветные минералы, видимо, были представлены пироксеном, который в настоящее время полностью замещен агрегатом хлоритизированного биотита, карбоната и эпидота.

Сравнительная простота минерального состава, наличие признаков замещения плагиоклаза калиевым полевым шпатом, своеобразная структура породы свидетельствуют о метасоматическом происхождении данной разновидности. По всей вероятности, образование мелкозернистых сиенитов нужно связывать с щелочно-метасоматическим преобразованием крупно- и среднезернистых сиенитов в позднемагматическую стадию в участках, с высоким химическим потенциалом K_2O в поровых растворах. Как показывает геологическое картирование, такие участки чаще всего возникали в центральной части интрузива, где могли встречаться потоки щелочей, диффундирующих внутрь массива от контакта, а также вблизи контакта с магнезиальными скарнами.

в. **Монцониты** являются наиболее обычной породой эндоконтактов. При переходе к монцонитам в сиенитах постепенно увеличивается количество плагиоклаза и темноцветных минералов. Порода приобретает монцонитовую структуру. Микроскопическим изучением установлено, что главными минералами в монцонитах являются плагиоклаз, калиевый полевой шпат, пироксен, амфибол и биотит. Акцессорные минералы всегда обильны и представлены апатитом, сфеном и магнетитом.

Плагиоклаз присутствует в количестве от 30 до 49% и является наряду с калиевым полевым шпатом основным минералом в породе. Он образует призматические зерна, резко идиоморфные по отношению к калиевому полево му шпату. Встречаются участки пойкилитового сложения с мелкими идиоморфными вростками плагиоклаза в крупных ортоклазовых зернах. Плагиоклаз имеет зональное строение, что подчеркивается развитием вторичных продуктов. В центральной части зерен развивается сосюрит, хлорит, реже эпидот, внешняя кайма более свежая и местами переходит в кайму калиевого полевого шпата. Детальному изучению плагиоклаза подвергнут не был ввиду его интенсивного изменения. О его составе можно судить только лишь по вторичным продуктам и зональному строению, говорящим о среднем или даже основном его составе. Калиевый полевой шпат развивается в виде крупных ксеноморфных зерен, в которые, как в мезостазис, погружены идиоморфные зерна плагиоклаза, и по своим оптическим свойствам он тождествен калиевому полево му шпату крупно- и среднезернистых сиенитов.

Пироксен является главным темноцветным минералом. В шлифе он бесцветен, обладает ясно выраженной спайностью; показатели преломления равны: $N_g = 1,706$; $N_p = 1,686$. Замеры на федоровском столике ($cN_g = 40^\circ$; $2V = +60^\circ$) и показатели преломления позволяют отнести пироксен к диопсиду, содержащему 20% геденбергитовой молекулы.

Роговая обманка представлена призматическими зернами с неровными краями, обладает отчетливым плеохроизмом от зеленого по N_g до светло-зеленого цвета N_p . По показателям преломления ($N_g = 1,670$; $N_p = 1,654$) железистость роговой обманки монцонитов $fm = 35\%$.

Биотит в монцонитах присутствует в незначительном количестве в виде удлинённых таблиц, нацело хлоритизированных с выделением землистого эпидота по трещинкам спайности.

Минеральный состав монцонитов указывает на равновесные парагенетические ассоциации $Орт + Пи_{20} + Пл_{35-45}$ и $Орт + Пи_{20} + Рог_{35}$ (рис. 6), что характерно для пород повышенной щелочности и отвечает парагенезисам минералов поля III диаграммы по Д. С. Коржинскому.

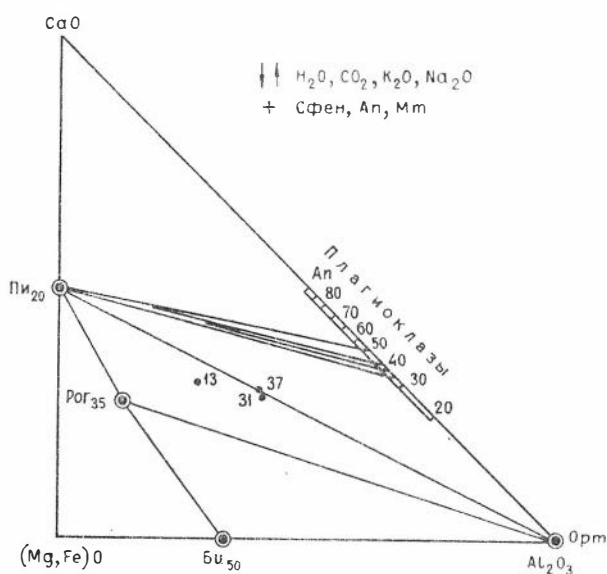


Рис. 6. Диаграмма состав—парагенезис монцонитов.

Акцессорные минералы сиенитов. Для сиенитов Леспромхозной интрузии характерна ассоциация кальциевых акцессориев (сфен, апатит), образовавшихся в условиях избытка в магме извести. Сфен обычно образует мелкозернистые агрегаты, состоящие из отдельных клиновидных зерен, реже встречается в виде отдельных кристаллов размером 0,3—0,5 мм в поперечнике. В шлифе он имеет ярко-розовую окраску и отчетливый плеохроизм от бесцветного до розового цвета.

Апатит развит примерно в равном количестве со сфеном, причем преобладают короткостолбчатые зерна, реже встречается игольчатый апатит. Показатели преломления апатита ($M_o=1,638$; $M_e=1,635$) соответствуют обычному фтор-апатиту.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СИЕНИТОВ ЛЕСПРОМХОЗА

Для характеристики химического состава пород Леспромхозного интрузива в нашем распоряжении имеется 14 химических анализов, которые сведены в табл. 15 и нанесены на петрохимической диаграмме (рис. 7). По содержанию кремнезема составы пород интрузива варь-

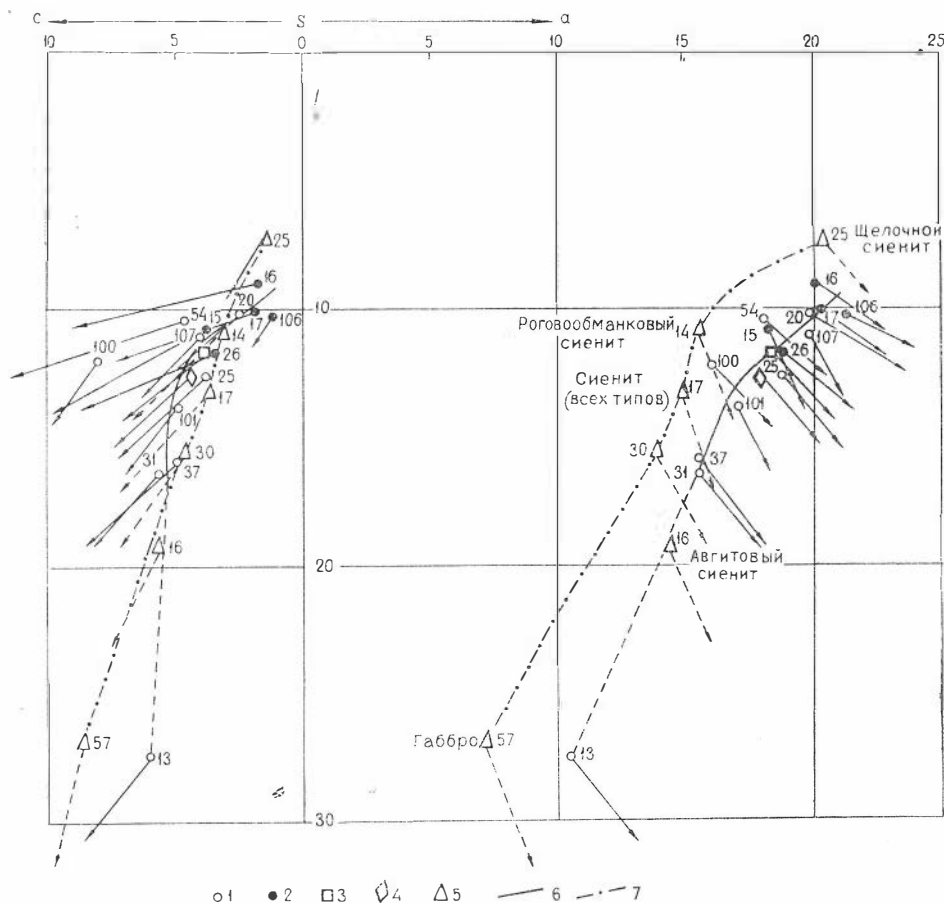


Рис. 7. Петрохимическая диаграмма сиенитов Леспромхозного месторождения. 1 — крупнозернистые сиениты; 2 — мелко-среднезернистые и порфировидные сиениты; 3 — средний (арифметическое из 13 анализов) состав сиенитов; 4 — средний (с учетом распространенности) состав сиенитов; 5 — типовые составы пород по Делю; 6 — средняя вариационная линия сиенитов Леспромхозного месторождения; 7 — линия средних типов изверженных горных пород по Делю.

Результаты химического анализа сиенитов Леспромхозного интрузива*

Окислы	Крупно- и среднезернистые сиениты							Мелкозернистые и порфировидные сиениты					Моноциты		Средний состав сиенитов	
	20	25	37	54	100	101	107	15	16	17	26	106	13	31	средне-арифметическое	с учетом распространенности
SiO ₂	57,24	53,97	52,86	54,33	51,03	53,20	53,41	55,17	56,07	57,13	54,52	58,97	46,88	50,75	55,28	53,56
TiO ₂	0,36	0,45	0,57	0,35	0,45	0,53	0,45	0,41	0,30	0,27	0,38	0,28	0,91	0,54	0,41	0,45
Al ₂ O ₃	17,84	18,82	18,21	18,83	21,09	18,87	19,0	18,47	17,08	17,16	18,08	17,57	16,18	18,77	18,44	18,83
Fe ₂ O ₃	2,04	1,50	2,15	2,39	1,84	2,64	1,91	1,55	1,63	1,80	2,69	2,48	0,93	2,17	2,06	2,08
FeO	2,37	3,95	4,45	3,16	4,58	4,46	4,97	4,49	3,66	3,95	3,37	3,75	8,70	5,74	4,07	4,17
MnO	0,13	0,13	0,14	0,13	0,12	0,16	0,14	0,13	0,13	0,11	0,12	0,09	0,25	0,18	0,13	0,16
MgO	1,36	2,24	3,05	1,36	1,55	2,01	1,65	1,96	0,84	1,13	1,46	0,92	5,03	2,50	1,69	1,91
CaO	5,07	5,69	7,08	5,49	7,57	5,16	3,89	4,24	3,20	3,59	5,17	3,28	10,25	7,19	5,12	5,75
Na ₂ O	4,06	3,87	3,32	1,88	3,94	4,11	4,20	2,79	1,68	2,30	2,91	6,00	2,25	3,34	3,41	3,55
K ₂ O	7,10	6,44	5,30	8,74	4,28	4,93	6,31	7,56	10,95	9,89	7,85	5,52	3,11	4,95	6,91	6,16
P ₂ O ₅	0,20	0,26	0,26	0,21	0,29	0,28	0,25	0,24	0,24	0,07	0,17	0,10	0,46	0,28	0,22	0,24
П.п.п.	1,69	2,10	2,01	2,65	2,46	2,45	2,53	3,24	3,68	1,91	2,97	0,99	3,87	2,70	2,39	2,33
С у м м а	99,46	99,75	99,40	99,52	99,20	98,80	98,71	102,26	99,46	99,34	99,69	99,95	99,12	99,11	100,13	98,19
<i>Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому</i>																
<i>a</i>	19,8	18,7	15,6	18,0	16,0	17,0	19,8	18,2	20,8	20,2	18,8	21,2	10,5	15,5	18,3	17,9
<i>c</i>	2,5	3,8	4,9	4,6	8,0	4,9	4,0	3,9	1,8	1,9	3,5	1,2	6,0	5,6	3,8	4,4
<i>b</i>	10,2	12,6	15,9	10,4	12,0	13,8	11,0	10,9	9,0	10,1	11,7	10,2	27,5	16,4	11,8	12,6
<i>s</i>	67,5	64,9	63,6	67,0	64,0	64,3	65,2	67,0	68,4	67,8	66,0	67,4	56,0	62,5	66,1	65,1
<i>f'</i>	39,4	41,5	40,6	51,1	53,8	61,0	57,4	54,7	57,3	54,3	50,7	57,0	43,0	49,4	50,9	48,9
<i>m'</i>	22,7	31,8	33,8	23,4	23,4	26,0	25,5	31,3	16,9	19,0	22,2	14,7	32,0	27,8	25,5	27,0
<i>c'</i>	37,9	26,7	25,6	25,5	22,8	13,0	13,4	14,0	25,8	26,7	27,1	28,1	25,0	22,8	23,6	24,1
<i>n</i>	46,4	47,6	48,6	24,5	57,8	55,8	50,3	36,0	18,8	26,1	36,1	62,5	55,0	50,9	42,9	46,3
<i>φ</i>	16,5	10,2	11,7	19,8	13,5	16,6	8,5	12,0	16,1	15,4	20,9	21,4	3,1	12,5	15,7	14,9
<i>t</i>	0,4	0,5	0,7	0,4	1,1	0,7	0,5	0,5	0,4	0,4	4,0	0,4	1,5	0,8	0,5	0,5
<i>Q</i>	7,1	11,4	8,9	6,6	1,2	10,3	13,2	6,3	6,6	6,7	9,1	8,8	15,0	11,6	8,2	10,0
<i>a/c</i>	7,9	4,8	3,1	3,9	2,0	3,4	4,9	4,6	11,5	10,6	5,3	17,6	1,7	2,7	4,9	4,0

* Анализы выполнены в Центральной химической лаборатории в Новосибирске.

руют в сравнительно узких пределах 50—59% SiO₂, при среднем содержании 53,5%. Породы характеризуются повышенными по сравнению со средними типами сиенитов по Дели глиноземистостью, железистостью, известковистостью, высоким содержанием щелочей, особенно калия, и сравнительно низкой титанистостью.

Сиениты Леспромхоза относятся к породам нормального ряда и по классификации А. Н. Заварицкого (1941) попадают в 17 и 18 группы, слабо насыщенные SiO₂ и богатые и умеренно богатые щелчами. На петрохимической диаграмме (см. рис. 7) сиенитовые породы образуют непрерывный рой точек. Наиболее распространенные разновидности — крупно- и среднезернистые сиениты, представленные анализами 20, 25, 37, 54, 100, 101, 107, занимают центральную часть роя; мелкозернистые сиениты (анализы 15, 16, 17, 26 и 106) представляют обогащенный щелчами верхний конец роя. Анализы 13 и 31 характеризуют породы эндоконтактов и на диаграмме располагаются на нижнем конце роя. На диаграмме проведены средняя вариационная линия сиенитов Леспромхозного интрузива и линия составов типовых пород по Дели. Как можно видеть, эти линии не только не совпадают, но и значительно отстоят друг от друга. В поле *aSb* средняя вариационная линия сиенитов Леспромхоза лежит правее, а в поле *cSb* левее линии типовых составов изверженных горных пород, что указывает, во-первых, на повышенную щелочность этих пород, а во-вторых, на высокое содержание в них извести по сравнению с нормальными типами. Интересно проследить изменения химического и минералогического состава сиенитов в пределах одного разреза в направлении от центральной части интрузива к его контакту с магнезиальными скарнами. Такие данные приведены в табл. 16.

Таблица 16

Мощность	Крупнозернистые сиениты	Мелкозернистые сиениты		Моноциты	
		50 м		8 м	
Минерал. состав	52 Кш+27 Пл+ +19 АмФал+ + Ан+МТ	87 Кш + 13 Пш (Эп)		33 Кш + + 30 Пл + + 32 АмФал+ + Пш + 3 Би	
Оксиды					
SiO ₂	57,24	57,13	56,07	55,17	46,88
TiO ₂	0,36	0,27	0,30	0,41	0,91
Al ₂ O ₃	17,84	17,16	17,08	18,47	16,18
Fe ₂ O ₃	2,04	1,80	1,63	1,55	0,93
FeO	2,37	3,95	3,66	4,49	8,70
MnO	0,13	0,11	0,13	0,13	0,25
MgO	1,36	1,13	0,84	1,96	5,03
CaO	5,07	3,59	3,20	4,24	10,25
Na ₂ O ₃	4,06	2,30	1,68	2,79	2,25
K ₂ O	7,10	9,89	10,95	7,56	3,11
P ₂ O ₅	0,20	0,07	0,24	0,24	0,46
П.п.п.	1,69	1,91	3,68	3,24	3,87
С у м м :	99,46	99,34	99,47	102,26	99,12
Пл'	39,4	54,3	57,3	54,7	43,0
K ₂ O					
K ₂ O + Na ₂ O	54	74	82	64	45

Магнезиальные скарны

Железистость сиенитов, минимальная в центре массива, возрастает к периферии, причем наиболее железистыми оказываются мелкозернистые сиениты. Темноцветные минералы сиенитов имеют переменный состав. Роговая обманка из центральной части интрузива характеризуется более высокой железистостью ($f_m=60\%$) по сравнению с роговой обманкой монцонитов ($f_m=35\%$).

Наибольший интерес представляет повышение щелочности пород в эндоконтактной зоне главным образом за счет K_2O . Повышенную щелочность сиенитов Леспромхозной интрузии можно объяснить исходя из гипотезы Д. С. Коржинского (1955) о повышении концентрации щелочей (K_2O , Na_2O) в магме в случае магматического замещения доломитов.

Образование Леспромхозной интрузии было связано с проникновением по трещинной зоне в доломитовую толщу сиенитового расплава. Внедрение магмы сопровождалось выделением из нее большого количества растворов — «сквозьмагматических растворов» в понимании Д. С. Коржинского. В результате воздействия этих растворов на доломиты происходило разложение последних и образование в экзоконтакте мощной зоны магнезиальных скарнов. При этом в приконтактной зоне происходило накопление такого сильного основания, как $Mg(OH)_2$, что вызвало повышение активности, или химических потенциалов других оснований, в первую очередь KOH и $NaOH$. Это, в свою очередь, обусловило их диффузию в направлении меньшего химического потенциала, т. е. обратно в магму. В итоге концентрация щелочей (K_2O) в магме, особенно в приконтактной зоне, резко возросла, что отчетливо видно на диаграмме (рис. 8), показывающей изменение содержания щелочей в породах Леспромхозного интрузива в поперечном разрезе. Появление монцонитов в эндоконтактной зоне связывается с ассимиляцией магмой магнезиальных скарнов и доломитов.

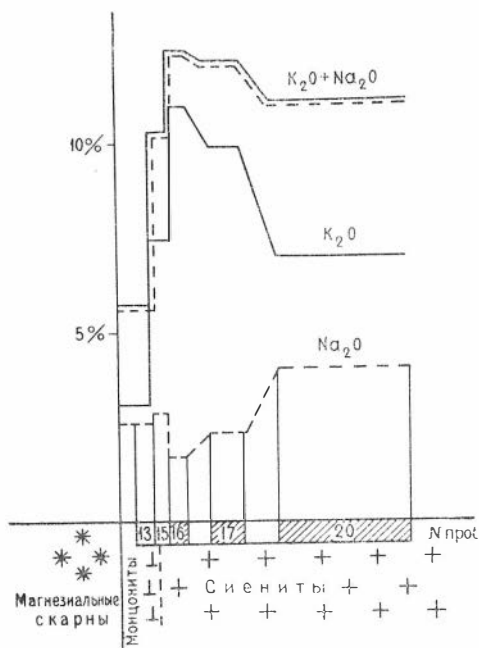


Рис. 8. Диаграмма изменения содержания щелочей в эндоконтакте сиенитовой интрузии.

Микроэлементы в сиенитах. Для выяснения содержания и распределения малых элементов в породах интрузива было произведено 50 спектральных анализов из пород и из главных породообразующих минералов. При этом было установлено, что сиениты содержат Be, B, C, F, P, S, Cl, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, As, Sr, Zr, Mo, Ag, Sn, Ba, W, Pb. Большинство элементов содержится в пределах кларковых величин, только для B, As, Ba, Sr и Pb устанавливаются повышенные концентрации. Бор содержится в сиенитах в сотых и тысячных долях процента и концентрируется в минералах аксините и турмалине. Петрогенные элементы барий (Ba^{+2}) и стронций (Sr^{+2}) благодаря близости ионных радиусов с радиусами ионов K^{+1} и Ca^{+2} входят в состав каликатровых полевых шпатов. Как отмечают Б. Н. Злобин и

М. С. Горшкова (1961), основная масса свинца в щелочных породах также накапливается в ортоклазах, изоморфно замещая калий благодаря близости их ионных радиусов. В породах Леспромхозной интрузии действительно наблюдается накопление этого элемента до сотых долей процента в лейкократовых разностях сиенитов.

ЖИЛЬНЫЕ ПОРОДЫ

На участке месторождения установлены разнообразные жильные породы: микродиориты, спессартиты, керсантиты, диабазы, эссексит-диабазы и сиенит-порфиры, однако взаимоотношение даек разного состава еще недостаточно расшифровано. В настоящее время можно выделить две возрастные группы: а) дорудные жильные породы, по времени образования и составу (микродиориты, спессартиты, керсантиты) тяготеющие к ранним диоритовым интрузиям, сильно измененные и местами скарнированные; б) послерудные жильные породы, которые образуют повышенную щелочность (эссексит-диабазы, сиенит-порфиры) и связаны с Леспромхозным сиенитовым интрузивом. Дайки диабазов представлены несколькими генерациями, поскольку наряду с явно послерудными встречаются диабазы очень сильно измененные и, вероятно, дорудные.

а. Дорудные жильные породы. Микродиориты. Были установлены по скв. 399 и 406, причем почти всюду эти породы интенсивно хлоритизированы и карбонатизированы. Структура пород порфировидная; основная масса призматическизернистая. Порфиновые выделения представлены плагиоклазом и очень редко пироксеном. Фенокристы плагиоклаза имеют форму удлиненных призм с ровными и четкими краями. Некоторые зерна плагиоклаза имеют оторочку калиевого полевого шпата. Пироксен в порфиновых выделениях почти всегда полностью замещен хлоритом, эпидотом и кальцитом. Основная масса состоит из призматических зерен серицитизированного плагиоклаза, между которыми развиты эпидот, хлорит и кварц.

Спессартиты. Дайки спессартитов на месторождении встречаются редко и были установлены нами только при петрографической обработке материала по скважинам № 268, 399 и 423. Породы имеют призматическизернистую структуру и содержат редкие порфиновые вкрапленники плагиоклаза и роговой обманки. Фенокристы плагиоклаза имеют форму узких призм размером 0,6—0,7 мм по длине, причем свежие плагиоклазы почти не встречаются, все они в какой-то мере замещены мелкочешуйчатым агрегатом серицита. Роговая обманка в порфиновых вкрапленниках представлена широкими призмами размером до 1,2 мм и почти всегда замещена биотитом и хлоритом. Основная масса состоит из беспорядочно расположенных мелких (0,2 мм) призмочек плагиоклаза и роговой обманки. Последняя местами образует сростки, обособившиеся в виде неправильных гнезд в полевошпатовой массе. Из поздних минералов в основной массе развиты карбонат и мелкочешуйчатый бурый биотит. В качестве аксессуаров присутствует сфен.

Керсантиты были установлены только в одной скважине (№ 380). Это темные тонкозернистые жильные породы, обладающие ясно выраженной порфировидной структурой с призматическизернистой основной массой. Порфиновые вкрапленники многочисленны и представлены узкими призмами плагиоклаза, роговой обманки и биотита. Плагиоклаз почти всегда серицитизирован, реже по нему развивается

пренит. Роговая обманка и биотит хлоритизированы. Основная масса состоит из беспорядочно расположенных лейст плагиоклаза и биотита, среди которых развиваются кальцит, хлорит и пирит.

б. Послерудные жильные породы. Сиенит-порфиры. Это самые распространенные жильные породы на месторождении. Дайки сиенит-порфиров имеют широтное простирание и концентрируются главным образом вдоль южного контакта сиенитового интрузива, образуя здесь зону шириною 100 м. Мощности даек колеблются от десятков сантиметров до нескольких метров, обычно 1—2 м; строение даек простое. Территориальная приуроченность даек сиенит-порфиров к сиенитовой интрузии (одинаковый структурный контроль), близость их петрографического состава с составом пород интрузива, геохимическая и петрохимическая преемственность указывают, что эти дайки генетически связаны с сиенитовой интрузией.

Послерудный возраст сиенит-порфиров доказывается тем, что дайки этого состава пересекают магнетитовые руды и магнезиальные скарны. В то же время наблюдается развитие по сиенит-порфирам гранатовых



Рис. 9. Сиенит-порфир. Николи скрещены. $\times 50$.

и гранато-пироксеновых скарнов, т. е. образование даек происходило после основного рудоотложения, но до проявления известково-скарновых процессов.

По внешнему виду породы имеют светлую серовато-белую окраску, порфировую структуру. Порфировые вкрапленники обильны и представлены в основном калиевым полевым шпатом, реже плагиоклазом и очень редко пироксеном и амфиболом. Общий микроскопический облик пород показан на микрофотографии (рис. 9). Количественный минеральный состав сиенит-порфиров приведен в табл. 17.

Порфировые выделения калиевого полевого шпата имеют вид узких призм размером 1,2—2,6 мм по удлинению с ровными и четкими ограничениями; отдельные зерна имеют криптопертиговое строение, иногда наблюдаются двойники. Свежий калишпат встречается редко, обычно он пелитизирован и участками карбонатизирован. Второстепенную роль

№ шифра	Название породы	Содержание минерала в объемных %								
		калишпат	плаггиоклаз	пироксен	амфибол	хлорит	эпидот	пренит	апатит, турмалин	магнетит, пирит
288	Сиенит-порфир	86,5	7,6	—	—	—	5,3	—	0,6	—
218	»	65,3	21,6	—	5,3	—	3,1	—	4,7	—
579	Эссексит-диабаз	12,1	35,0	17,1	—	15,3	—	12,3	0,3	7,9
578	»	13,5	42,7	18,7	—	15,7	—	1,3	0,3	7,8

в порфиновых выделениях играет кислый плаггиоклаз, фенокристы которого обычно имеют кайму калиевого полевого шпата. Редко встречаются в порфиновых выделениях пироксен и густоокрашенная роговая обманка.

Основная масса сиенит-порфиров имеет трахитовую, реже бостонитовую структуру. Состоит она из ориентированных в одном направлении лейсточек калиевого полевого шпата, огибающих порфировые вкрапленники. Ограничения зерен неровные, зазубренные. Отчетливо видно двойниковое строение зерен. Очень редко в основной массе присутствует зеленая роговая обманка. Из аксессуаров наблюдается короткостолбчатый апатит, реже сфен.

Химический состав сиенит-порфиров приведен в табл. 18.

По особенностям химического состава сиенит-порфиры аналогичны сиенитам Леспромхозного интрузива. Они относятся к породам, слабо насыщенным кремнеземом (класс 5) и умеренно богатым щелочами (группа 18). Спектральным анализом в сиенит-порфирах установлены Ba, Sr в десятых, V, Zr, Zn в сотых и Ni, Mo, Pb, Cu, Ga, Cr, Co, Be в тысячных долях процента.

Эссексит-диабазы. Дайки эссексит-диабазов встречаются редко (скв. 348) и обычно характеризуются большой мощностью. Породы имеют темно-серую окраску и мелкозернистую структуру. Микроструктура пород пойкилофитовая, что обусловлено наличием крупных зерен пироксена, в которых в виде пойкилитовых вростков заключены идиоморфные кристаллы плаггиоклаза. Пироксен представлен титан-авгитом, окрашен в слабо-сиреневый цвет с отчетливым плеохроизмом в сиреневых тонах. Развивается он в виде крупных (2—4 мм) призм. Оптические свойства пироксена: $Ng=1,726$; $Np=1,704$; $Ng-Np=0,022$; $cNg=42^\circ$:

Таблица 18

Компоненты	Вес. %	Молекулярные количества, $\times 1000$	Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому	Компоненты	Вес. %	Молекулярные количества, $\times 1000$	Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому
SiO ₂	54,80	912	$a=20,2$	B ₂ O ₃	He обн.	—	
TiO ₂	0,31	4	$b=11,5$	K ₂ O	10,73	114	$n=20,0$
Al ₂ O ₃	18,89	185	$c=3,1$	Na ₂ O	1,78	28	$t=0,4$
Fe ₂ O ₃	1,04	6	$S=62,5$	S	0,20		$\varphi=7,4$
FeO	7,55	105	$Q=13,1$	H ₂ O	0,10		
CaO	3,04	54	$c'=6,8$	П.п.п.	0,14		
MgO	1,36	33	$m'=20,3$				
MnO	0,071	1	$\gamma'=72,8$	Сумма	100,14		

$2V = +46^\circ$. Плагноклаз наблюдается в виде беспорядочно расположенных узких призматических зерен размером 1—4 мм по удлинению с ровными ограничениями. По составу он относится к лабрадору, его центральные части обычно замещены хлоритом, пренитом и сосюритом. Калиевый полевой шпат присутствует в количестве 10—13% и образует в основном каймы вокруг плагноклаза и реже самостоятельные зерна в форме узких призм. В виде табличек в небольшом количестве присутствует биотит. Акцессорные минералы представлены апатитом и ильменитом, отдельные зерна последнего имеют оторочку сфена.

Спектральным анализом в эссексит-диабазовых установках установлены Mn и Ti в десятых, Zn, Ba, Sr, V в сотых и Ni, Co, Cu, Ga, Zr, Cr в тысячных долях процента.

Д и а б а з ы. Дайки данной группы малочисленны и маломощны. По внешнему виду это темные почти черные тонкозернистые породы с отчетливой порфировой структурой.

Порфиновые выделения представлены крупными (1,6—4,0 мм) таблитчатыми зернами плагноклаза, который редко сохраняется свежим, обычно он бывает нацело замещен сосюритом или мелкочешуйчатым агрегатом серицита и реже хлоритом. Основная масса имеет диабазовую структуру и состоит из беспорядочно расположенных тонких лейст плагноклаза, в промежутках между которыми развит пироксен. По составу плагноклаз соответствует лабрадору. Зерна пироксена имеют неправильную форму и обычно с краев замещены хлоритом. В основной массе развиваются энидот, хлорит, пренит; в виде удлиненных табличек и мелких листочков — бурый биотит.

Иногда встречаются диабазы с миндалекаменной текстурой. Миндалины имеют вытянутую линзовидную форму и выполнены в центре кальцитом, а по периферии лучистым агрегатом хлорита.

Акцессорные минералы представлены ильменитом, сфеном и тонкими иголочками апатита. Спектральные анализы диабазов показали присутствие в них Mn, Ti, Ba в десятых, Zr, Sr, V в сотых и Cu, Ga в тысячных долях процента.

МЕТАСОМАТОЗ И МЕТАМОРФИЗМ ДОЛОМИТОВ МАГМАТИЧЕСКОЙ СТАДИИ

Контактовый метаморфизм вмещающих пород около Леспромхозной сиенитовой интрузии проявлен широко и интенсивно. Обусловлен он как термическим воздействием на породы магматических масс, так и пропитыванием их высокотемпературными газодолыми растворами. Метаморфические процессы сопровождались широким проявлением метасоматоза.

Степень изменения и состав измененных пород определяются главным образом составом вмещающих пород. Кератофиры, туфы, песчаники и диориты в контакте с сиенитовой интрузией с трудом поддаются метаморфизму. Изменения выражаются здесь в частичной перекристаллизации пород, приобретении ими роговиковой структуры и развитии мелколистоватого бурого биотита. Только в узких зонах, примыкающих непосредственно к интрузиву, образуются контактовые роговики. Наиболее сильные контактовые изменения претерпевают доломиты, которые во внутренней зоне контактового ореола за счет привноса кремнезема, глинозема и щелочей испытывают существенные изменения химического состава и превращаются в зональные магнезиальные скарны, а во внешней зоне в результате термической диссоциации доломита образуется мощная зона периклазовых мраморов. По глубине образования метасоматические породы относятся к фации малых глубин (меллитит-монтichelлитовая фация глубинности Д. С. Коржинского).

МАГНЕЗИАЛЬНЫЕ СКАРНЫ

Магнезиальные скарны¹, как известно, встречаются в природе значительно реже, чем известковые скарны. Как определенный тип метасоматических пород они были выделены Д. С. Коржинским в 1953 г., детально изучены В. А. Жариковым в Западном Карамазаре (1954), Л. И. Шабыниным на Алдане (1956) и П. В. Комаровым в Восточном

¹ Вслед за Д. С. Коржинским (1953) и Л. И. Шабыниным (1960) под магнезиальными скарнами мы понимаем породы, состоящие из минералов с высоким содержанием магния (шпинели, форстерита, монтichelлита, диоксида и др.), которые образовались в результате высокотемпературного метасоматического преобразования доломитов в зонах контакта их с магматическими породами. Эти породы обладают всеми признаками, свойственными обычным скарнам.

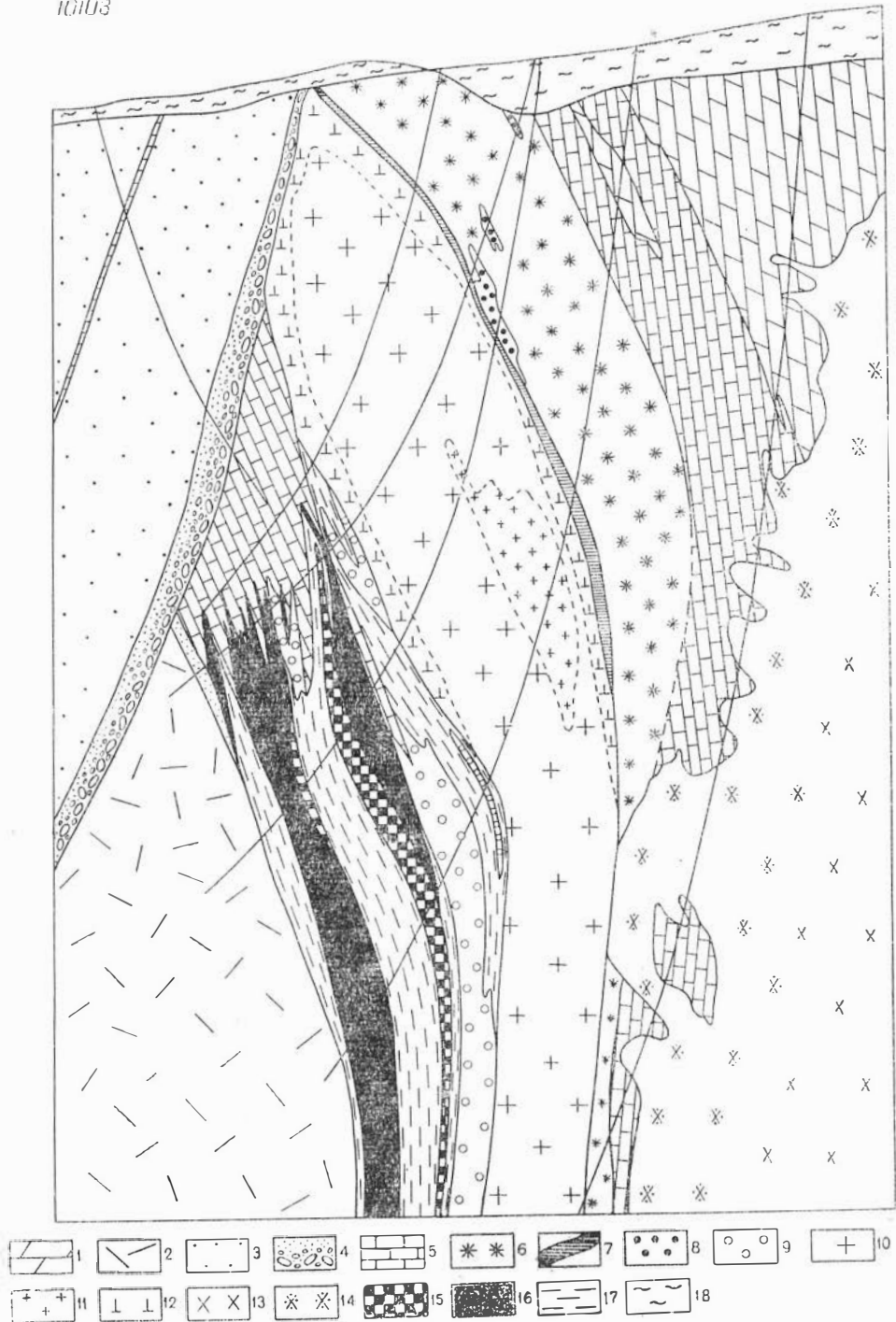


Рис. 10. Геологический разрез через центральную часть Леспромхозного месторождения.
 1 — доломиты; 2 — кератофиры; 3 — O_1 — песчанники; 4 — O_1 — конгломераты; 5 — бруснитовые мраморы; 6 — монтичеллитовые скарны; 7 — шнишевые скарны; 8 — везувиниовые скарны; 9 — гранат-пироксеновые скарны; 10 — снейнты; 11 — мелкозернистые снейнты; 12 — монтолиты; 13 — диориты; 14 — ороговикованные диориты; 15 — сульфидно-магнетитовые руды; 16 — магнетитовые руды; 17 — метасоматиты рудной зоны; 18 — суглинок.

Забайкалье (1958). В Горной Шорни эти породы впервые установлены на Леспромхозном месторождении (Синяков, Снякова, 1961), а в настоящее время обнаружены также на месторождениях Темир-Тау, Аргыштаг и Верхний Учulen (Лапин, Шарапов, 1964).

Магнезиальные скарны Леспромхоза развивались по доломитам и возникли в магматическую стадию в связи с воздействием на доломиты раннемагматических растворов. Это доказывается следующими признаками: а) отсутствием в сенинтах на контакте с магнезиальными скарнами эндоконтатных метасоматических изменений; б) наличием в скарнах апофиз, инъекционных жил неизмененных сенинтов; в) наличием ксенолитов магнезиальных скарнов в сенинтах; г) присутствием в скарнах значительного количества высокоглиноземистых минералов (шпинели). Установлено, что среди высокотемпературных минералов послемагматических скарнов отсутствуют минералы, богатые глиноземом, что обусловлено инертным поведением этого компонента в послемагматическом скарнообразовании. Образование шпинели связано с привнесом из магмы Al_2O_3 , что свидетельствует о магматической стадии и инфильтрационном характере процесса.

Строение зоны магнезиальных скарнов. Опыт изучения магнезиально-скарновых месторождений (Жариков, Шабынин, Комаров) показывает, что обычно на этих месторождениях магнезиальные скарны сильно изменены, а зональность их затусована вследствие наложения более поздних метасоматических процессов и оруденения. Только в отдельных участках могут сохраняться свежие породы, по которым обычно и устанавливается зональность. Леспромхозное месторождение в этом отношении является редким исключением. Здесь оруденение и более поздние метаморфические процессы слабо затронули магнезиальные скарны, развитые вдоль южного контакта интрузии, благодаря чему создались благоприятные условия для их изучения.

На Леспромхозном месторождении магнезиальные скарны образуют контактовую створочку вокруг сенинтовой интрузии, при этом мощность скарнов колеблется от 10 до 80 м. Наиболее широко они развиты вдоль южного висячего контакта и в кровле интрузии, с глубиной мощность скарнов заметно уменьшается. В строении залежей магнезиальных скарнов наблюдается четкая метасоматическая зональность с однотипной последовательностью зон, контакты между зонами резкие, отчетливые. На рис. 10—15 приведены геологические разрезы по наиболее хорошо разбуренным поперечным разведочным профилям, где строение зонального контакта проявлено наиболее полно.

Рассмотрим типичные разрезы через скарновую зону месторождения.

А. Разрез через центральную часть месторождения. Общая мощность скарнов на этом участке достигает 66—82 м. Разрез с характеристикой качественного и количественного составов пород приведен на рис. 10. В разрезе представлены следующие породы.

1. Сенинты серые, участками розовые. Вблизи контакта со скарновой зоной постепенно сменяются монцититами. Последние сложены кальевым полевым шпатом (33%), средним плагиоклазом (30%); темноцветные минералы представлены роговой обманкой с общей железистостью $f_m=35\%$ и диопсидом (32%), присутствует биотит $f_m=50\%$ (3%).

2. Шпинелевые скарны — черные среднезернистые породы, состоящие из шпинели ($f_m=19—29\%$)—70—75% и кальцита—25—30%, в небольшом количестве присутствует магнетит. Участками шпинелевые скарны превращены в пятнистые, местами рассланцованные серпентин-кальцит-хлоритовые породы с магнетитом и реликтами зерен шпинели. Мощность колеблется от 2,5 до 6 м.

3. Монтичеллитовые скарны. Контакт с предыдущей зоной резкий. Это серые средне- и крупнозернистые породы, сложенные монтичеллитом (70—85%) и кальцитом

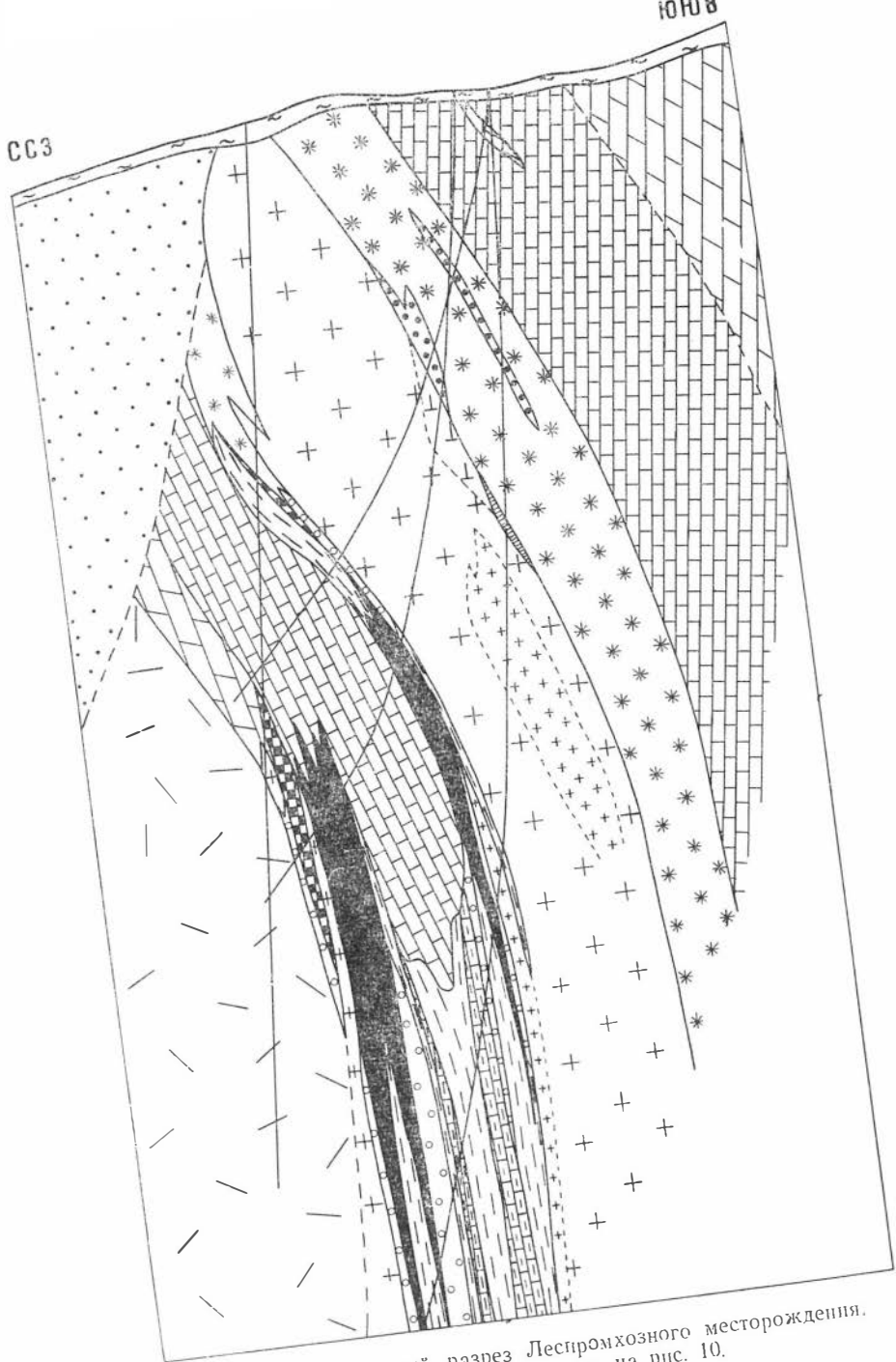


Рис. 11. Геологический разрез Леспромхозного месторождения.
Условные обозначения см. на рис. 10.

(30—10%); из вторичных минералов присутствуют хлорит, серпентин, гранат и др. Оптические константы монтчеллита изменяются в зависимости от его положения в скарновой зоне. Монтчеллит из внешней части скарновой залежи имеет относительно большее светопреломление, а следовательно, и большую железистость, чем из внутренней части. Вблизи даек сиенит-порфиров монтчеллитовые скарны превращены в плотные зеленовато-бурые породы сложного состава (везувиан-гранат-брусит-серпентиновые). Мощность колеблется от 64 до 76 м.

4. Бруситовые мраморы. Состоят из кальцита (60%), брусита (30%) и вторичного доломита (5—10%), в единичных зернах встречаются апатит, людовигит, форстерит, пирит. Брусит представлен в основном пластинчатой разновидностью, редко наблюдаются агрегаты волокнистого брусита изометричной формы, которые можно считать псевдоморфозами по перекалазу. Мощность 50—58 м.

5. Доломиты — массивные породы белого или серовато-белого цвета, тонкозернистой и мелкозернистой структуры, имеют почти мономинеральный состав, в качестве примесей редко встречаются кальцит, апатит, пирит, серпентин.

Б. Разрез через скарновую зону в 100 м к востоку от центрального разреза. В данном разрезе наблюдаются две разновидности колонок метасоматических зон. По одним скважинам разрез аналогичен описанному выше, а именно (рис. 11):

1. Сиениты среднезернистые, участками порфировидные.
2. Шпинелевые скарны. Мощность 4 м.
3. Монтчеллитовые скарны. Мощность колеблется от 68 до 76 м.
4. Бруситовые мраморы. Мощность 56—60 м.
5. Доломиты.

По другим скважинам наблюдается более сокращенный разрез с выпадением из метасоматической колонки зоны шпинелевых скарнов (рис. 12, 13). Здесь наблюдается такая последовательность пород.

1. Сиениты серые, среднезернистые, участками с ясной порфировидной структурой; состоят из кальцевого полевого шпата — 48,5%, среднего плагиоклаза — 39,5% и роговой обманки — 10%, в небольшом количестве присутствуют апатит и магнетит.

2. Монтчеллитовые скарны. Контакт с сиенитами четкий, резкий. Вблизи контакта по монтчеллитовым породам развиваются везувиановые скарны, а сами сиениты участками замещаются гранатовыми скарнами. Монтчеллитовые скарны вблизи сиенитов имеют крупнозернистую структуру, по мере удаления от контакта становятся более мелкозернистыми. Скарны состоят из монтчеллита (70—85%) и кальцита (30—15%), причем оптические свойства монтчеллита закономерно изменяются от внутреннего контакта к внешнему (N_m возрастает от 1,646 до 1,651). Мощность 78 м.

3. Бруситовые мраморы. Мощность 56 м.
4. Доломиты.

Магнезиально-скарновая зона в данном разрезе пересечена отходящей от интрузива апофизой среднезернистого сиенита, который по составу соответствует сиениту эндоконтакта (см. рис. 12). При этом сиениты на границе со скарнами не имеют контактово-реакционных образований, что свидетельствует о внедрении магматического расплава в уже сформированные магнезиальные скарны.

В. Разрез через восточную часть зонального контакта, в 200 м к востоку от разреза А. Зона магнезиальных скарнов здесь имеет небольшую мощность (на участке пологого контакта 25 м, крутого 8 м) и сравнительно простое строение. Поскольку приводимый разрез аналогичен описанным выше, мы ограничимся лишь краткой характеристикой. От интрузии в сторону доломитов наблюдается следующая последовательность пород (рис. 13, 14).

1. Сиениты, эпидотизированные с участками гранатового скарна.
2. Монтчеллитовые скарны, сильно измененные и частично превращенные в породы брусит-хлорит-серпентинового состава, среди которых участками развиваются гранатовые скарны. Мощность от 8 до 25 м.
3. Бруситовые мраморы. Мощность 52—60 м.
4. Доломиты.

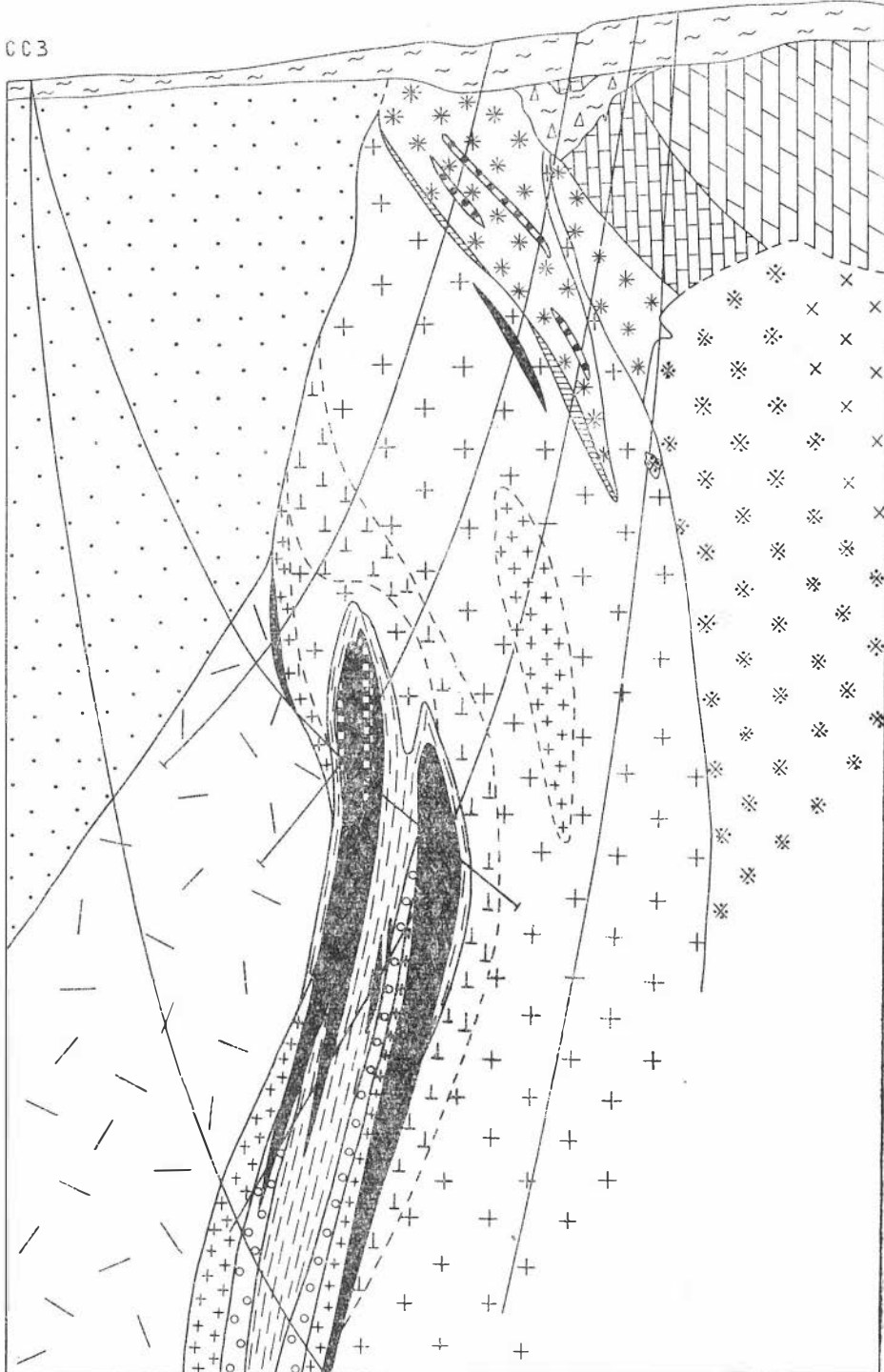


Рис. 12. Геологический разрез Леспромхозного месторождения.
Условные обозначения см. на рис. 10.

Г. Строение магнезиально-скарновых образований в апикальной части интрузии показано на рис. 15. Данный разрез находится в 180 м к западу от разреза А. Магнезиальные скарны здесь широко развиты висячем и лежащем боках интрузии, причем общая последовательность зон здесь сохраняется такой же, как и в предыдущих разрезах.

1. Сиениты.
2. Хлорит-шпинелевые скарны, обычно сильно рассланцованные и содержащие гнезда и жилки пирита. На одних участках контакта эти породы отсутствуют, на других их мощность может достигать 5 м.
3. Монтичеллитовые скарны, превращенные участками в брусит-серпентитовые породы. По скв. 348 среди монтичеллитовых скарнов встречены шпинелевые породы. Мощность 20—32 м.
4. Бруситовые мраморы. Мощность более 120 м.
5. Доломиты.

В кровле интрузии скарновая зона имеет большую мощность (120 м) и сложное строение, что связано с наличием здесь многочисленных апофиз сиенитов, глубоко проникающих в эту зону, с неоднократным чередованием шпинелевых и монтичеллитовых скарнов, а также развитием апоскарновых пород (см. рис. 15). Лучше всего эту часть скарновой зоны характеризует разрез по скв. 416, где наблюдается такая последовательность пород.

4—18 м. Измененные монтичеллитовые породы с участками гранатовых и везувияновых скарнов.

- 18—21,5 м. Сиениты.
- 21,5—22,5 м. Шпинелевые скарны с пирротинном.
- 22,5—29 м. Сиениты.
- 29—38,6 м. Монтичеллитовые скарны.
- 38,6—41 м. Хлорит-шпинелевые скарны.
- 41—45 м. Монтичеллитовые скарны.
- 45—46 м. Шпинелевые скарны с участками гранатовых скарнов.
- 46—53 м. Сиениты среднезернистые.
- 53—102 м. Измененные монтичеллитовые скарны с участками везувияновых и шпинелевых пород.
- 102—105 м. Сиениты с развитием в них эпидота и аксинита.
- 105—115 м. Гранатовые скарны с реликтами сиенитов.
- 115—128 м. Шпинелевые и серпентин-шпинелевые скарны.
- 128—131 м. Дайка сиенит-порфира.
- 131—135 м. Шпинелевые и серпентин-шпинелевые скарны.
- 135—210,5 м. Монтичеллитовые скарны, участками интенсивно серпентинизированные. В интервале 180—186 м развиты почти мономинеральные везувияновые скарны.
- 210—256 м. Бруситовые мраморы.
- 256 м и далее. Доломиты.

Таким образом, данный разрез можно представить как многократное повторение простейших колонок: сиенит-шпинелевый скарн — монтичеллитовый скарн.

Приведенные данные по разрезам показывают, что для метасоматической колонки магнезиальных скарнов Леспромхоза характерны: а) большая мощность (до 80 м); б) простой минеральный состав зон; в) наличие мощной шпинелевой зоны с содержанием в ней шпинели до 75—85% (до 44% Al_2O_3).

Устанавливаются две разновидности колонок метасоматических зон: бесшпинелевая и шпинелевая. Для бесшпинелевых колонок характерна следующая последовательность зон:

Неизменный сиенит	Монтичеллитовый скарн ¹	Бруситовый мрамор	Доломит
----------------------	---------------------------------------	----------------------	---------

¹ Вертикальные линии разделяют зоны колонки; двойная линия указывает положение первоначального контакта сиенитов и доломитов.

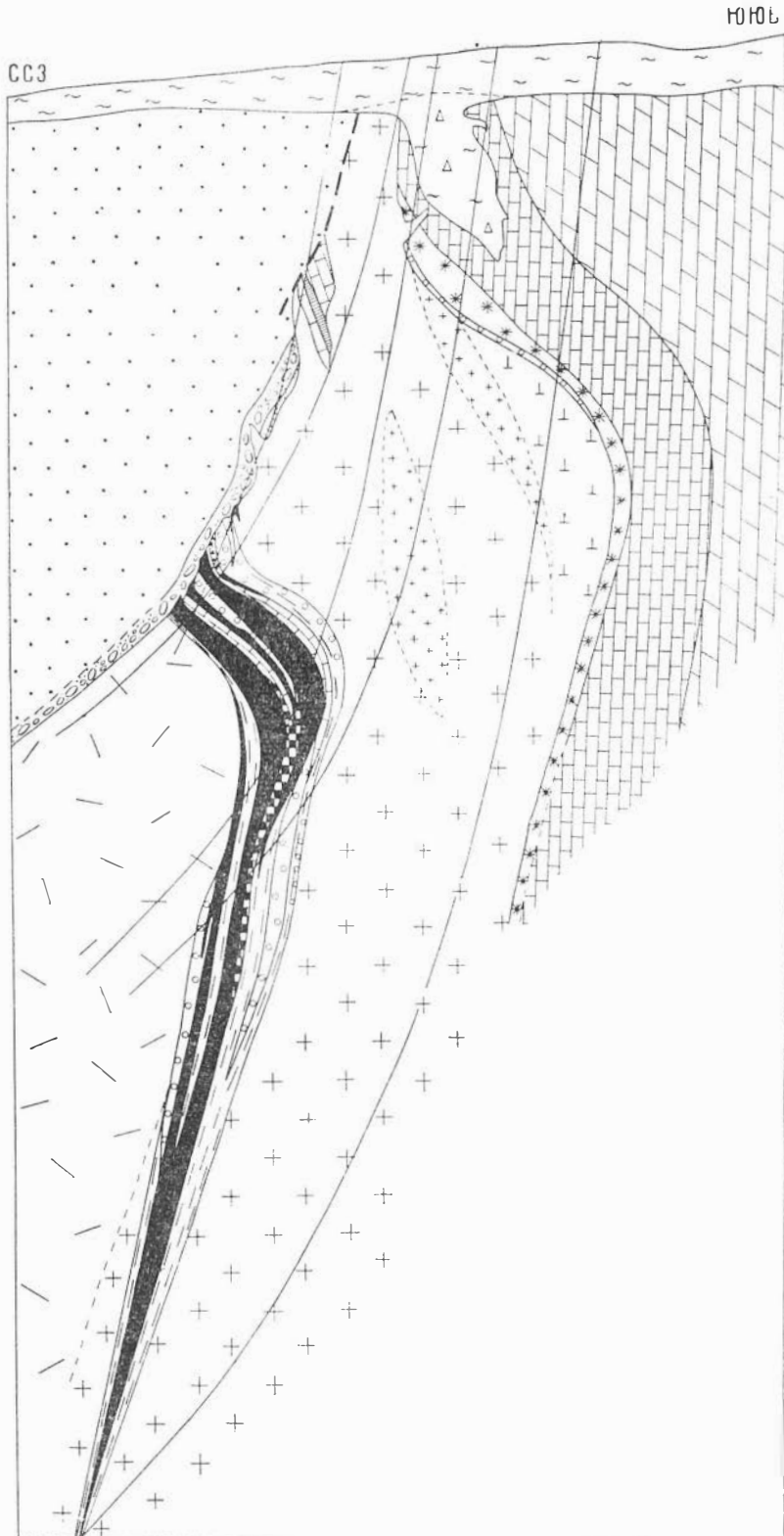


Рис. 13. Геологический разрез Леспромхозного месторождения.
Условные обозначения см. на рис. 10.

ССЗ

ЮЮВ

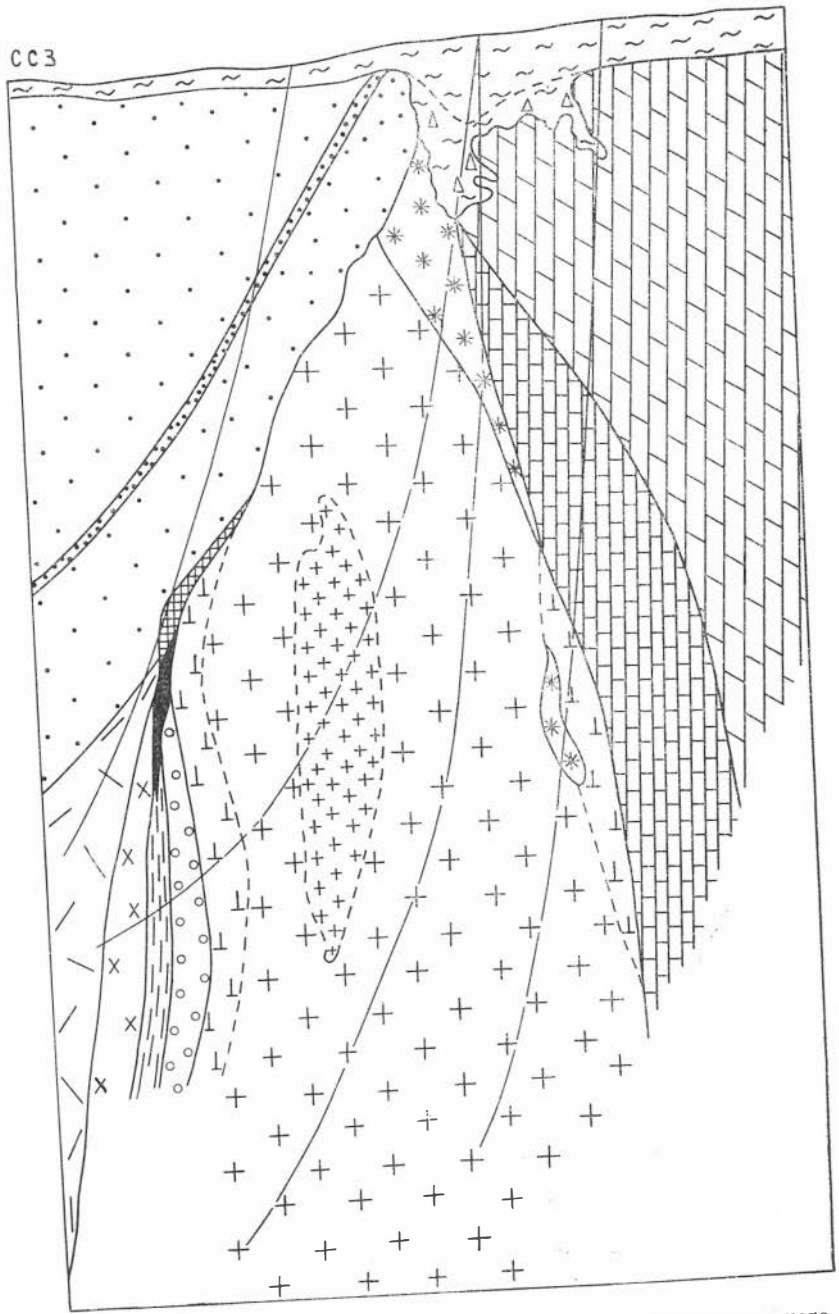


Рис. 14. Геологический разрез через восточную часть Леспромхозного месторождения. Условные обозначения см. на рис. 10.

Шпинелевая колонка имеет следующее строение:

Неизменный сиенит	Шпинелевый скарн	Монтичеллитовый скарн	Бруситовый мрамор	Доломит
----------------------	---------------------	--------------------------	----------------------	---------

Шпинелевая колонка отличается от бесшпинелевой лишь наличием дополнительной почти мономинеральной шпинелевой зоны, которая всегда расположена между сиенитами и монтичеллитовыми скарнами. Этот тип колонок характерен для тех участков контакта, где процессы инфильтрационного метасоматоза протекали наиболее интенсивно и где растворы содержали повышенную концентрацию глинозема.

Обратимся теперь к характеристике отдельных метасоматических зон.

Неизменный сиенит. Подробная характеристика неизменных сиенитов приводилась при описании Леспромхозного интрузива.

Реакционные изменения сиенитов в контакте с магнезиальными скарнами. По отдельным разрезам непосредственно в контакте с магнезиальными скарнами роговообманковые сиениты постепенно сменяются биотит-пироксеновыми сиенитами и монцититами. Одновременно с изменением минерального состава происходит изменение парагенезисов (см. рис. 5, 6) и структурных взаимоотношений минералов. Сиениты в зоне контакта обогащаются щелочами, особенно K_2O . Теоретически вопрос о повышении щелочности интрузий в контактах с магнезиальными скарнами был подробно разобран Д. С. Коржикским (1955) и В. А. Жариковым (1958).

Шпинелевая зона располагается в непосредственном контакте с сиенитами и развивается за счет замещения монтичеллитовых скарнов, что подтверждается наличием прожилков шпинелевых пород в монтичеллитовых скарнах. Мощность зоны колеблется от 0 до 1,5—8 м, а в кровле интрузива встречаются залежи шпинелевых скарнов мощностью до 15—18 м. Эта зона отчетливо выделяется своей черной и зеленовато-черной окраской. В участках, где шпинелевые скарны подверглись более позднему изменению, породы приобрели зеленовато-серую окраску и пятнистую текстуру.

Шпинелевая зона сложена в основном двумя минералами: шпинелью и кальцитом. В виде примесей встречаются магнетит и единичные зерна апатита, а во вторично измененных породах широко развиты хлорит, ксантофиллит и флогопит (табл. 19).

Поражает необычно высокое содержание в шпинелевой зоне Леспромхоза шпинели (до 75—85%); в аналогичных зонах (шпинель-пи-

Таблица 19

Количественный минеральный состав шпинелевых скарнов

№ образца	Название породы	Содержание минералов в объемных %							Сумма
		шпинель	кальцит, доломит	апатит	хлорит	ксантофиллит	флогопит	магнетит	
41	Шпинелевый скарн	74,4	24,6	ед. з.	—	—	—	1,0	100
406	То же	80,0	18,0	0,8	—	—	—	1,2	100
2446	»	84,3	6,1	—	3,0	—	5,6	1,0	100
2447	Хлорито-шпинелевый скарн	37,0	0,6	—	40,0	20,0	—	2,4	100
2470	То же	36,1	5,9	—	52,3	—	—	5,7	100
2047	»	9,0	14,4	—	69,8	—	—	6,8	100

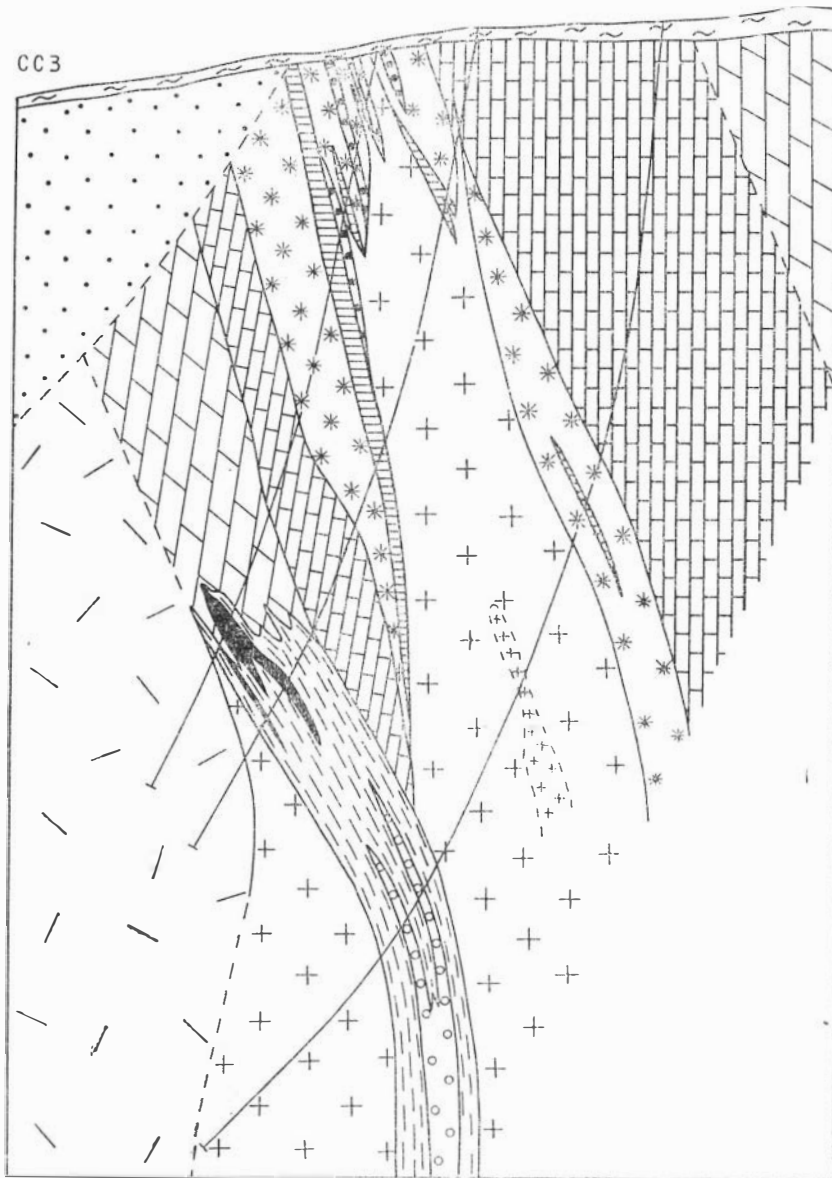


Рис. 15. Геологический разрез через западную часть Леспромхозного месторождения. Условные обозначения см. на рис. 10.

роксеновые зоны) других районов шпинель содержится лишь в количестве не более 20—25% (Шабынин, Лицарев). Пироксен в шпинелевой зоне Леспромхоза не был установлен; если он и встречается здесь, то очень редко и в небольших количествах.

Структура шпинелевых скарнов среднезернистая, местами неравномернозернистая. Показатель преломления шпинели равен 1,740—1,745, что соответствует плеонасту с содержанием 21—26% герцинитовой молекулы.

Химический состав шпинелевых скарнов приведен в табл. 20.

Т а б л и ц а 20

№ пробы	Содержание в весовых %										Сумма	
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	MnO	ZnO	K ₂ O+ +Na ₂ O		п. п. п.
41	2,59	0,20	41,61	10,40	0,97	18,64	12,14	0,22	0,13	не опр.	3,64	100,54
406	3,75	0,20	44,0	10,82	1,57	19,94	7,18	0,22	0,13	»	11,71	99,72
416	2,71	0,20	45,60	7,93	3,54	18,25	11,82	0,23	не опр.	0,21	9,67	100,16
367	1,00	0,20	49,85	11,39	2,33	20,41	8,58	0,23	»	0,06	6,54	100,60

Примечание. Химические анализы произведены в лаборатории ЗСГУ. Проба 41 — шпинелевый скарн (скв. 393), сложен шпинелью и кальцитом. Шпинель содержит эмульсионную вкрапленность магнетита, объемный вес 3,31; проба 406 — шпинелевый скарн (скв. 386), состоит из шпинели и доломита, в небольшом количестве присутствуют корунд, флогопит и диаспор, объемный вес 3,30, удельный вес 3,33, пористость 0,90%; проба 416 — шпинелевый скарн (скв. 416), объемный вес 3,37; проба 367 — шпинелевый скарн (скв. 367), объемный вес 3,50.

Из элементов-примесей в шпинелевых скарнах спектральным анализом установлены Ва, Р в десятых, Ni, Co, Cu, Pb, Cd, Sn, Ga, Cr, В в тысячных долях процента.

Шпинелевые скарны участками подвержены вторичным изменениям: замещению известковыми скарнами, флогопитизации, хлоритизации и карбонатизации.

Монтичеллитовая зона резко сменяет предыдущую шпинелевую зону и развивается за счет бруситовых мраморов. В бесшпинелевых колонках монтичеллитовые скарны непосредственно контактируют с сиенитами. Контакты между зонами всюду резкие. Мощность монтичеллитовых скарнов колеблется от 8 до 70 м. Наибольшая мощность характерна для верхних горизонтов, с глубиной происходит значительное ее сокращение (горизонт +400 м — средняя мощность зоны 60 м; горизонт ±300 м — 40 м; горизонт +200 м — 30 м).

Минеральный состав зоны очень прост: монтичеллит, кальцит и шпинель. В количественном отношении преобладает монтичеллит (80—88%), содержание кальцита обычно около 10%, но может достигать 20—40%. Из вторичных минералов присутствуют хлорит (лейхтенбергит), серпентин, гранат (гроссуляр), везувиан, брусит ксантофиллит. Количественные соотношения минералов, составляющих монтичеллитовые скарны, приведены в табл. 21.

Монтичеллитовые скарны имеют серую, реже зеленовато-серую окраску, крупно- и среднезернистую структуру и массивную текстуру.

Изучение оптических свойств (см. табл. 25) монтичеллита и его химического состава (см. табл. 26) из разных участков зоны показывает, что железистость этого минерала не остается постоянной, а увеличивается по мере продвижения от внутренних частей к внешним. Вблизи контакта с сиенитами (в бесшпинелевых колонках) монтичеллит

Таблица 21

Место взятия образца (№ сква- жины)	Содержание минералов в объемных %							Сумма
	монт- челлит	кальцит	серпен- тин, хлорит	гранат	везу- виан	брусит	магне- тит шпинель, перов- скит	
377	81,0	1,7	15,6	—	—	—	1,7	100
377	73,5	14,4	9,8	1,4	—	—	0,9	100
386	38,5	9,0	1,0	0,5	1,0	—	Ед. з.	100
393	87,2	10,5	—	—	—	—	2,3	100
268	81,6	3,7	10,0	3,7	—	—	1,0	100
268	80,0	14,0	4,0	1,0	1,0	—	—	100
308	85,0	11,0	—	—	0,5	2,0	1,5	100
Среднее	82,4	9,2	5,8	0,9	0,4	0,3	1,0	100

имеет железистость $\sim 5\%$, а вблизи бруситовых мраморов его общая железистость достигает 7—9% (рис. 16).

Химический состав монтichelлитовых скарнов приведен в табл. 22.

Спектральным анализом в монтichelлитовых скарнах установлены Zr, Pb, Cu, Ba, Sr, As и В в сотых, Cd, Ag, Ni, Co, Ga в тысячных долях процента и в отдельных пробах следы Cr, Sn, Zr и Ge.

Таблица 22

№ пробы	Содержание в весовых %										Сумма	
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	K ₂ O + N ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O—		п. п. п.
392	30,73	0,08	0,72	0,99	2,82	18,86	39,25	0,09	0,09	0,10	6,72	100,45
178	35,09	0,08	3,22	1,90	2,46	22,98	29,95	0,28	0,03	0,18	3,53	99,70
143	32,07	0,16	1,32	0,74	1,59	21,33	36,51	1,02	—	—	5,27	100,01

Примечание. Химические анализы выполнены в лаборатории ЗСГУ. Проба 392 — монтichelлитовый скарн (скв. 386), состоит из монтichelлита (88%) и кальцита (9%) с незначительной примесью серпентина, граната и везувиана; проба 178 — монтichelлитовый скарн (скв. 268); проба 143 — монтichelлитовый скарн (скв. 386), объемный вес 2,99, удельный вес 3,02, пористость 0,99%.

Монтichelлитовые скарны подвергаются более поздним изменениям, среди которых наиболее распространены хлоритизация и серпентинизация. Развитие этих процессов контролировалось трещиноватостью, поэтому наиболее интенсивные изменения скарнов наблюдаются около даек и, особенно, в зонах серии даек.

Бруситовые мраморы сложены кальцитом (60%), бруситом (30%) и вторичным доломитом (10%). Они относятся к типу метаморфизованных апопериклазовых бруситовых мраморов. Подробная характеристика этих пород дается ниже.

Доломитовые мраморы. Характеристика доломитов приведена при описании геологии Леспромхозного месторождения.

МИНЕРАЛЫ И МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ МАГНЕЗИАЛЬНЫХ СКАРНОВ

Магнезиальные скарны Леспромхоза не богаты минеральными видами. Главными минералами этих пород являются шпинель, монтichelлит и кальцит. Из более поздних, вторичных, минералов постоянно присутствуют хлорит, серпентин, гранат, везувиан, ксантофиллит, брусит и др.

Шпинель — основной минерал шпинелевых скарнов. Представлен в виде отдельных октаэдрических кристаллов размером 0,1—1,0 мм или

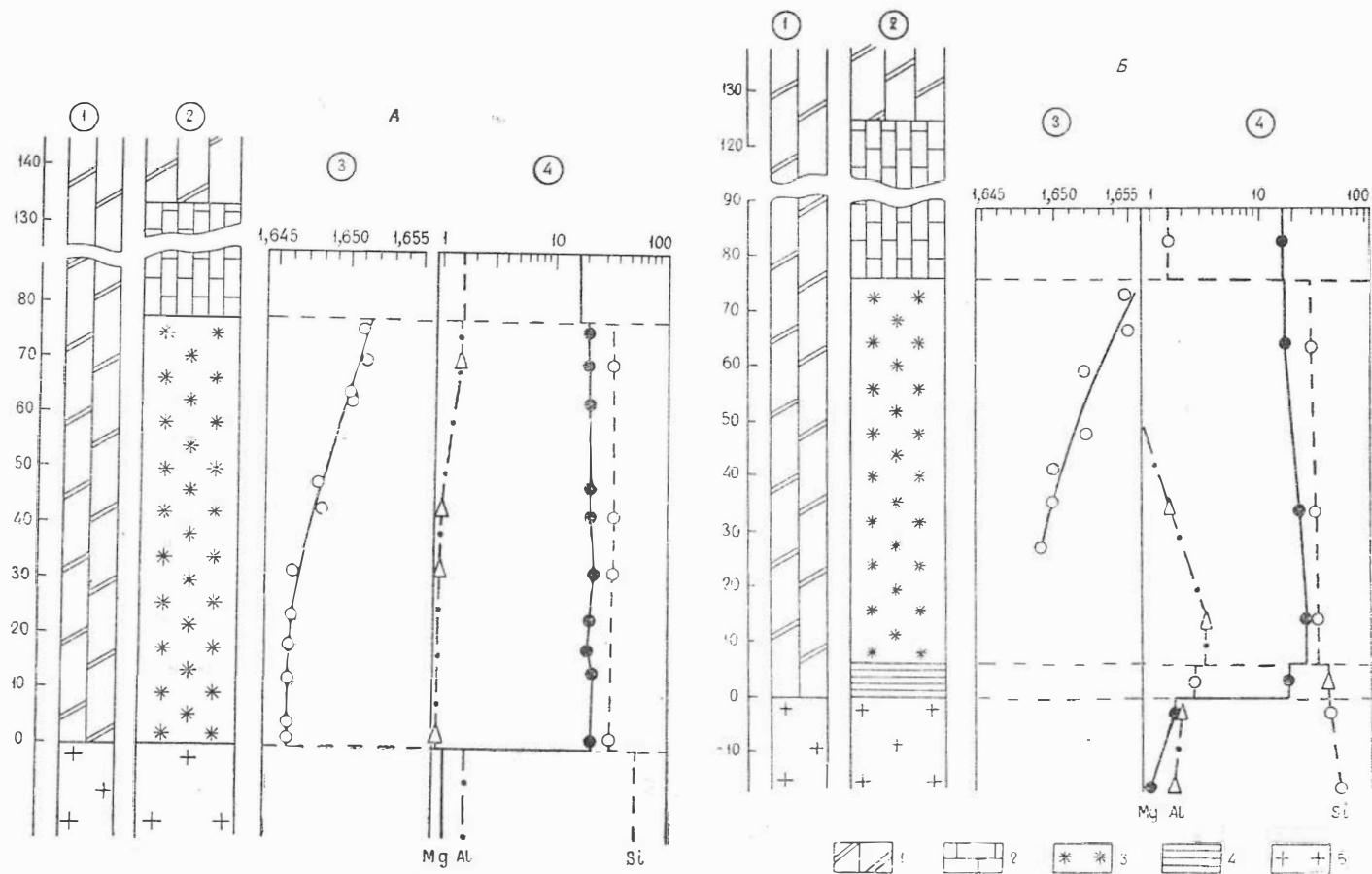


Рис. 16. Разрезы магнезиально-скарновых зон.

А — бесшпинелевая колонка; Б — шпинелевая колонка; 1 — первичное строение участка (до скарнообразования); 2 — строение скарновой зоны; 3 — показатель преломления (N_p) монтчеллита; 4 — содержание окислов в весовых процентах. Условные обозначения: 1 — доломит; 2 — бруситовый мрамор; 3 — монтчеллитовый скарн; 4 — шпинелевый скарн; 5 — сениит.

сростков кристаллических зерен, промежутки между которыми заполнены кальцитом. Зерна шпинели имеют все черты, свойственные метакристаллам (идиоморфизм, включения кальцита внутри зерен, скелетные формы роста). Шпинель черная и в проходящем свете обычно непрозрачная, только участками, чаще внутри зерен, заметно, что она имеет зеленый цвет. Черный цвет шпинели в проходящем свете связан с наличием в ней мельчайшей эмульсионной вкрапленности магнетита. Точечные включения магнетита, видимые только при большом увеличении и то только с иммерсией, распределяются в зернах шпинели крайне неравномерно. То шпинель оказывается как бы разбитой на отдельные участки и вокруг каждого такого участка образуется каемка из магнетитовой сыпи, то магнетит развивается в виде цепочек точечных зерен, то весь кристалл шпинели оказывается густо усеянным мельчайшей вкрапленностью магнетита. Форма вкрапленей изометричная, несколько вытянутая, размеры меньше 0,0001 мм.

Показатель преломления шпинели $N=1,740-1,745$.

Микротвердость черной шпинели равна 1185 кг/мм², зеленой — 1442—1449 кг/мм², что соответствует классу твердости по М. М. Хрущеву 7,4; 7,8. Пониженная твердость вдавливания у черной шпинели по сравнению с зеленой связана с присутствием в ней мельчайших вкрапленей магнетита.

Химический состав шпинели приведен в табл. 23.

Т а б л и ц а 23

№ пробы	Содержание в весовых %										Сумма
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	ZnO	п. п. п.	
41	2,03	—	60,12	15,37	0,78	21,45	0,13	0,01	0,42	0,19	100,50
2470	1,65	—	61,82	10,23	0,64	24,67	0,18	0,38	0,40	0,10	100,12

Примечание. Химические анализы выполнены в лаборатории ЗСГУ. Проба 41 — черная шпинель (скв. 393); проба 2470 — зеленая шпинель (скв. 416).

После исключения хлорита пересчет анализов на кристаллохимические формулы показал следующие результаты:

Проба 41 (черная шпинель) $(Mg_{0,77} Fe_{0,02} Zn_{0,01})_{0,80} (Al_{1,83} Fe_{0,30})_{2,13} O_4$.

Проба 2470 (зеленая шпинель) $(Mg_{0,89} Fe_{0,01} Zn_{0,01})_{0,91} (Al_{1,85} Fe_{0,20})_{2,05} O_4$.

Общая характеристика шпинели равна для черной $f_m=29\%$, для зеленой $f_m=19\%$. Спектральным анализом в шпинелях установлены Р, Ва в десятых и сотых, Рb, Си, Ni, Со, Сг, Ga, В в тысячных долях процента.

Таким образом, по химическому составу шпинель Леспромхоза отличается от шпинелей Урала и Шерегешевского месторождения меньшим содержанием цинка, но большим количеством железа. В табл. 24 приведены результаты рентгенометрического изучения шпинели.

Монтичеллит является главным породообразующим минералом монтичеллитовых скарнов. Обычно он образует агрегат тесно сростшихся зерен более или менее изометричной формы, редкие промежутки между которыми выполнены кальцитом. Иногда наблюдаются зерна с отчетливой кристаллографической огранкой (рис. 17). Размеры зерен обычно колеблются от 0,5 до 3 мм, хотя встречаются зерна меньше 0,5 мм и больше 3 мм (до 1—3 см). Крупные идиобластические кристаллы монтичеллита были встречены в участках скарна, обогащенного голубым

№ лишн	h k l	Шпатель Леспромхоза (обр. 41)			Шпатель (по В. И. Михееву)		
		l	$\frac{dz}{n}$	$\frac{d\phi}{n}$	l	$\frac{dz}{n}$	$\frac{d\phi}{n}$
1		1	(5,17)	4,68			
2		3	4,69		3	4,66	
3		1	3,96				
4		1	3,34				
5	220В	2	(3,16)	2,86	2	(3,16)	2,86
6	220	4	2,87		6	2,864	
7	311В	3	(2,69)	2,43	5	(2,694)	2,444
8	311	9	2,44		9	2,441	
9	400В	3	(2,23)	2,02	4	(2,23)	2,021
10	400	8	2,02		9	2,02	
11	420; 422В	2	1,820		2	1,819	
12	511В; 333В	4	(1,716)	1,550	4	(1,715)	1,554
13	422	3	1,650		5	1,648	
14	440В	3	(1,577)	1,428	4	(1,574)	1,426
15	511; 333	9	1,555		9	1,552	
16	440	10	1,429		10	1,427	
17	533В	2	(1,365)	1,234	3	(1,359)	1,232
18	444В	1	(1,286)	1,163	3	(1,279)	1,159
19	523	5	1,232		7	1,231	
20		1	(1,192)	1,079			
21	444; 731В	4	1,166				
22	553В	1	1,160		6	1,166	
23	711, 551	2	1,133		5	1,131	
24	800В	2	(1,115)	1,109	2	(1,114)	1,1010
25	462	4	1,081		6	1,080	
26	731; 553	9	1,053		10	1,053	
27		8	1,012				

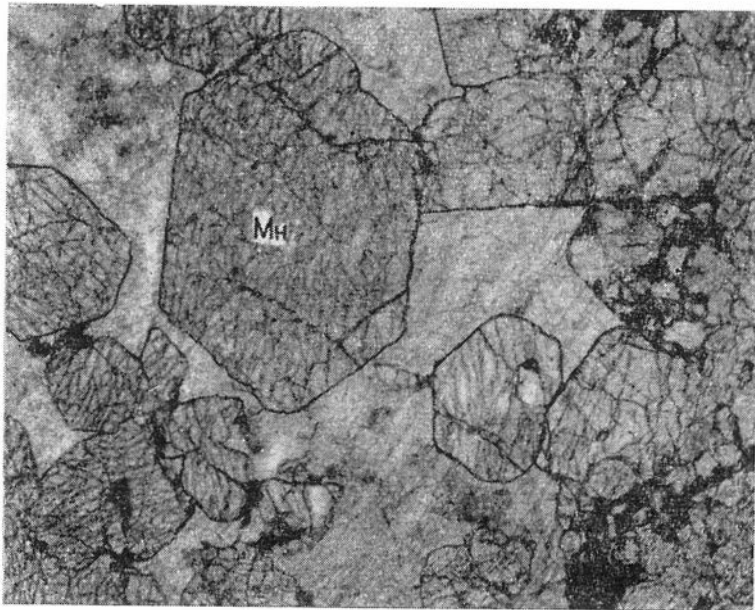


Рис. 17. Идиоморфные зерна монтichelлита (Mn) среди кальцита (шлиф. $\times 37$, николн параллельны).

кальцитом. Размеры таких кристаллов достигают 3—5 см (рис. 18). На кристаллах хорошо развиты пинаконт b (010), ромбические призмы m (110), s (120), k (021) и ромбическая дипирамида l (111). Кристаллы монтичеллита из Горной Шорин по своему габитусу сходны с кристаллами, описанными Г. Ратом (Rath, 1875) из Монцони (Тироль, Альпы) и приведенными Дана (Dana, 1894) (рис. 19).

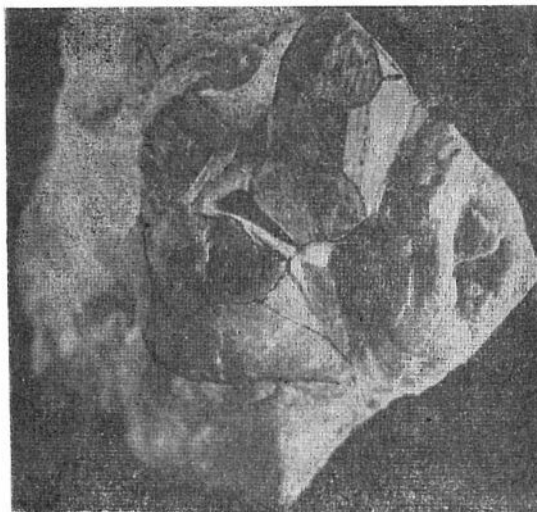


Рис. 18. Кристаллы монтичеллита из Горной Шорин (натур. величина).

Монтичеллит обладает серым цветом, стеклян- ным блеском и средней спайностью по (010).

Микротвердость монтичеллита, измеренная с помощью микротвердомера ПМТ-3, колеблется от 525 до 774 кг/мм², при среднем значении $H_{ср} = 622$ кг/мм², что соответствует классу твердости $H_0 = 5,98$ (5,65—6,43). Для нахождения наиболее вероятных значений микротвердости для исследуемого минерала на основании замеров была построена вариационная кривая (рис. 20). Анализ этой кривой, имеющей два максимума (570 и 730), позволяет утверждать, что минерал обладает анизотропией твердости. Для проверки правильности этого положения были сделаны определения твердости на ориентированных срезах. Оказалось, что $\perp (001) H = 754$ кг/мм², а $\perp (010) H = 530$ кг/мм², что хорошо совпадает с максимумами на кривой. Коэффициент анизотропии твердости (Лебедева, 1963) $K_H = \frac{H_{max}}{H_{min}} = 1,42$. Монтичеллит относится к весьма хрупким минералам, причем наибольшая хрупкость ха-

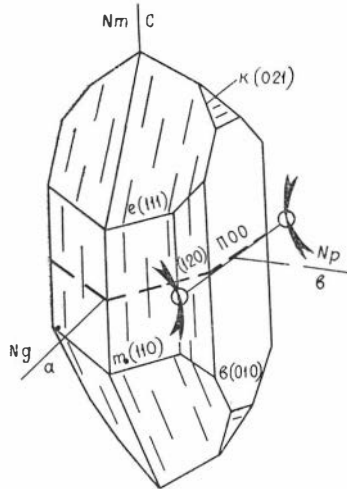


Рис. 19. Форма кристаллов монтичеллита из Горной Шорин. На рисунке кристалла нанесены данные оптических свойств:

a, b, c — направления кристаллографических осей; штриховка — плоскости спайности; poo — плоскость оптических осей.

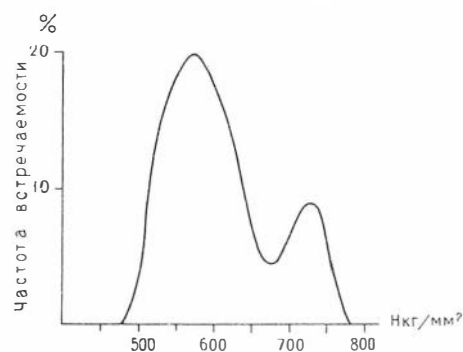


Рис. 20. Кривая значений микротвердости монтичеллита.

рактерна для сечения (010), а наименьшая для (001). Удельный вес монтичеллита, определенный М. М. Федосеевой пикнометрическим методом, равен $3,00 \pm 0,03 \text{ г/см}^3$. В шлифе монтичеллит бесцветен с низкими, в основном серыми, цветами интерференции; минерал двуосный, отрицательный, двойники отсутствуют; $2V$ колеблется от -78 до -84° без определенной закономерности. Показатели преломления изменяются: N_g от 1,650 до 1,660; N_m от 1,646 до 1,655; N_p от 1,639 до 1,647, что связано с некоторыми колебаниями в составе минерала. Систематические замеры показателей преломления по разрезу скарновой зоны показали, что наиболее высокие показатели характерны для монтичеллитов внешней части зоны, тогда как монтичеллиты из внутренней части обладают наименьшим светопреломлением (рис. 21). Сопоставление оптических свойств монтичеллитов с данными химических анализов показывает уже известную закономерность, а именно: с увеличением железистости монтичеллита его показатели преломления увеличиваются, хотя эта закономерность для отдельных частей зоны выдерживается с некоторым приближением (табл. 25). Возможно, это связано с ошибками в химических анализах (вероятно, в определении FeO и Fe_2O_3), выполненных по стандартным методикам. Химический состав, оптические свойства и параметры элементарной ячейки монтичеллита Лэспромхоза приведены

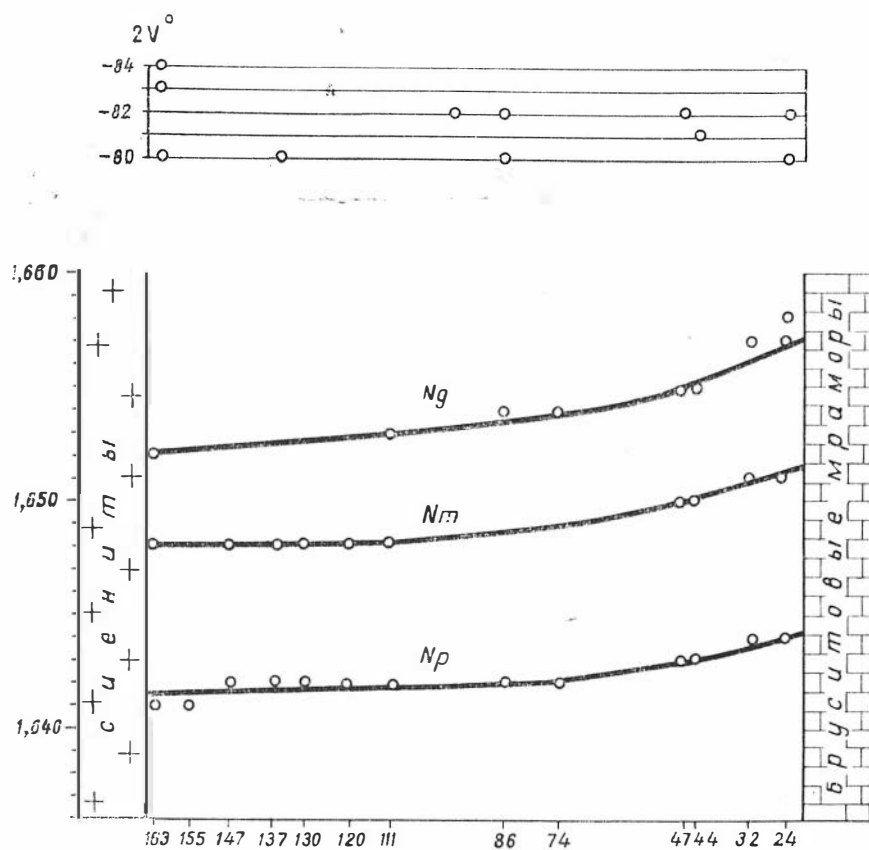


Рис. 21. Изменение показателей преломления в зоне монтичеллитового скарна.

в табл. 26. Рассчитанные по результатам химических анализов кристаллохимические формулы монтичеллита имеют следующий вид:

111. $\text{Ca}_{0,97} (\text{Mg}_{0,99} \text{Fe}_{0,05} \text{Mn}_{0,01})_{1,05} [\text{Si}_{0,97} \text{O}_4]$;
 163. $\text{Ca} (\text{Mg}_{0,98} \text{Fe}_{0,05} \text{Mn}_{0,01})_{1,04} [\text{Si}_{0,97} \text{O}_4]$;
 32. $\text{Ca}_{0,97} (\text{Mg}_{0,98} \text{Fe}_{0,07} \text{Mn}_{0,007})_{1,05} [\text{Si}_{0,98} \text{O}_4]$;
 92. $\text{Ca}_{0,98} (\text{Mg}_{0,95} \text{Fe}_{0,07} \text{Mn}_{0,01})_{1,03} [\text{Si}_{0,98} \text{O}_4]$;
 1. $\text{Ca}_{0,96} (\text{Mg}_{0,96} \text{Fe}_{0,07} \text{Mn}_{0,01} \text{Fe}_{0,01}^{\text{II}})_{1,05} [\text{Si}_{0,99} \text{O}_4]$;
 2. $\text{Ca}_{0,99} (\text{Mg}_{0,89} \text{Fe}_{0,09}^{\text{II}} \text{Mn}_{0,01} \text{Fe}_{0,01}^{\text{II}})_{1,0} [\text{SiO}_4]$;

В большинстве формул обращает на себя внимание недостаток ионов Ca и некоторый избыток (против 1) суммы ионов Mg, Fe и Mn.

Таблица 25

№ образца	Показатели преломления			Железистость fm
	Ng	Nm	Np	
24/550	1,657	1,651	1,644	6,0
32/550	1,657	1,651	1,644	6,7
74/550	1,652	1,648	1,640	7,1
111/550	1,651	1,647	1,640	5,2
120/550	1,651	1,646	1,640	—
138/550	1,650	1,646	1,640	—
163/550	1,650	1,646	1,639	5,5

Примечание. Номера образцов показаны на рис. 20.

Таблица 26

Оксиды	Проба 111 (схв. 550)	Проба 163 (схв. 550)	Проба 32 (схв. 550)	Проба 92 (схв. 550)	Проба 1	Проба 2
SiO ₂	36,87	36,35	35,32	36,28	37,59	37,13
TiO ₂	0,05	0,05	0,11	0,06	—	—
Al ₂ O ₃	0,59	—	1,74	0,58	—	—
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	0,48	0,53
FeO	2,28	2,51	3,02	3,21	3,05	3,79
MnO	0,40	0,68	0,22	0,29	0,47	0,44
MgO	25,21	24,54	23,64	23,89	24,47	22,12
CaO	34,33	34,81	32,44	34,11	33,89	35,14
K ₂ O+Na ₂ O	0,26	0,26	0,32	0,26	—	—
П.п.п.	0,90	1,29	3,08	1,57	—	0,68
С у м м а	100,79	100,49	99,89	100,25	99,95	99,83
CaMgSiO ₄ , %	93,8	93,4	92,3	92,1	91,9	90
CaFeSiO ₄ , %	5,2	5,6	7,1	7,2	7,1	9
CaMnSiO ₄ , %	1	1	0,6	0,7	1	1
Показатели преломления	Ng	1,651	1,650	1,657		
	Nm	1,647	1,646	1,651	1,650	1,655
	Np	1,640	1,639	1,644		
Параметры элементарной ячейки А	a ₀	4,807	4,802	4,810	4,810	
	b ₀	11,093	11,031	11,093	11,04	
	c ₀	6,388	6,388	6,405	6,388	

Примечание. Анализы 32, 92, 111, 163 выполнены в химической лаборатории ИГиГ СО АН СССР; анализы 1, 2 — в лаборатории ЗСГУ.

Дебаграммы монтичеллита

№ п/п.	h k l	24		44		74		111		138		147		163		I	
		I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$
1	020	24	5,565	16	5,570	17	5,545	14	5,565	20	5,547	13	5,565	15	5,565	10	5,55
2	021	33	4,206	50	4,180	23	4,193	29	4,193	24	4,193	22	4,193	28	4,193	20	4,21
3	101	16	3,855	16	3,846	8	3,852	12	3,849	11	3,858	8	3,880	10	3,858	10	3,86
4	111,120	72	3,647	52	3,640	43	3,642	65	3,637	57	3,640	52	3,642	47	3,640	40	3,64
5	002	39	3,200	32	3,190	25	3,188	37	3,187	25	3,192	29	3,196	25	3,190	30	3,19
6	012	18	3,039	60	3,034	23	3,034	—	—	—	—	10	3,024	9	3,040	10	3,03
7	130	59	2,943	52	2,938	33	2,945	50	2,938	43	2,941	34	2,945	59	2,938	60	2,94
8	022,040	14	2,772	22	2,767	17	2,768	10	2,767	11	2,769	11	2,769	6	2,772	10	2,76
9	102	100	2,670	100	2,667	100	2,663	100	2,665	100	2,665	100	2,668	100	2,668	80	2,67
10	112	65	2,590	96	2,586	38	2,591	63	2,586	54	2,589	60	2,591	65	2,589	50	2,58
11	200,122	45	2,405	26	2,404	30	2,402	37	2,403	38	2,404	42	2,404	54	2,401	50	2,40
12	220,211	11	2,210	10	2,210	8	2,208	9	2,211	5	2,214	8	2,214	9	2,209	20	2,21
13	042	7	2,093	12	2,091	5	2,093	—	—	—	—	—	—	—	—	10	2,09
14	113	14	1,918	18	1,918	14	1,918	15	1,917	32	1,916	13	1,919	11	1,919	30	1,917
15	240,222	76	1,817	50	1,817	43	1,817	85	1,816	76	1,817	50	1,819	57	1,817	100	1,816
16	160,133	22	1,750	12	1,750	8	1,750	14	1,749	14	1,750	15	1,751	14	1,749	20	1,746
17	152	31	1,723	14	1,723	32	1,721	28	1,722	19	1,723	22	1,723	35	1,721	40	1,719
18		14	1,706	—	—	—	—	14	1,704	10	1,705	10	1,705	12	1,704	20	1,703
19	004	53	1,600	36	1,600	27	1,600	43	1,597	35	1,599	24	1,600	45	1,597	100	1,597
20		—	—	10	1,542	—	—	10	1,541	8	1,544	8	1,543	8	1,543	20	1,544
21		28	1,507	16	1,506	33	1,506	18	1,505	17	1,506	19	1,507	20	1,505	50	1,505

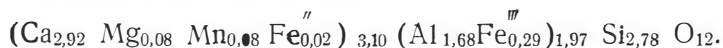
Рентгеноструктурное изучение проб монтчеллита, взятых из различных частей зоны монтчеллитовых скарнов (табл. 27), показывает, что те небольшие изменения в железистости, которые наблюдаются в монтчеллитах Леспромхоза, практически не отражаются на межплоскостных расстояниях.

ПОСТМАГМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ МАГНЕЗИАЛЬНЫХ СКАРНОВ

Наложение постмагматических процессов вызывает существенные изменения магнезиальных скарнов. По минералогическим и химическим особенностям, а также по масштабам распространения можно выделить три основных типа изменений этих пород: а) замещение магнезиальных скарнов известковыми; б) флогопитизация и хлоритизация шпинелевых скарнов; в) серпентинизация и хлоритизация монтчеллитовых скарнов.

Замещение магнезиальных скарнов известковыми скарнами наблюдается по многим скважинам. Так, по скважинам № 416, 444, 367 можно отчетливо видеть развитие гранатовых и пироксен-гранатовых скарнов по шпинелевым породам. Апошпинелевая природа гранатовых скарнов убедительно доказывается нахождением в них многочисленных реликтовых участков шпинелевых пород. Последние имеют различные размеры (от 5 до 50 см) и неправильную форму с прихотливыми контурами, но резкими границами. Апошпинелевые гранатовые скарны состоят из изометричных зерен аномального граната с показателем преломления $N=1,752$. Пироксен-гранатовые скарны сложены призматическими зернами пироксена (22%), изометричными зернами граната (42%), кальцитом (19%), цоизитом (14%) и хлоритом (3%). Пироксен является по времени образования более ранним минералом. В образце он имеет зеленовато-серый цвет, под микроскопом выглядит бесцветным. Оптические свойства пироксена ($Ng=1,687$; $Np=1,665$; $Ng-Np=0,022$; $2V=+56^\circ$; $cNg=42^\circ$) и данные его неполного химического анализа ($Fe_2O_3=2,78\%$; $FeO=2,70\%$; $Mg=10,95\%$) позволяет отнести пироксен к диопсиду с общей железистостью $f_m=21\%$.

Химический состав граната из апошпинелевых пород приведен в табл. 28. Гранат содержит 77% гроссуляровой, 16% андрадитовой и небольшое количество пироповой и спессартитовой молекул. Пересчет анализа граната на кристаллохимическую формулу по методу В. С. Соболева показал следующий результат:



Химический состав гранатовых и пироксен-гранатовых апошпинелевых скарнов приведен в табл. 29.

Расчет привноса и выноса главных компонентов при замещении шпинелевых скарнов с образованием гранатовых и пироксен-гранатовых скарнов приведен в табл. 30.

Полученные результаты расчетов показывают, что образование известковых скарнов за счет шпинелевых пород сопровождается существенным выносом Al_2O_3 , MgO и Fe и привносом SiO_2 и CaO . Щелочи K_2O и Na_2O ведут себя вполне подвижным образом и изменения их содержания закономерно: в одном случае они привносятся, в другом частично выносятся растворами.

Монтчеллитовые скарны также замещаются пироксеновыми, гранат-пироксеновыми и особенно часто везувияновыми скарнами. В литературе обычно отмечается, что везувияновые скарны характерны для

Окси-ды	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	П. п. п.	Сумма
Вес. %	36,10	18,61	5,10	0,33	35,25	0,70	1,23	0,08	0,06	1,66	99,12

Т а б л и ц а 29

№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	П. п. п.	Сумма
416	34,45	Не опр.	17,72	4,68	2,00	35,79	1,40	1,28	0,04	0,08	3,41	100,85
367	38,30	»	9,86	6,03	1,89	33,72	6,05	0,46	0,07	0,12	3,40	99,90

П р и м е ч а н и е. Химические анализы выполнены в лаборатории ЗСГУ. Проба 416 — гранатовый скарн (скв. 416, гл. 39 м); объемный вес 3,50; проба 367 — пироксен-гранатовый скарн (скв. 367, гл. 220 м), объемный вес 3,42.

Т а б л и ц а 30

Компоненты	Шпиделевый скарн (обр. 416)		Гранатовый скарн (обр. 416а)		Привнос (+) или вынос (-)	Шпиделевый скарн (обр. 367)		Пироксен-гранатовый скарн (обр. 367)		Привнос (+) или вынос (-)
	вес. %	г/100 см ³	вес. %	г/100 см ³		вес. %	г/100 см ³	вес. %	г/100 см ³	
SiO ₂	2,71	9,13	34,15	119,52	+ 110,39	1,00	3,50	38,34	131,12	+ 127,62
TiO ₂	0,20	0,67	Не опр.	—	—	0,20	0,70	Не опр.	—	—
Al ₂ O ₃	45,50	153,34	17,52	61,32	— 92,02	49,65	173,78	9,86	33,72	— 140,06
Fe ₂ O ₃	7,93	26,72	4,68	16,38	— 10,34	11,39	39,87	6,04	20,66	— 19,21
FeO	3,54	11,93	2,00	7,00	— 4,93	2,33	8,16	1,89	6,46	— 1,70
MgO	18,20	61,34	1,40	4,90	— 56,54	20,21	70,74	6,06	20,73	— 50,01
CaO	11,82	39,83	35,49	124,22	+ 84,39	8,48	29,68	33,76	115,46	+ 85,78
MnO	0,23	0,78	1,28	4,48	+ 3,70	0,23	0,81	0,46	1,57	+ 0,76
K ₂ O	0,08	0,27	0,04	0,14	— 0,13	0,03	0,11	0,07	0,24	+ 0,13
Na ₂ O	0,13	0,44	0,08	0,28	— 0,16	0,03	0,11	0,12	0,41	+ 0,30
П.п.п.	9,66	32,55	3,36	11,76	— 20,79	6,45	22,54	3,40	11,63	— 10,91
С у м м а	100,0	337 г	100,0	350 г	+ 13 г	100,0	350 г	100,0	342 г	— 8 г
Объемный вес	3,37		3,50			3,50		3,42		

эндоконтактовых зон, где они возникают за счет плагноклаза и пироксена интрузивной породы. На Леспромхозном же месторождении везувиановые скарны встречаются только в зоне экзоконтакта, среди монтчеллитовых пород, и образуют здесь либо отдельные небольшие гнезда, либо крупные линзообразные залежи мощностью от 3 до 16 м, содержащие реликтовые участки монтчеллитовых скарнов, причем в образцах и шлифах можно проследить все стадии замещения этих пород.

Таблица 31

№ образца	Название породы	Содержание минералов в объемных %					
		везувиан	диопсид	гранат	кальцит	серпентин	сфалерит
129	Пироксен-везувиановый скарн	73,1	26,9	—	—	—	—
2334	Везувиановый скарн	83,3	—	—	11,1	2,8	2,8
2425	Гранат-везувиановый скарн	50,6	2,4	34,2	12,8	—	—
396	Пироксен-везувиановый скарн	69,6	23,8	—	5,3	1,3	—

Везувиановые скарны имеют вид плотных зернистых масс медово-желтого или зеленовато-желтого цвета и состоят или из одного везувиана или чаще из везувиана и диопсида (табл. 31). Структура скарнов гранобластовая, реже порфиробластовая. Везувиан образует агрегат изометричных, иногда ромбовидных зерен размером 0,1—0,5 мм в поперечнике.

Таблица 32

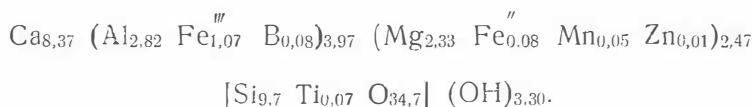
Оксиды	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO	ZnO	V ₂ O ₅	H ₂ O	П.п.п.	Сумма
Вес. %	41,25	0,44	10,17	6,05	0,40	33,24	6,64	0,31	0,12	0,24	0,20	1,88	100,94

Примечание. Химический анализ выполнен в лаборатории ЗСГУ. Обр. 129 (скв. 268).

В шлифе минерал бесцветный с едва уловимым зеленоватым оттенком; отдельные зерна имеют зональное строение: центральная часть зерна имеет синеватый цвет, а внешняя — серый. Оптические свойства везувиана: $N_g = N_m = 1,710$; $N_p = 1,706$; $N_g - N_p = 0,004$, минерал одноосный, отрицательный. Химический состав везувиана приведен в табл. 32.

Как видно из результатов химического анализа, везувиан Леспромхозного месторождения является борсодержащей разновидностью с повышенным содержанием магния (фругардит), он богат Fe₂O₃ и беден глиноземом. Общая железистость $f_m = 33\%$. Спектральным анализом в везувиане установлены: As в десятых, Cr в сотых, Ni и V в тысячных долях процента.

Кристаллохимическая формула везувиана:



Пироксен из пироксен-везувиановых скарнов относится к диопсиду ($Ng=1,690$; $Np=1,670$; $Ng-Np=0,020$; $2V=+58^\circ$; $cNg=39^\circ$), содержащему 7—8% геденбергитовой молекулы. В отношении везувиана диопсид является более ранним минералом. В шлифах отчетливо устанавливается замещение зерен пироксена везувианом и пересечение пироксена жилками везувиана. В пироксен-везувиановых скарнах встречаются скопления граната (гроссуляр, содержащий до 20—40% андрадитовой молекулы), который является более поздним минералом, чем пироксен, но более ранним, чем везувиан. По своему характеру везувиановые скарны являются метасоматическими образованиями инфильтрационного типа. Расчет привноса и выноса вещества показывает, что для образования 100 см³ везувианового скарна на месте монтичеллитовой породы необходим привнос 30,3 г глинозема, 15 г окиси железа и вынос кальция и магния.

Везувиановые породы наблюдаются также в экзоконтактах некоторых даек снитит-порфиров, пересекающих монтичеллитовые скарны. Здесь обычно образуются две зоны: зона везувианового скарна мощностью 30 см в экзоконтакте и зона гранатового скарна мощностью 20—30 см в эндоконтакте. Это свидетельствует о биметасоматическом характере зон и одновременности их образования. Формирование зоны везувианового скарна связано с привносом из снитит-порфиров глинозема, а образование гранатового скарна — встречной диффузией из монтичеллитовой породы кальция в условиях просачивания по контакту гидротермальных растворов. Причиной миграции глинозема и кальция была значительная разница в концентрациях этих компонентов в поро-вых растворах контактируемых пород.

Образование пироксеновых и гранат-пироксеновых скарнов по монтичеллитовым скарнам наблюдается сравнительно редко (скважины 414, 308). Апомонтичеллитовые пироксеновые скарны имеют буровато-серый цвет, массивную текстуру и крупно-среднезернистую структуру. Состоят они из диопсида (68%), кальцита (24%) и магнетита (8%). Диопсид имеет вид удлиненных призматических зерен, часто образующих лучистые агрегаты. Оптические свойства диопсида: $Ng=1,695$; $Np=1,672$; $Ng-Np=0,023$; $2V=+56^\circ$; $cNg=42^\circ$. Магнетит и кальцит развиваются в промежутках между зернами пироксена. Иногда встречаются агрегатные псевдоморфозы диопсида, кальцита и магнетита по кристаллам монтичеллита. Химический состав пироксеновых апомонтичеллитовых скарнов приведен в табл. 33.

Таблица 33

№ пробы	Si ₂ O	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	П. п. п.	Сумма
---------	-------------------	------------------	--------------------------------	--------------------------------	-----	-----	-----	-----	------------------	-------------------	----------	-------

414	29,60	Не опр.	1,77	11,91	3,43	18,41	22,33	2,07	0,09	0,19	10,24	100,4
-----	-------	---------	------	-------	------	-------	-------	------	------	------	-------	-------

Примечание. Химический анализ выполнен в лаборатории ЗСГУ. Проба 414 — пироксеновый апомонтичеллитовый скарн (скв. 414, гл. 338 м), объемный вес 3,21.

Гранат-пироксеновые скарны сложены изометричными зернами граната, обычно аномального с отчетливыми секториальными двойниками, пироксеном, везувианом и эпидотом.

Флогопитизация шпинелевых скарнов проявлена относительно слабо, гораздо шире она развита в рудной зоне месторождения. В шлифах и образцах прослеживаются все стадии этого процесса. Замещение шпинели флогопитом происходит с периферии и по трещинкам,

в результате чего вокруг зерен шпинели образуется флогопитовая кайма из агрегата мелких различно ориентированных листочков флогопита. При интенсивной флогопитизации шпинелевых пород происходит частичное или полное их преобразование в флогопитовую породу. Образующийся флогопит имеет наибольший показатель преломления ($N_g=1,585$) и относится к маложелезистой разновидности ($fm=3-4\%$). Химизм процесса флогопитизации шпинелевых скарнов довольно сложный. Вероятнее всего, флогопитизация шпинели вызвана как повышением концентрации калия в растворе, так и понижением температуры. Алюминий и магний, необходимые для образования флогопита, были заимствованы из шпинели, а калий принесен постмагматическими растворами.

Хлоритизация шпинелевых пород — наиболее широко распространенный процесс. В общей метаморфической эволюции шпинелевых скарнов процесс этот, несомненно, является более поздним и наиболее низкотемпературным. Хлоритизации подвергаются не только шпинель, но и флогопит, образовавшийся ранее частью по шпинелевым скарнам. Вследствие замещения шпинели хлоритом возникают плотные темно-зеленые шпинель-хлоритовые породы, в которых шпинель сохраняется в виде реликтовых участков неправильной формы, что придает измененным породам пятнистую текстуру. Наблюдаются случаи полного превращения шпинелевых скарнов в хлоритовые породы. Такие породы обычно рассланцованы, содержат много магнетита, пирита и жиллок вторичного кальцита. Процесс хлоритизации, как и все другие процессы, обычно начинается с краев зерен и развивается вдоль трещинок. При значительном замещении кристаллы шпинели приобретают округлую форму с неровными изъеденными контурами. Сама шпинель участками утрачивает изотропность, становится бледно-зеленой и превращается в диаспор. Хлоритизация всегда сопровождается образованием вторичного магнетита, за счет высвобождения железа, который располагается по периферии замещаемых зерен. При полном замещении среды агрегата хлорита сохраняются лишь реликтовые островки шпинели или только магнетит, выделившийся из шпинели в процессе ее хлоритизации.

Химический состав апошпинелевых хлоритовых пород приведен в табл. 34.

Таблица 34

№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	MnO	ZnO	П. л. п.	Сумма
2447	14,41	0,13	38,63	8,36	2,36	22,58	5,91	0,18	0,12	8,00	100,68
2470	14,85	0,06	40,91	6,83	1,74	21,96	3,95	0,18	0,20	9,36	100,04

Примечание. Химические анализы выполнены в лаборатории ЗСГУ. Проба 2447 — ксантофиллит-шпинель-хлоритовая порода (скв. 426), объемный вес 2,97; проба 2470 — шпинель-хлоритовая порода (скв. 416), объемный вес 3,09.

Хлорит, развивающийся по шпинели, представлен мелколистоватым агрегатом с размером листочков до 0,02 мм по длине; иногда агрегаты настолько мелколистоваты, что трудно бывает различить отдельные индивиды. Более крупные листочки хлорита наблюдаются обычно по периферии зерен шпинели, причем располагаются они перпендикулярно их ограничению. Хлорит бесцветный, с серыми цветами интерференции ($N_g=1,579$; $N_p=1,570$; $N_g-N_p=0,009$).

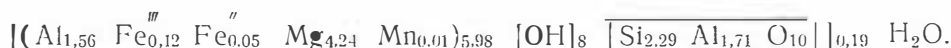
Химический состав хлорита приведен в табл. 35.

Таблица 35

Оксиды	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	MnO	H ₂ O	Сумма
Вес. %	24,12	—	29,26	1,79	0,71	29,96	Сл.	0,22	13,24	99,30

Примечание. Химический анализ выполнен в лаборатории ЗСГУ (проба 2470).

Кристаллохимическая формула хлорита имеет следующий вид:



Хлорит относится к магнезиальной разновидности и по классификации М. Фостер (Foster, 1962) попадает в область шериданита. Общая железистость хлорита $m=4\%$.

Кривая нагревания для исследуемого хлорита (проба 2470) характеризуется двумя совершенно отчетливо выраженными эндотермическими эффектами: 630 и 750° и экзоэффектом при 850°. Рентгеновское исследование хлорита, проведенное М. В. Карпенко, также позволяет отнести хлорит к шериданиту (табл. 36). В хлоритовых породах иногда встречается ксантофиллит ($Ng=1,658$; $Np=1,646$; $Ng-Np=0,012$, бесцветен, прямо гаснет, обладает хорошо выраженной спайностью). Развивается он в виде тонких пластинчатых агрегатов, щеточек, образуя оторочки вокруг замещаемых зерен шпинели.

Таблица 36

№ п. п.	Хлорит Леспротозоного месторожд. (проба 2470)			Шериданит (В. И. Михеев)			h k l
	l	$\frac{d\alpha}{n}$	$\frac{d\beta}{n}$	l	$\frac{d\alpha}{n}$	$\frac{d\beta}{n}$	
1	2	3	4	5	6	7	8
1	4	19,50					
2	8	13,53		7	13,68		(001)
3	2	7,99					
4	3	(7,66)	6,94				
5	10	6,92		8	7,04		(002)
6	4	(5,13)	4,65	2	(5,25)	4,74	(003β); (0,20)
7	9	4,85		9	4,68		(003); (020)
8	1	4,57					
9	5	(3,86)	3,50	2	(3,92)	3,54	(004β)
10	10	3,51		10	3,509		(004)
11	1	(3,09)	2,80	1	(3,129)	2,825	(005β)
12	6	2,81		7	2,828		(005)
13	1	(2,67)	2,42	1	2,712	2,448	(132β); (203β)
14	2	2,56		7	2,578		(131); (202)
15	8	2,52		5	2,542		(132); (201)
16	1	(2,47)	2,24				
17	5	2,42		6	2,430		(132); (203)
18	3	2,36		3	2,370		(133); (202)
19	3	2,24		4	2,247		(133); (204)
20	3	(2,19)	1,90	1	(2,215)	1,999	(135β) ?
21	2	2,05		7	2,021		(135)
22	9	1,988		6	1,998		(204)
23	2	1,951		4	1,881		(135); (206)
24	4	1,815		4	1,825		(136); (205)
25	4	1,871					

1	2	3	4	5	6	7	8
26	2	(1,716)	1,555	3	(1,731)	1,562	(137В); (208В)
27	3	(1,684)	1,526	3	(1,706)	1,540	(060В); (331В)
28	2	1,644					
29	6	1,558		10	1,552		
30	10	1,529		10	1,534		
31	3	1,496		2	1,502		(062); (331)
32	2	1,455		2	1,460		(333)
33	2	1,403		3	1,417		(332); (334)
34	8	1,387		10	1,390		(0,10) ?
35	2	(1,342)	1,217				
36	3	1,314		4	1,319		
37	2	1,295					
38	3	1,285		4	1,283		
39	5	1,214		7	1,218		
40	2	1,176		3	1,181		
41	2	1,170					
42	2	(1,144)	1,037				
43	3	(1,126)	1,021	4	1,131		
44	4	1,091		4	1,094		
45	1	1,076					
46	1	1,049					
47	5	1,038		5	1,040		
48	7	1,028		5	1,030		
49	4	1,008		3	1,013		
50	7	0,997		3	1,001		
51	5	0,989		4	0,987		
52	6	0,984					

$b=9,18\text{кX}$;
 $C\sin\beta=14,11-14,12\text{кX}$

$a=5,315$
 $b=9,207$
 $c=14,238$
 $\beta=97^{\circ}8'40''$

Примечание. Условия съемки: F-анткатод; 35кV; 11mA; $t=3,5$ часа, $D=57,3$ мм; $d=0,6$ мм. Исправление $\frac{d}{n}$ по отдельному снимку смеси с NaCl.

Химизм процесса хлоритизации сводится к гидратации шпинели и может быть изображен схематично так: шпинель ($fm=20$) + H_2O + SiO_2 = хлорит ($fm=4$) + диаспор + магнетит. Расчет миграции вещества показывает, что основные компоненты, необходимые для образования хлорита (Mg и Al) были заимствованы из шпинели. В процессе хлоритизации шпинелевых скарнов происходил значительный привнос кремния и вынос кальция (табл. 37). Процесс протекал в восстановительной обстановке, о чем свидетельствует переход большей части окисного железа в закисное при $pH=7$.

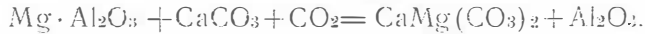
Карбонатизация шпинелевых скарнов приводит к замещению шпинели корундом и доломитом, местами в шпинели образуется диаспор. Процесс карбонатизации обычно начинается с периферии кристаллов шпинели или развивается вдоль трещинок. При микроскопическом изучении в шлифах можно видеть крупные кристаллы шпинели, периферическая часть которых замещена мелкозернистым агрегатом корунда и доломита. При полном замещении от шпинели остаются лишь реликтовые зерна, а вся остальная часть сложена новым комплексом минералов — агрегатом корунда и доломита с единичными листочками флогопита и пластинками диаспора. Очертания зерен шпинели сохраняются; корунд при этом за пределами бывших кристаллов шпинели не встречается, что указывает на инертное поведение глинозема при этом процессе. Случаи замещения шпинели и кальция

Расчет миграции вещества при процессе хлоритизации шпинелевых скарнов

Оксиды	Вес, %		Количество, г/100 см ³		Привнос (+), вынос (-)	
	шпинелевый скарн	шошпинелевая хлоритовая порода	шпинелевого скарна	шошпинелево-хлоритовой породы	абсолютная величина, г	в проц. к массе оксида в 100 см ³ шпинелевого скарна
SiO ₂	2,60	14,85	8,61	45,88	+37,27	+432
TiO ₂	0,21	0,06	0,70	0,19	-0,51	-72
Al ₂ O ₃	41,30	40,91	136,70	126,41	-10,29	-7
Fe ₂ O ₃	10,33	6,83	34,20	21,11	-13,09	-38
FeO	1,02	1,74	3,38	5,37	+1,99	+59
MgO	18,51	21,94	61,27	67,80	+6,53	+10
CaO	12,04	3,94	39,86	12,17	-27,69	-68
MnO	0,23	0,18	0,76	0,56	-0,20	-26
ZnO	0,14	0,20	0,46	0,62	+0,16	+34
П.п.п.	13,61	9,35	45,06	28,89	-16,17	-35
Сумма	100,0	100,0	331 г	309 г	-22 г	
Объемный вес	3,31	3,09				

* Анализы приведены к 100%.

агрегатом корунда и доломита были описаны Д. С. Коржинским и М. И. Жеру (1959) для Слюдянского района Прибайкалья. Образование корунда указанные авторы объясняют карбонатизацией шпинели в связи с изменениями условий равновесия при понижении температуры. Реакцию разложения шпинели можно изобразить схематично так:



Серпентинизация монтичеллитовых скарнов — это наиболее распространенный и обычный тип их постмагматического изменения. Серпентинизированные монтичеллитовые скарны имеют вид плотных, реже рассланцованных пород зеленовато-серой или зеленовато-бурой окраски. В них часто сохраняются реликтовые участки неизмененных скарнов, вследствие чего текстура пород становится пятнистой или полосчатой. Процесс замещения, как правило, начинается вдоль трещинок. Секущих зерен монтичеллита или развивается по границе зерен. Монтичеллит замещается тонколистоватым агрегатом серпентина или магнетитового хлорита с мелкими зернами граната и везувiana. Гранат иногда располагается по периферии серпентинизированных участков, образуя своеобразные гранатовые каймы. При полном замещении на месте монтичеллитовых скарнов образуются плотные зеленовато-бурые породы, состоящие, как показывает микроскопическое изучение, из агрегата тонколистоватого серпентина, хлорита, брусита, тонкозернистого карбоната и зерен граната и везувiana. По минеральному составу выделяются: гранат-хлорит-везувиян-бруситовые, везувиян-гранат-брусит-серпентинные, гранат-кальцит-хлоритовые и другие породы. Отличить микроскопически хлорит от серпентина в этих породах не представляется возможным. Оба минерала наблюдаются в виде мелких (0,001—0,04 мм) бесцветных листочков, реже волокнистых агрегатов и обладают под микроскопом очень низкими цветами интерференции. Однако термические и рентгеноструктурные исследования, а также данные химических анализов измененных пород показывают, что в них содержатся в переменных количествах как хлорит, так и серпентин. Брусит в измененных породах представлен пластинками размером до 0,2 мм по удлинению. Наблюдаются две генерации брусита: одна, более ранняя, пред-

ставленная бесцветными табличками, другая, более поздняя, узкими тонкими пластинками с коричневыми цветами интерференции. Гранат присутствует в виде мелких (0,02 мм) изометричных зерен и по показателю преломления ($N=1,735$) относится к гроссуляру. В измененных породах постоянно встречаются везувиан с показателем преломления $N_e=1,710$; $N_o=1,704$ (почти чистая магнезиальная разновидность), вторичные кальцит и доломит.

Химический состав серпентинизированных монтichelлитовых скарнов приведен в табл. 38.

Таблица 38

№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	K ₂ O+ +Na ₂ O	MnO	P ₂ O ₆	П. п. п.	Сумма
127	28,38	0,23	9,32	4,89	2,03	20,38	25,78	0,10	He опр.	Сл.	8,55	99,66
377	25,82	0,05	8,61	4,12	0,63	20,27	28,33	1,06	0,26	He опр.	11,54	100,69
117	30,59	0,08	1,48	1,03	2,69	19,04	37,28	0,15	He опр.	Сл.	7,72	100,06
18	33,48	0,11	1,62	2,44	0,73	22,68	22,38	0,15	»	0,01	16,33	99,93

Примечание. Химические анализы выполнены в лаборатории ЗСГУ. Проба 127 — гранат-хлорит-серпентин-бруситовая порода (скв. 268); проба 377 — гранат-кальцит-хлоритовая порода (скв. 377), объемный вес 2,99, удельный вес 3,04, пористость 1,64%; проба 18 — гранат-кальцит-везувиан-серпентинная порода (скв. 393); проба 117 — серпентинизированный монтichelлитовый скарн.

В анализах измененных пород обращает на себя внимание преобладание окисного железа над закисным, повышенное содержание глинозема (в некоторых пробах) и потери при прокаливании, представленные преимущественно водой. Спектральными анализами в серпентинизированных монтichelлитовых скарнах установлено постоянное присутствие Zn, Ba, Sr и As в сотых, Ni, Co, Pb, Cu, Cd и Ga в тысячных долях процента. В отдельных пробах присутствуют хром, цирконий и бор. Как показывает расчет миграции вещества, процесс серпентинизации монтichelлитовых скарнов сопровождается выносом кремнезема и CaO и привнесом Al₂O₃ и Fe₂O₃ (табл. 39). При этом происходило некоторое увеличение пористости пород.

Таблица 39

Окислы	Весовые %		г/100 см ³		Величина привноса (+), выноса (-)	
	монтichelлитовый скарн (проба 386)	брусит-гранат-кальцит-хлоритовая порода (проба 377)	монтichelлитовый скарн	брусит-гранат-кальцит-хлоритовая порода	абсолютная величина, г	в проц. к массе окисла в 100 см ³ скарна
SiO ₂	32,07	25,71	95,98	76,87	-19,11	- 19
TiO ₂	0,16	0,05	0,48	0,15	- 0,33	- 68
Al ₂ O ₃	1,32	8,58	3,95	25,66	+21,71	+550
Fe ₂ O ₃	0,74	4,10	2,22	12,26	+10,04	+452
FeO	1,59	0,63	4,76	1,89	- 2,87	- 51
MgO	21,33	20,20	63,69	60,40	- 3,29	- 5
CaO	36,51	28,21	109,13	84,33	-24,80	- 22
K ₂ O	0,11	0,21	0,33	0,63	+ 0,30	+ 90
Na ₂ O	0,90	0,85	2,70	2,55	- 0,15	- 6
П.п.п.	5,27	11,46	15,76	34,27	+18,51	+117
С у м м а	100,0	100,0	299 г	299 г		

Объемный вес	2,99	2,99
Удельный вес	3,02	3,04
Пористость, %	0,99	1,64

БРУСИТОВЫЕ МРАМОРЫ

Бруситовые мраморы представляют собой довольно редкие метаморфические породы, образовавшиеся при высокотемпературном контактовом метаморфизме доломитов в обстановке малых глубин. Обнаружены они в Горной Шории впервые на Леспромхозном месторождении в 1957 г., в настоящее время установлены также на месторождениях Уччулен, Полгашты и Большая Гора. Вероятно, эти породы пользуются более широким распространением, чем известно было до сих пор, но при геологических исследованиях обычно пропускались геологами.

Бруситовые мраморы Леспромхоза слагают внешнюю зону контактового ореола сениитового интрузива. Ближе к интрузиву они сменя-

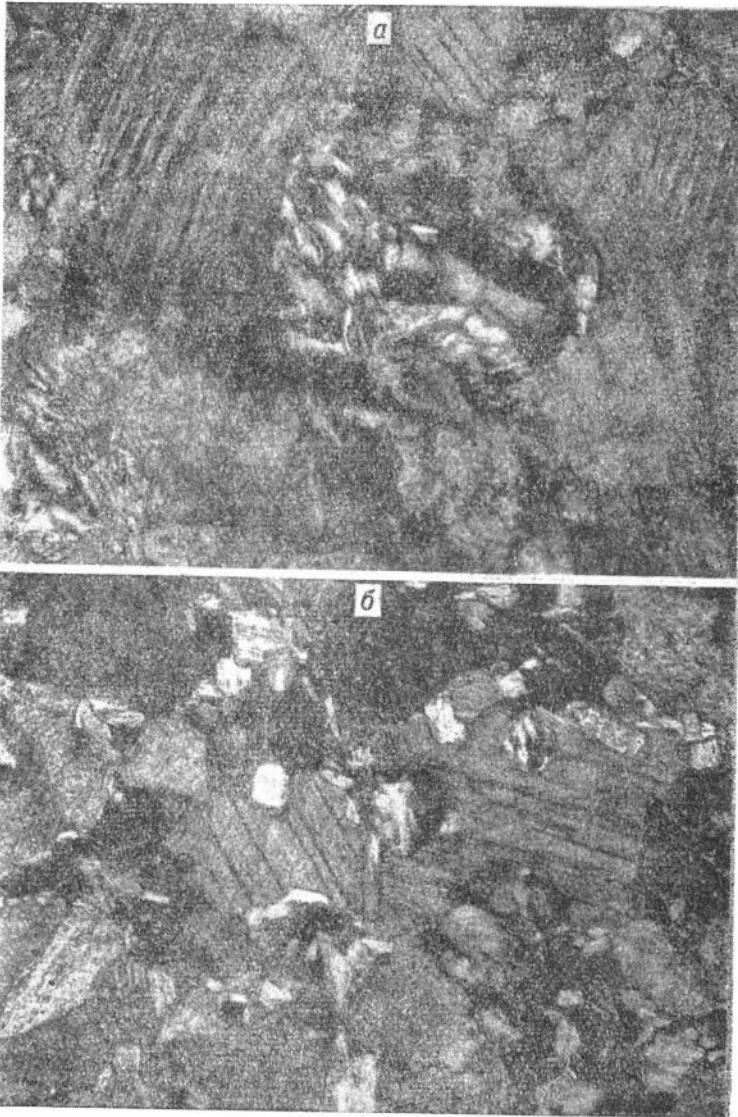


Рис. 22. Бруситовый мрамор. Агрегаты брусита изометричной формы. Николы скрещены.

a— $\times 100$; *b*— $\times 50$.

ются магнезиальными скарнами, а по мере удаления от него — доломитовыми мраморами. Переходы одних пород в другие резкие. Мощность зоны бруситовых мраморов колеблется от 50 до 130 м, причем заметного изменения мощности с глубиной не установлено.

Бруситовые мраморы имеют белую и светло-серую окраску. По внешнему виду их трудно отличить от обычных кальцитовых мраморов. Только петрографические исследования и термический анализ пород позволяют однозначно установить в них, кроме кальцита, присутствие большого количества брусита. Почти всюду бруситовые мраморы рассланцованы и вдоль плоскостей сланцеватости породы имеют шелковистый блеск. Структура пород мелкозернистая, реже среднезернистая. Главными составляющими мраморов являются кальцит и брусит, в небольших количествах присутствуют вторичный доломит, апатит, людовингит, форстерит, пирит.

Брусит представлен в основном в виде пластинок, редко наблюдаются агрегаты волокнистого брусита. Длина пластинок колеблется от 0,1 до 0,4 мм, редко достигает 1,0 мм, ширина 0,01—0,06 мм. Пластинки брусита обычно ориентированы в одном направлении, сливаясь, они образуют вытянутые полосы, подчеркивая сланцеватую текстуру породы.

Брусит имеет совершенную спайность по удлинению и обладает обычными для этого минерала оптическими свойствами: $N_g=1,582$; $N_m=1,561$; $N_g-N_m=0,021$, удлинение отрицательное, минерал одноосный положительный.

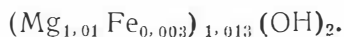
В бруситовых мраморах, кроме отдельных пластинок, встречаются агрегаты брусита изометричной формы размером 0,5—1,2 мм в поперечнике (рис. 22, а, б). Такие агрегаты образованы беспорядочно ориентированными пластинками брусита и содержат иногда в центральной части ядра волокнистого брусита. Некоторые округлые формы полностью сложены волокнистым бруситом. Последний по своим оптическим свойствам несколько отличается от пластинчатого брусита: он имеет более низкие цвета интерференции и более низкие показатели преломления ($N_m=1,556$). По времени образования волокнистый брусит является более ранним. Там, где он наблюдается совместно с пластинчатым бруситом, можно видеть, что пластинки брусита образуются в результате перекристаллизации волокнистых выделений. Изометричная форма агрегатов брусита, совершенно не свойственная данному минералу, определенно указывает на их псевдоморфное происхождение по периклазу, хотя реликты этого минерала в шлифах наблюдать не удалось.

Удельный вес брусита, определенный пикнометрически, равен $2,42 \pm 0,01$. Микротвердость брусита, измеренная на приборе ПМТ-3, равна $H=25,07$ кг/мм², что соответствует классу твердости по М. М. Хрущеву $H_0=2,05$. Минерал весьма хрупкий (1 балл хрупкости по С. Д. Дмитриеву).

Химический состав брусита из прожилка приведен в табл. 40.

Приведенные данные в точности соответствуют теоретическому составу минерала.

Кристаллохимическая формула брусита имеет вид



Его общая железистость $f_m=0,3\%$.

Таблица 40

Оксиды	Вес. %	Молекулярные количества	Теоретич. состав брусита
MgO	69,86	1732	69,12
FeO	0,35	5	—
MnO	0,04	—	—
FeO ₃	0,07	—	—
H ₂ O	30,30	1682	30,88

Сумма 100,62 100,00

Примечание. Анализ сделан в лаборатории ЗСГУ.

В табл. 41 приведена рентгенограмма горношорского брусита. Сопоставление ее с эталоном (Михеев, 1957) показывает, что интенсивности линий на дебаеграмме, количество их (не проявилась лишь одна линия № 7), а также числовые характеристики межплоскостных расстояний исключительно близки.

Содержание брусита в бруситовых мраморах колеблется от 15 до 45%, редко наблюдаются мраморы, содержащие брусит от единичных пластинок до 5%.

Таблица 41

Рентгенограмма брусита из Горной Шории					
№ линии	Брусит из Горной Шории		hkit	Брусит (Михеев, 1957)	
	l	$\frac{dz}{n}$		l	$\frac{dz}{n}$
1	2	5,71	—	—	—
2	2	5,14	—	—	—
3	10	4,75	0001	8	4,75
4	1	2,72	10 $\bar{1}0$	2	2,72
5	10	2,364	10 $\bar{1}1$	10	2,361
6	9	1,792	10 $\bar{1}2$	10	1,793
7	—	—	0003	6	1,6584
8	6	1,571	11 $\bar{2}0$	5	1,575
9	4	1,492	11 $\bar{2}1$	5	1,495
10	6	1,373	10 $\bar{1}3$, 20 $\bar{2}0$	7	1,372
11	4	1,309	11 $\bar{2}2$, 20 $\bar{2}1$	5	1,314
12	2	1,190	0004	10	1,189
13	4	1,181	20 $\bar{2}2$	5	1,1823
14	3	1,090	10 $\bar{1}4$	7	1,0904
15	4	1,033	20 $\bar{2}3$, 21 $\bar{3}0$	6	1,0327
16	5	1,065	1 $\bar{2}13$	1	1,0064
17	—	—	0005	8	0,9506
18	—	—	11 $\bar{2}4$, 12 $\bar{3}2$	8	0,9481

Примечание. Условия съемки: Fe-антикатод, 35кV, 11мА, D=57,3 мм; d=0,7 мм; экспозиция 3 и 40 мин. Поправки внесены по особому снимку с NaCl. Аналитик М. В. Карпенко.

Среди бруситовых мраморов Леспромхоза можно выделить разновидности, отвечающие почти чистому пенкатииту, бруситовому мрамору, содержащему кальцит и брусит в молекулярном отношении 1:1, т. е. приблизительно 63% кальцита и 37% брусита, и разновидности типа преаццита, в которых кальцит преобладает над бруситом. Анализ данных по распределению брусита в толще бруситовых мраморов показывает, что: а) содержание брусита в толще бруситовых мраморов довольно выдержанное, хотя и наблюдаются участки, обогащенные бруситом и почти лишенные его; б) вблизи даек сненит-порфиров, рассекающих толщу бруситовых мраморов, содержание брусита резко снижается, что указывает на более поздний вынос брусита гидротермальными растворами в связи с процессами контактового метаморфизма; в) вблизи магнезиальных скарнов также наблюдается уменьшение содержания брусита вплоть до образования здесь кальцитовых мраморов.

Среди бруситовых мраморов иногда встречаются почти мономинеральные бруситовые сланцы и маломощные прожилки брусита.

Доломит присутствует в бруситовых мраморах в количестве 5—10% в виде отдельных зерен и тонких прожилков, что указывает на его вторичное происхождение.

Апатит содержится от единичных зерен до 5—7%. Зерна имеют призматическую, реже округлую форму и поперечную трещиноватость. Его показатели преломления равны: $N_o=1,654$; $N_e=1,650$, что соответствует содержанию в апатите 42% фтор-апатитовой молекулы.

Форстерит встречается в виде мелких (0,1 мм) единичных зерен.

Людвигит наблюдается в виде отдельных иголок или образует лучистые агрегаты, причем свежий людвигит встречается редко, обычно он бывает превращен в агрегат брусита, ашарита, кальцита и магнетита.

Химические анализы бруситовых мраморов Леспромхоза приведены в табл. 42. Небольшое содержание в мраморах SiO_2 , Al_2O_3 и Fe_2O_3 связано с присутствием незначительного количества контактных минералов; содержание MgO колеблется от 18 до 22%. Для выяснения

Таблица 42

Компоненты	Номера проб									
	429	348	348а	386	393	380	308	308а	308б	
SiO_2	0,94	1,68	0,30	0,23	0,47	0,06	1,78	2,17	1,93	
Al_2O_3	0,30	0,56	0,18	0,09	0,18	0,13	0,13	0,44	0,05	
Fe_2O_3	0,69	0,66	0,57	0,15	0,09	0,25	0,46	4,14	0,73	
CaO	37,70	36,90	37,35	38,74	37,34	39,78	37,43	35,15	38,33	
MgO	20,20	19,24	22,04	22,58	22,86	20,64	20,55	20,19	18,43	
P_2O_5	0,39	0,23	—	—	—	—	0,11	0,64	0,06	
П.п.п.	38,91	39,99	39,13	39,02	38,70	39,94	39,28	35,54	40,26	
Сумма	99,17	99,26	99,57	100,91	99,64	100,50	99,74	99,27	99,84	

Примечание. Химические анализы произведены в лаборатории ЗСГУ.

распространения элементов-примесей в бруситовых мраморах были проведены полные спектральные анализы ряда образцов. Отмечается повышенное содержание Mn, Ba, Sr и V в десятых и сотых, а также Ni, Pb, Cu, Ti, Ag в тысячных долях процента. В отдельных образцах обнаружены следы мышьяка, молибдена и бериллия.

К какому же генетическому типу следует отнести бруситовые мраморы Леспромхоза?

П. П. Смолин (1958, 1960) выделяет два основных генетических типа бруситовых мраморов — апотермальные и протобруситовые мраморы. Апотермальные мраморы являются продуктом прогрессивного термального метаморфизма доломитов (дедоломитизация). Они образуются в контактовых зонах гипабиссальных интрузий в результате разложения доломита на агрегат периклаза и кальцита с последующей гидратацией периклаза до брусита. Для данного типа мраморов характерно наличие среди кальцитового агрегата равномерно распределенных псевдоморфоз волокнистого брусита по периклазу. Реликты периклаза сохраняются редко, но изометричная форма агрегатов, свойственная этому минералу, всегда хорошо видна. Пластинчатый брусит не характерен для данного типа мраморов, если и встречается данная разновидность, то всегда можно видеть, что она образуется в результате перекристаллизации волокнистого брусита.

Другой генетический тип — протобруситовые мраморы — образуется в результате низкотемпературного гидротермального метасоматоза в условиях термической устойчивости доломита, путем непосредственного замещения доломита агрегатом пластинчатого брусита и кальцита.

На рис. 23 приведена в упрощенном виде диаграмма температура — давление с кривыми разложения доломита и брусита, которая хорошо иллюстрирует изложенное выше.

Образование бруситовых мраморов Леспромхоза нужно связывать с контактовым воздействием на доломиты сиенитового расплава. Широкое развитие во внутренней зоне контакта монтичеллитовых скарнов, а также геологические данные, свидетельствуют о том, что процессы контактового метаморфизма протекали здесь в условиях высоких температур и малых глубин. Общая мощность осадочных пород над интрузией в период ее формирования составляла не более 1,5 км. Высокая температура в зоне контакта, небольшое внешнее давление в сочетании со значительной трещиноватостью пород создали необходимые условия для термической диссоциации доломита и привели к образованию периклазовых мраморов. Микроскопические исследования бруситовых мраморов Леспромхоза показывают, что действительно в них встречаются изометричные формы с волокнистым бруситом, которые можно рассматривать как псевдоморфозы по ранее образованному периклазу. Предполагать образование брусита по другим магнезиальным минералам (шпинели, клиногумиту), как считает Лакруа, в наших условиях нельзя, поскольку бруситовые мраморы практически лишены этих минералов. Таким образом, бруситовые мраморы Леспромхоза по ряду главных признаков можно отнести к типу апопериклазовых мраморов по терминологии П. П. Смолина. Но в это же время эти мраморы обогащены пластинчатым бруситом, который не только равномерно рассеян среди кальцита, но также образует агрегаты изометричной формы, встречается в виде жилок и слагает почти мономинеральные бруситовые сланцы. Этот признак сближает бруситовые мраморы Леспромхоза с протобруситовым типом мраморов. Однако на Леспромхозе пластинчатый брусит является явно вторичным. Он образуется здесь в результате перекристаллизации псевдоморфноволокнистого брусита или связан с переотложением брусита гидротермальными растворами. Можно представить следующую последовательность формирования бруситовых мраморов Леспромхозного месторождения: 1) разложение доломита на агрегат кальцита и периклаза; 2) гидратация периклаза с образованием псевдоморфоз волокнистого брусита; 3) перекристаллизация волокнистого брусита в пластинчатую разновидность. Одновременно с этим осуществлялось выщелачивание брусита и его переотложение,

приводящее к образованию почти чистых кальцитовых мраморов, бруситовых сланцев и жилок брусита. Процессы перекристаллизации были настолько интенсивными, что они почти полностью уничтожили волокнистый брусит и его псевдоморфозы по периклазу; 4) наиболее поздним явлением было образование в бруситовых мраморах секущих доломитовых прожилков. Правда, в казских

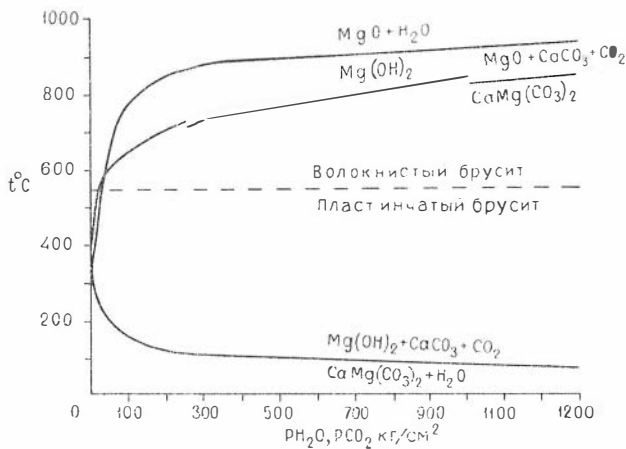


Рис. 23. Диаграмма температура — давление с кривыми разложения доломита и брусита (Смолин, 1960).

мраморах эти процессы не получили полного развития, в то время как в соседнем Темир-Тауском районе они были развиты очень широко.

Таким образом, бруситовые мраморы Леспромхоза представляют собой новый своеобразный тип гидротермально-метаморфизованных апопериклазовых мраморов. Процессы метаморфизма, вероятно, начались еще в магматическую стадию, в период формирования магнезильных скарнов, поскольку последние представляют собою образование инфильтрационного типа. Мощный поток раннемагматических растворов, который приносил из магмы в зону скарнообразования Si, Al, Fe, а выносил из нее углекислоту, способствовал гидратации переклаза и вызывал перекристаллизацию псевдоморфноволокнистого брусита. В постмагматическую стадию эти процессы еще более усилились, и в результате сформировался тот вид бруситовых мраморов, который был списан нами выше.

МАГНЕТИТОВЫЕ РУДЫ И МЕТАСОМАТИТЫ РУДНОЙ ЗОНЫ

УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ И МОРФОЛОГИЯ РУДНОЙ ЗОНЫ

Рудная зона Леспромхозного месторождения расположена вдоль северного контакта сиенитового интрузива с кембрийской эффузивно-карбонатной толщей. Со стороны лежачего бока располагаются кераатофиры и доломиты, а со стороны висячего — сиениты. Общее простирание рудной зоны почти широтное (СВ—80°). По простиранию она прослежена более чем на 900 м, по падению — на 300 м.

Ширина ее на горизонте + 100 м изменяется от 20 до 120 м. Падение рудной зоны крутое (75—85°), южное.

В пределах зоны оруденения известны два рудных тела. Рудные тела представляют собой скрытые линзообразные залежи, расположенные на 260—320 м ниже современной дневной поверхности (рис. 24).

Первое рудное тело находится в лежащем боку рудной зоны. На горизонте + 100 м оно имеет длину 500 м и среднюю мощность 20 м. К поверхности рудное тело быстро выклинивается, расщепляясь на множество апофиз. Второе рудное тело расположено параллельно первому рудному телу в висячем боку рудной зоны. На горизонте + 100 м оно имеет длину 420 м и мощность 18 м. Оруденение представлено магнетитовыми и сульфидно-магнетитовыми рудами.

Из общих морфологических особенностей следует отметить сравнительную устойчивость формы рудных тел с глубиной при резком уменьшении их площади.

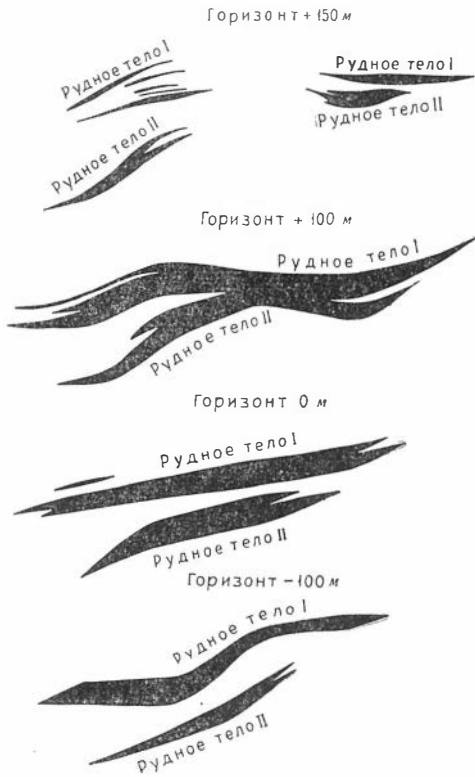


Рис. 24. Форма рудных тел Леспромхозного месторождения (в плане).

Верхняя граница распространения руд — горизонт $+200$ м. нижняя граница — 400 м. Ниже этого горизонта рудные тела практически выклиниваются. Таким образом, интервал оруденения на месторождении по вертикали равен 600 м, причем он доступен изучению как на верхней выклинке, так и на нижней.

Параллельно сокращению площади рудных тел с глубиной происходит закономерное уменьшение среднего содержания железа, причем наиболее богатые руды расположены между горизонтами $+100$ и ± 0 м. Таким образом, основные запасы руд на месторождении сконцентрированы в верхней части рудной зоны (рис. 25).

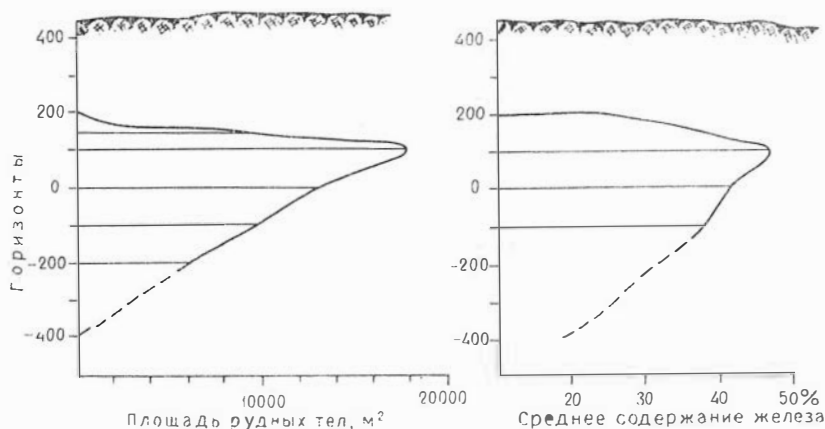


Рис. 25. Изменения суммарной площади рудных тел и среднего содержания железа в рудах с глубиной.

Весьма характерно, что по общей ориентировке рудная зона совпадает с вытянутостью дайкообразного сиенитового тела. Эта морфологическая особенность, несомненно, подчеркивает родство между ними и указывает, что рудоподводящей структурой была широтная трещинная зона глубокого заложения.

СОСТАВ И СТРОЕНИЕ РУДНОЙ ЗОНЫ

Вопросам строения скарново-рудных зон и рудных тел месторождений до последнего времени уделяется мало внимания. Между тем выяснение закономерностей в размещении метасоматических пород и отдельных типов руд в рудной зоне имеет большое практическое значение, поскольку наблюдается преимущественно избирательная приуроченность оруденения к определенным разновидностям метасоматитов.

Одним из методов, примененных нами совместно с М. Ф. Захарчук при изучении рудной зоны Леспромхозного месторождения, было специальное минералогическое картирование. Объектами картирования служили: типы и подтипы руд, разновидности метасоматитов, минералы и минеральные комплексы, текстурные и структурные разновидности руд и пород. Минералогическое картирование имело целью установить характер и контуры распространения указанных объектов, их взаимные отношения в пространстве и во времени, а также их отношения к элементам структуры участка. Основной материал был собран в процессе систематического изучения керна и в результате микроскопической

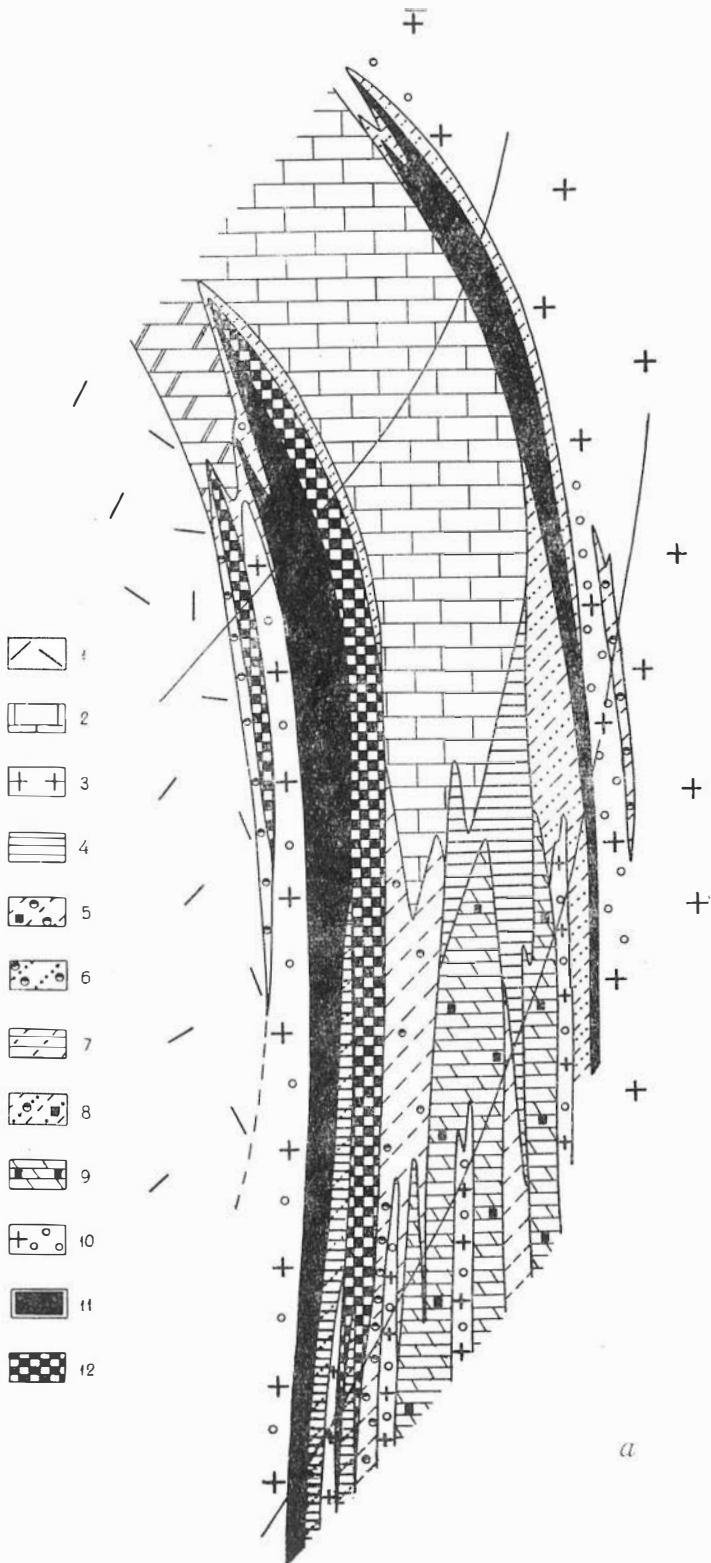
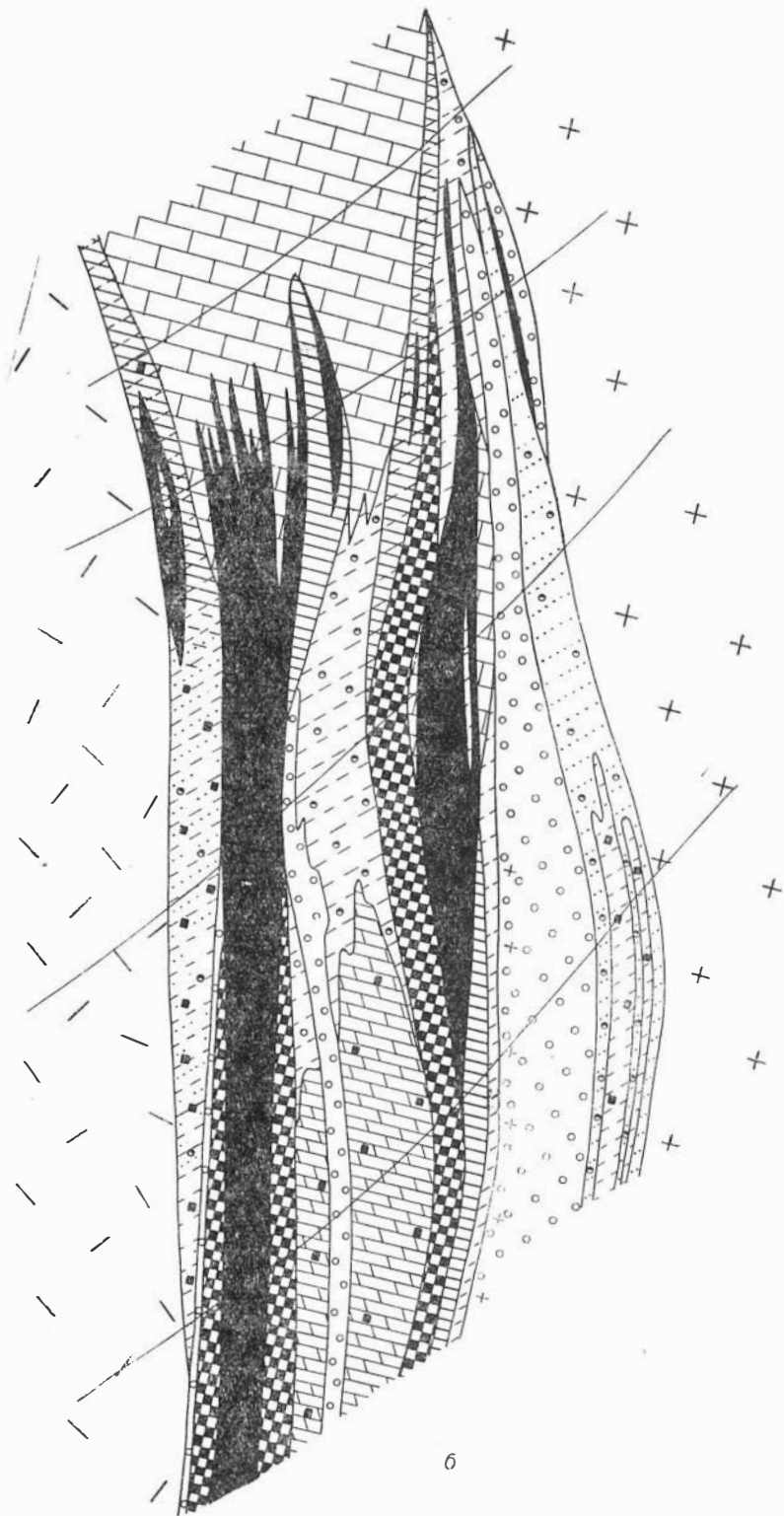


Рис. 26. Состав и

Поперечные разрезы: *a* — разрез западной части
 1 — кератофиры; 2 — бруситовые мраморы; 3 — сиениты; 4 — клиногумитовые породы;
 тин-флогопитовые породы; 8 — серпентин-флогопитовые породы с магнетитом; 9 — магнетит-
 12 — сульфидно-магнетитовые руды.



строение рудной зоны.

месторождения; *б* — разрез центральной его части.

5 — флогопит-диопсидовые породы; *6* — диопсид-серпентиновые породы; *7* — клиноумит-серпентин-магнетитовые породы; *10* — скарнированные слениты (эндоскарны); *11* — магнетитовые руды;

обработки большого количества шлифов и пришлифовок. Составленные на основе этих материалов минералого-петрографические разрезы, характеризующие состав и строение рудной зоны Леспромхозного месторождения, приведены на рис. 26.

В основном рудная зона сложена магнезиальными скарнами и развившимися по ним апоскарновыми породами, с которыми связаны промышленные залежи магнетитовых руд. На месторождении имеются известковые скарны, но они составляют около 10% объема рудной зоны и развиваются по сиенитам и магнезиальным скарнам. Кроме того, в рудной зоне встречаются блоки неполностью замещенных доломитов, бруситовых мраморов и сиенитов.

Ниже приведены наиболее типичные разрезы через скарново-рудную зону от висячего бока к лежащему.

А. Верхняя часть скарново-рудной зоны между горизонтами +200 и +150 м имеет следующее строение (скв. 364, рис. 26):

1. Сиениты.
2. Эпидот-гранатовые и диопсид-гранатовые скарны с реликтами незамещенных сиенитов. Мощность 6,5 м.
3. Мелкозернистый пирит-пирротинный агрегат с участками флогопит-диопсид-серпентиновой породы. Мощность 1,3 м.
4. Флогопит-диопсид-серпентиновая порода с вкрапленностью магнетита. Мощность 1,9 м.
5. Диопсид-гранатовый апомагнезиальный скарн с флогопитом и серпентином. Мощность 8,6 м.
6. Флогопит-серпентиновая порода с гнездами граната и участками мрамора. Внутри имеются магнетитовые руды и линзы пирротинного состава. Мощность 19,2 м.
7. Бруситовый мрамор с иголочками людовита. Внутри проходит полностью превращенная в диопсид-гранатовый скарн дайка сиенитпорфира. Мощность 20,4 м.
8. Бедные магнетитовые руды (25% Fe) с участками серпентин-флогопитовых пород. Мощность 3,3 м.
9. Бруситовый мрамор с вкрапленностью магнетита. Мощность 0,6 м.
10. Клиногумит-серпентиновые породы; вблизи бруситовых мраморов в них развивается гранат. Мощность 5,4 м.
11. Чередование тонких (1—3 м) линз магнетитовых руд, бруситовых мраморов и серпентин-хлоритовых пород с участками гранатового скарна. Мощность 31,6 м.
12. Бруситовый мрамор. Мощность 6,1 м.
13. Магнетит-клиногумит-флогопит-серпентиновая порода с участками гранатового скарна. Мощность 2,9 м.
14. Магнетитовая руда тонкозернистая. Мощность 2,2 м.
15. Диопсид-гранатовый скарн с флогопитом. Мощность 1,3 м.
16. Пирит-магнетитовая руда. Мощность 3,3 м.
17. Кератофиры, вблизи магнетитовых руд интенсивно хлоритизированы.

Общая мощность скарново-рудной зоны 114 м.

В 40 м выше данного разреза, на участке выклинки, рудная зона имеет следующее строение (скв. 308, см. рис. 26):

1. Монциты.
2. Магнетит-серпентин-флогопитовая порода с вкрапленностью сульфидов. Мощность 5,2 м.
3. Сиенит, участками интенсивно эпидотизированный. Мощность 1,8 м.
4. Клиногумит-серпентин-флогопитовая порода с магнетитом. Мощность 5,2 м.
5. Бруситовый мрамор с гнездами и прожилками серпентина и магнетита. Мощность 94,7 м.
6. Клиногумит-серпентин-флогопитовая порода. Мощность 9,1 м.
7. Песчаники ороговикованные.

На западном фланге месторождения вмещающая карбонатная толща в верхней части, кроме бруситовых мраморов, содержит также доломиты.

Приведенные разрезы показывают, что рудная зона сверху довольно быстро выклинивается, расщепляясь на множество тонких апофиз магнетитовых руд и метасоматитов, разделенных пачками бруситовых

мраморов и доломитов с прожилками магнетита и серпентина. Среди руд преобладают тонкозернистые разновидности, обычно бедные железом, а среди метасоматитов существенно серпентиновые породы.

Б. На среднем участке (горизонты $+100$ — ± 0 м) рудная зона состоит (скв. 268, см. рис. 26):

1. Снениты.
2. Диопсид-серпентиновая порода. Мощность 15 м.
3. Гранатовые и эпидот-гранатовые скарны с участками везувиянового скарна. Мощность 11 м.
4. Бруситовые мраморы с людовигитом. Мощность 6,8 м.
5. Магнетитовые руды мелкозернистые, участками обогащенные пиритом, с блоками клиногумит-флогопитовых пород и бруситовых мраморов (рудное тело II). Мощность 23 м.
6. Бруситовые мраморы. Мощность 1,3 м.
7. Магнетитовые руды. Мощность 1,4 м.
8. Сульфидно-магнетитовые руды обычно пятнистые с неравномернозернистой структурой; среди руд встречаются крупные пластины зеленого флогопита. Сульфиды представлены пирротинном, реже пиритом и халькопиритом. Мощность 12,4 м.
9. Диопсид-флогопитовые скарны с гнездами магнетита и участками бурого граната. Мощность 30 м.
10. Магнетитовые руды, участками дробленые с сульфидами и явными признаками перекристаллизации (рудное тело I). Мощность 20 м.
11. Серпентин-флогопитовые породы с участками гранатового скарна. Мощность 20 м.
12. Кератофиры.

В приведенном разрезе магнетитовые руды составляют значительную часть скарно-рудной зоны, образуя в ней мощные относительно однородные тела. Бруситовые мраморы встречаются отдельными небольшими линзами. Среди метасоматитов широко развиты существенно флогопитовые породы; гранатовые и диопсид-гранатовые скарны редки.

В. Нижняя часть рудной зоны (горизонты ± 0 и -100 м) имеет следующий состав (скв. 393, см. рис. 26):

1. Снениты.
2. Хлорит-карбонатные породы с магнетитом, на более глубоких горизонтах они сменяются флогопит-диопсид-серпентиновыми и магнетит-флогопитовыми породами. Встречаются участки диопсид-гранатовых скарнов с реликтами сненитов. Мощность 26 м.
3. Эпидот-диопсид-гранатовые скарны с участками эпидозитов и гранат-диопсид-флогопитовых пород. Мощность 20 м.
4. Диопсид-флогопитовые скарны с магнетитом. Мощность 4,9 м.
5. Гранатовые, диопсид-гранатовые эндоскарны и эпидозиты с реликтами эпидотизированных сненитов. Мощность 12 м.
6. Диопсид-флогопитовые скарны. Мощность 3 м.
7. Серпентин-брусит-клиногумитовые породы с магнетитом. Мощность 9 м.
8. Сульфидно-магнетитовые руды (рудное тело II). Мощность 11,6 м.
9. Магнетит-магнезито-серпентиновые породы. Мощность 23,5 м.
10. Диопсид-гранатовые скарны. Мощность 7,4 м.
11. Магнетит-магнезито-серпентиновые породы с гнездами граната. Мощность 14,4 м.
12. Магнетитовые и сульфидно-магнетитовые руды. Мощность 39,6 м.
13. Гранатовые скарны. Мощность 2 м.
14. Измененные кератофиры.

Сходный состав нижней части рудной зоны наблюдается и по другим скважинам. Обычно здесь отсутствуют блоки бруситовых мраморов и распространены существенно клиногумитовые породы. Важной особенностью строения рудной зоны на нижних горизонтах является наличие магнезитовых пород магнетит-магнезит-серпентинового и магнетит-магнезитового состава, а также широкое развитие известковых скарнов.

Таким образом, среди метасоматитов рудной зоны наибольшим распространением пользуются диопсид-флогопитовые и серпентин-флогопитовые породы, с которыми на месторождении и связаны главные

скопления магнетитовых руд. Известковые скарны развиваются по магнезиальным скарнам, сиенитам и флогопитовым породам и являются послерудными образованиями.

По вертикали состав скарново-рудной зоны меняется. Для верхней части зоны характерны крупные блоки — останцы бруситовых мраморов и доломитов, за счет замещения которых образовались скарны и руды; на более глубоких горизонтах количество этих пород резко сокращается, и ниже горизонта — 100 м они уже отсутствуют. Максимальное распространение флогопитовых пород совпадает с максимумом концентрации магнетитовых руд в интервале горизонтов ± 0 и -100 м. На глубоких горизонтах появляются своеобразные по составу магнезитовые породы, здесь же широко распространены известковые апомагнезиальные скарны и эндоскарны. Наблюдаются также изменения с глубиной и в составе руд.

Наряду с изменением количества руды по отдельным горизонтам, что хорошо видно на рис. 25, меняются соотношения типов руд. Для верхней части рудной зоны соотношение магнетитовых и сульфидно-магнетитовых руд равно 11 : 2, для средней части 34 : 15, а для нижних горизонтов 18 : 10, т. е. с глубиной роль сульфидно-магнетитового типа в составе рудной зоны увеличивается.

Наблюдаются также изменения состава скарново-рудной зоны по ее простиранию: в восточной части распространены существенно серпентиновые, клиногумитовые породы и известковые скарны и отсутствуют магнезитовые породы и бруситовые мраморы; в западной части сохранилось много бруситовых мраморов и доломитов, и широко развиты магнетит-магнезитовые породы. Среди руд на восточном фланге преобладают сульфидно-магнетитовые, а на западном — магнетитовые руды. Существенно флогопитовые породы наибольшим распространением пользуются на центральном участке рудной зоны.

МАГНЕЗИАЛЬНЫЕ СКАРНЫ РУДНОЙ ЗОНЫ

Из магнезиальных скарнов и апоскарновых пород в рудной зоне наиболее широко развиты флогопит-пироксеновые и клиногумитовые скарны, магнетит-флогопитовые, серпентин-флогопитовые, клиногумит-серпентиновые, диопсид-серпентиновые и другие породы существенно флогопитового и серпентинового состава. Эти породы занимают примерно 23% общего объема рудной зоны, а если учесть магнетитовые руды, генетически связанные с магнезиальными скарнами и апоскарновыми породами, то вместе они составят более 53% ее объема.

Первичный состав магнезиальных скарнов рудной зоны, видимо, был иной, чем в экзоконтакте сиенитовой интрузии. Как показали исследования М. Ф. Захарчук, вероятно, здесь были развиты форстеритовые и шпинель-пироксеновые скарны, которые позднее были преобразованы в клиногумитовые, флогопит-пироксеновые и серпентиновые породы.

Клиногумитовые скарны сохранились лишь в виде маломощных (1—7 м) линз среди флогопит-серпентиновых, магнетит-магнезитовых пород и магнетитовых руд. Большим распространением они пользуются на восточном фланге рудной зоны, где представлены магнетит-клиногумитовыми разностями, менее развиты на западном участке, где скарны обычно имеют более сложный состав. По внешнему виду это серые или зеленовато-серые зернистые или плотные породы пятнистой текстуры. Магнетит придает им темную окраску, серпентин — зеленоватую, а пятна хлоритизированного флогопита и хлорита имеют мелколистчатое

строение и зеленый цвет. Бурый оттенок порода приобретает при разложении клиногумита с образованием наряду с серпентином и магнезитом бурого землистого материала (артинита).

Основным пороодообразующим минералом скарнов является клиногумит (от 30 до 52%), меньше развит серпентин, образующийся при разложении клиногумита, постоянно присутствуют магнетит (15—32%), флогопит и хлорит (1—34%), встречаются тремолит, брусит, магнезит (табл. 43). Большинство минералов являются вторичными, образовавшимися в результате последующих изменений клиногумита в разные этапы формирования месторождения.

Клиногумитовые скарны сложены тесно сросшимися таблитчатыми зернами клиногумита (от 0,06 до 2 мм), часто имеющими ясные полисинтетические двойники, параллельные *Np*. Крупные зерна клиногумита обычно разбиты сетью трещин, вдоль которых развиваются серпентин, флогопит, магнезит, магнетит и другие минералы.

Показатели преломления клиногумита более или менее постоянны: $N_g=1,650$; $N_p=1,641$; $cN_p=7^\circ$, минерал двуосен, оптический отрицателен (редко +), $2V=78-80^\circ$ (замерено по двум выходам оптических осей). Плеохроирует клиногумит от светло-желтого или бесцветного по *Ng* до ясно-желтого по *Np*. Клиногумит — один из наиболее ранних минералов рудной зоны.

Постоянно в клиногумитовых скарнах присутствует флогопит от отдельных листочков до 70%, причем флогопит-клиногумитовые породы являются переходными разностями между клиногумитовыми скарнами и почти мономинеральными флогопитовыми породами. Флогопит образует мелкие чешуйки, розетковидные листоватые агрегаты, с краев или полностью замещенные хлоритом. Флогопит часто сохраняется в виде реликтов в замещающем его магнетите или обрастает зерна магнетита мелкими листочками. В случае заметного участия в составе скарнов магнетита последний располагается между зернами клиногумита, образует в нем жилки или развивается по всем более ранним минералам.

Скарны обычно серпентинизированы. Серпентинизация клиногумита в своей начальной стадии проявляется в виде сетки серпентиновых жилок; при более интенсивном развитии процесса от зерен клиногумита сохраняются лишь редкие мелкие островки; образующиеся серпентиновые агрегаты имеют тонколистоватое сложение. Наряду с серпентином продуктами разложения клиногумита служат брусит и магнезит. Магнезит, замещая клиногумит, иногда образует почти мономинеральные магнезитовые породы.

В табл. 44 приведено 5 оригинальных анализов клиногумитовых скарнов и апоскарновых пород Леспромхозного месторождения. Анализы охватывают наиболее характерные разновидности этих пород; анализы 1, 2, 3 соответствуют клиногумитовому скарну с магнетитом, анализы 4, 5 — промежуточной породе с проявлением замещения клиногумит-флогопитового типа.

Шпинель-пироксеновые и флогопит-пироксеновые скарны. Шпинель-пироксеновые породы, вероятно, были основной разновидностью магнезиальных скарнов рудной зоны, которые в постмагматическую стадию подверглись интенсивной флогопитизации и были превращены в флогопит-пироксеновые и магнетит-флогопитовые породы. Образование флогопит-пироксеновых скарнов из шпинель-пироксеновых происходит в послемагматическую стадию по реакции: $(\text{Пи} + \text{Шп} + \text{K}_2\text{O} + \text{H}_2\text{O} = \text{Фл} + \text{Ка} \pm \text{Мп})$. Шпинель, как правило, оказалась полностью замещенной флогопитом, так что ее реликты встречаются в шлифах очень редко. Сохранившиеся от замещения пироксеновые скарны в виде линзо-

Количественный минеральный состав клиногумитовых скарнов

Название породы	Место взятия (№ скв.)	Содержание минералов в объемных %										Сумма
		клино- гумит	серпентин	флогопит	хлорит	магнетит	тремолит	апатит	пирит	сфале- рит	Карбонат	
Магнетит-серпентин- хлорит-клиногумито- вая порода	393	38,14	36,55	—	0,86	18,34	—	—	6,11	—	—	100
Магнетит-флогопит- клиногумитовая порода	356	14,1	14,3	34,4	—	31,8	—	4,2	1,2	—	—	100
Магнетит-клиногу- митовая порода	367	51,7	11,4	8,0	—	22,9	5,8	—	—	0,2	—	100
Клиногумит-хлорит- флогопитовая порода	386	4,18	2,79	60,0	21,15	8,83	—	—	—	—	3,05	100
Клиногумит-магнетит- флогопитовая порода	356	32,8	—	33,1	—	34,1	—	—	—	—	—	100
Клиногумит-хлорит- флогопитовая порода	268	9,38	4,29	68,13	18,2	—	—	—	—	—	—	100

Таблица 44

№ пробы	Название породы	Место взятия (№ скв.)	Содержание окислов в весовых %											Сумма	
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅		п. п. п.
1	Магнетит-серпен- тин-клиногумито- вый скарн	386	23,90	0,07	3,12	13,84	9,40	35,62	1,43	1,59	He	опр.	0,09	10,00	99,06
2	Флогопит-магнетит- клиногумитовый скарн	356	35,32	1,39	3,90	9,00	6,16	36,39	1,85	1,64	»	0,05	3,77	99,47	
3	То же		16,09	0,29	5,75	31,86	13,07	22,82	0,66	2,89	»	0,06	5,60	99,09	
4	Клиногумит-флого- питовая порода	386	33,48	0,24	8,55	9,45	4,99	26,47	0,58	3,95	1,70	0,14	0,96	8,96	99,47
5	Флогопит-клиногу- митовая порода с магнетитом	393	33,01	0,07	7,93	9,33	4,23	33,78	0,40	0,57	He	опр.	0,13	10,11	99,56

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории ЗСГУ.

образных тел мощностью от 2 до 20 м встречаются как в центральных, так и в периферических частях рудной зоны и по простиранию обычно сменяются магнетит-флогопитовыми породами.

Флогопит-пироксеновые породы характеризуются темно-зеленой окраской и неоднородной пятнистой текстурой, зависящей от гнездобразного распределения слагающих породу минералов. Главными минералами этого типа скарнов являются пироксен, составляющий от 20 до 80% объема породы, и флогопит, содержание которого колеблется от

Таблица 45

Название породы	Место взятия (№ скв.)	Содержание минералов в объемных %								Сумма
		диопсид	флогопит	магнетит	серпентин	шпинель	апатит	эпидот	кальцит	
Флогопит-пироксеновый скарн	268	79,2	19,6	1,0	—	—	0,2	—	—	100
Пироксен-флогопитовый скарн	398	30,2	66,6	—	—	—	—	3,0	0,2	100
То же	356	40,8	58,9	—	—	0,2	0,1	—	—	100
Магнетит-флогопит-пироксеновый скарн	386	41,2	13,1	40,3	4,2	—	0,6	0,6	—	100

15 до 70%. Кроме того, в породах почти постоянно присутствует магнетит (от 1 до 45%), апатит (до 2%). Спорадически развиты серпентин (от 1 до 4%), гранат, везувин, эпидот, турмалин, кальцит, хлорит (табл. 45).

Пироксен в штуфах голубовато-зеленый, в шлифах бесцветный или слабо-зеленоватый. Размер зерен от 0,02 до 2 мм. Изучение оптических свойств пироксена ($N_g=1,703$; $N_p=1,674$; $cNg=42^\circ$; (+) $2V=60^\circ$) и результаты сокращенного химического анализа ($SiO_2=47,32\%$; $Al_2O_3=7,27$, вероятно, завышено вследствие присутствия флогопита, $CaO=25,56$, $MgO=7,10$, $FeO=0,73$, $Fe_2O_3=2,34\%$) указывают на принадлежность его к диопсиду (с авгитовой молекулой) с общей железистостью не более 10%.

Флогопит образует гнезда и мелкие чешуйки, неравномерно рассеянные по всей породе. В шлифах отчетливо видно, что флогопит замещает диопсид. Таблитчатые зерна диопсида разъедаются и корродируются мелколистоватым флогопитовым агрегатом. В начальных стадиях замещения флогопит развивается по трещинам в диопсиде, в конечных стадиях от крупных зерен диопсида сохраняются лишь мелкие реликтовые участки, имеющие одинаковую оптическую ориентировку. Флогопит при этом перекристаллизовывается в крупнолистоватый агрегат.

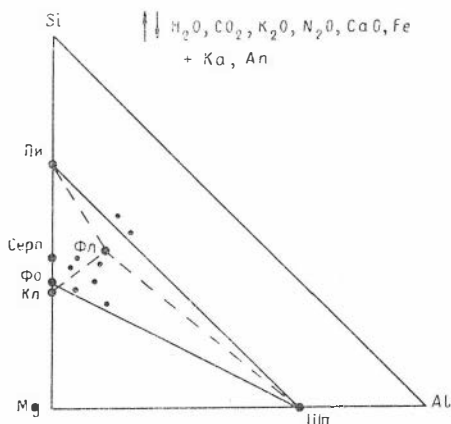


Рис. 27. Диаграмма состав — парагенезис магнезиальных скарнов рудной зоны. Пунктиром показаны парагенезисы апоскарновых пород.

Таблица 46

Название породы	Место взятия (№ скв.)	Содержание окислов в весовых %												Сумма	
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	F		п. п. п.
Пироксен-флогопитовый скарн . . .	356	43,08	0,72	12,41	3,35	4,75	15,83	14,01	0,43	3,12	0,53	0,36	0,80	0,78	100,20
То же . . .	398	36,76	0,32	13,23	2,49	4,67	15,68	15,22	0,53	3,50	0,21	0,20	0,68	6,48	99,97

На рис. 27 приведена диаграмма состав — парагенезис магнетитовых скарнов рудной зоны. На диаграмме нанесены фигуративные точки, отвечающие данным химических анализов пород.

Химический состав флогопит-пироксеновых скарнов приведен в табл. 46.

МАГНЕТИТОВЫЕ РУДЫ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

В скарново-рудной зоне рудные тела занимают 30% ее объема, при этом основные промышленные запасы руд на месторождении сконцентрированы в ее верхней части. Магнетитовые руды образовались в результате замещения магнетитовых скарнов (клиногумитовых, шпинель-пироксеновых); образование магнетитовых руд непосредственно по бруситовым мраморам и доломитам возможно только на верхней выклинке рудной зоны, но и здесь это еще нуждается в доказательстве. Руды пространственно связаны с флогопитовыми породами, причем магнетит обнаруживает примерно одновременное с флогопитом образование.

Магнетит-флогопитовые породы находятся в лежащем, висячем боку рудной зоны, встречаются в виде линз внутри магнетитовых руд. Нередко магнетит-флогопитовые породы можно рассматривать как бедные руды с содержанием железа от 15 до 25%.

Магнетит-флогопитовые породы имеют темно-зеленый цвет. Сложены они флогопитом (30—85%) и магнетитом (1—30%). Магнетит или равномерно рассеян среди листоватого агрегата флогопита, или образует в нем гнезда и жилки. Постоянно присутствует в породах апатит (от единичных зерен до 7%), тремолит, изредка встречаются реликтовые зерна диопсида, клиногумита и шпинели. Количественный минеральный состав магнетит-флогопитовых пород приведен в табл. 47. Структура пород гранолепидобластовая, пойкилобластовая. Флогопит образует листоватые агрегаты; размер листочков от 0,1 до 10 мм. Окраска слюды зеленая, в шлифах — бесцветная. В иммерсионных жидкостях определены: $Ng=1,591$; $Np=1,543$. Минерал плеохроирует от ясно-буровато-зеленого или зеленого по Ng до бесцветного или слабо-зеленоватого по Np .

Таблица 47

Название породы	Место взятия (№ скв.)	Содержание минералов в объемных %							Сумма, %
		флогопит	магнетит	тремолит	диопсид	серпентин	апатит	сфалерит	
Магнетит-флогопитовая порода	348	53,7	22,8	23,3	—	—	0,2	—	100
То же	386	77,5	15,8	—	—	—	6,7	—	100
»	377	83,3	14,2	—	—	—	0,6	1,9	100
»	356	32,9	26,8	35,4	3,1	1,8	—	—	100

Из пироксен-флогопитовых скарнов и флогопит-магнетитовых руд была отобрана слюда на химический анализ. Результаты анализа и рассчитанные формулы флогопита приведены в табл. 48.

1. $(K_{0,71} Na_{0,04} Ca_{0,01})_{0,76} (Mg_{2,95} Mn_{0,01} Fe_{0,06}^{2+} Fe_{0,07}^{3+})_{3,09} (Si_{2,61} Al_{1,29})_{3,90} O_{10} (OH)_{1,9} F_{0,1})_{2,0}$;
2. $(K_{0,80} Na_{0,03} Ca_{0,05})_{0,88} (Mg_{2,86} Mn_{0,004} Fe_{0,001}^{2+} Fe_{0,09}^{3+} Al_{0,04})_{3,0} (Si_{2,70} Al_{1,30})_{4,0} O_{10} (OH)_{1,81} Fe_{0,19})_{2,0}$.

Довольно часто в магнетит-флогопитовых породах встречается тремолит. Он образует таблитчатые или шестоватые агрегаты, вырастающие в мелколистоватую флогопитовую массу. Магнетит образует вкрапленность в тремолите. По оптическим свойствам минерал ($Ng=1,627$; $Np=1,600$; $cNg=20-22^\circ$; $(-)$ $2V=80-82^\circ$) соответствует маложелезистому тремолиту. Обычным минералом флогопитовых пород является апатит ($No=1,639$; $Ne=1,630$), он присутствует в виде мелких разрозненных короткопризматических зерен, равномерно рассеянных в породе, или образует шестоватые агрегаты. Магнетит развивается по трещинкам отдельности в апатите и между его зернами, частично корродируя апатит.

Первичные минералы магнетит-флогопитовых пород вторично изменяются. По флогопиту развивается хлорит; реликтовые зерна клиногумита превращаются в тонкопластинчатый серпентин.

На рис. 28 приведена диаграмма состав — парагенезис магнетит-флогопитовых пород. На диаграмму нанесены фигуративные точки, отвечающие данным химических анализов этих пород.

Химический состав магнетит-флогопитовых пород приведен в табл. 49. Анализированные породы сложены мелкочешуйчатым флогопитом, магнетитом, примесью кальция и серпентина.

Образование магнетит-флогопитовых пород связано с постмагматическим процессом и обусловлено воздействием на шпинель-пироксеновые скарны растворов повышенной щелочности. Как показано было исследованиями Д. С. Коржинского, ассоциация пироксен (диопсид) + шпинель при воздействии на нее постмагматических растворов с повышенной концентрацией калия становится неустойчивой. Происходит реакция шпинели и пироксена с раствором, в результате которой возникает флогопит. Последний образует оторочки вокруг зерен шпинели и развивается в ней по трещинкам. Этот процесс может продолжаться до полного исчезновения шпинели, в результате чего на месте шпинель-пироксеновых скарнов возникают флогопит-пироксеновые породы. Но и на этом процесс флогопитизации может не закончиться. В связи с понижением температуры или дальнейшим повышением щелочности растворов неустойчивым становится также

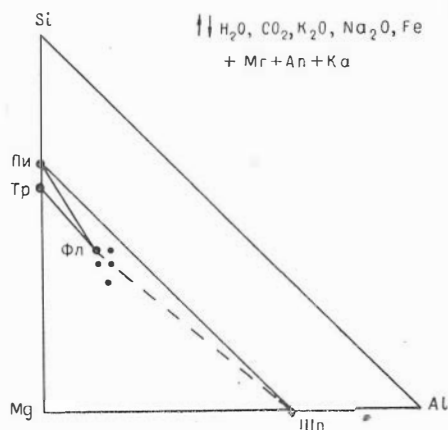


Рис. 28. Диаграмма состав—парагенезис метасоматитов рудной зоны (стадия образования магнетитовых руд).

№ п/п	Ассоциация минералов	Содержание окислов в весовых %												Сумма	Общая железистость, %
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	F	п. п. п.		
1	Флогопит+диопсид	39,44	0,10	16,49	1,43	1,06	29,92	0,19	0,18	8,52	0,28	0,70	1,59	99,90	4,2
2	Флогопит+магнетит	39,85	0,07	16,38	1,68	0,22	28,40	0,12	0,71	9,30	0,22	0,90	2,30	100,20	3,4

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории ЗСГУ.

№ пробы	Место взятия (№ скв.)	Содержание окислов в весовых %														Сумма
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	F	B ₂ O ₃	п. п. п.	
1133	367	27,02	0,24	11,53	17,54	8,70	24,99	0,95	0,31	0,83	0,47	0,14	0,70	0,06	6,77	100,25
1146	367	31,04	0,24	9,57	13,56	8,28	22,61	2,71	0,43	2,76	0,80	0,11	0,90	0,04	5,96	99,01

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории ЗСГУ.

Тип руды	№ пробы	Содержание окислов в весовых %														
		Fe	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	Mn	S	P	As	Cu	Pb	Zn	п. п. п.	
Магнетитовый	268	54,54	5,72	0,07	5,60	3,36	3,96	0,86	—	0,28	—	—	—	0,10	0,91	
»	364	32,45	10,68	0,17	3,08	9,50	17,90	0,68	—	0,78	—	—	—	0,08	6,50	
»	367	44,90	3,36	0,03	0,83	3,53	18,05	1,26	0,45	0,27	—	—	—	0,46	6,10	
»	367a	37,36	2,97	0,65	2,57	3,13	20,92	1,18	0,11	0,04	0,01	0,02	Сл.	0,24	11,30	
»	377	51,89	4,80	0,09	2,51	3,63	6,56	0,70	3,35	0,25	0,02	—	—	1,20	4,86	
»	377a	55,20	4,34	0,16	4,68	2,59	4,69	1,01	3,34	0,34	0,05	—	—	0,06	2,24	
»	377b	56,65	4,76	0,18	4,61	2,21	3,72	0,49	2,43	0,25	0,04	—	—	0,06	—	
»	379	50,16	7,57	0,11	2,37	3,99	7,23	0,55	2,16	0,08	0,02	—	—	0,19	4,09	
»	386	39,15	14,41	0,24	4,26	1,87	15,56	0,76	3,53	0,01	Сл.	0,11	0,03	0,11	4,26	
»	393	59,10	3,95	0,11	2,93	1,92	3,80	1,30	1,67	0,26	0,01	—	—	0,09	0,07	
»	406	50,69	4,38	0,08	3,26	5,17	4,96	1,23	3,43	0,56	0,07	0,09	0,01	1,31	2,86	
Средний по типу		48,37	6,08	0,17	3,33	3,72	9,76	0,91	1,86	0,28	0,02			0,35	3,92	
Сульфидно-магнетитовый	406	53,64	3,28	0,09	3,64	3,51	14,07	1,58	3,58	0,20	0,01	0,06	0,03	0,27	3,00	
То же	406a	52,34	3,58	0,09	4,31	3,17	5,15	1,70	4,85	0,19	0,02	0,10	0,03	0,30	3,70	
»	406b	53,08	3,30	0,09	4,04	3,17	4,67	1,27	9,02	0,43	0,02	0,10	0,03	0,21	4,40	
»	393	58,18	7,31	0,14	3,60	2,32	7,12	0,67	12,16	0,07	0,01	—	—	0,14	7,46	
Средний по типу		54,31	4,36	0,10	3,89	3,04	7,75	1,30	8,65	0,22	0,01	0,06	0,03	0,23	4,64	

диопсид. Как было показано выше, происходит замещение диопсида флогопитом и в результате интенсивной флогопитизации флогопит-пироксеновые скарны превращаются в мелколистоватые флогопитовые породы. Одновременно с этим понижение температуры вызывает отчетливое понижение подвижности железа, связанное, по-видимому, с уменьшением его растворимости. Понижение растворимости проявляется в выпадении магнетита из растворов. Это выпадение имеет место еще в условиях устойчивости флогопита и приводит к образованию магнетит-флогопитовых пород. На путях длительного и интенсивного прсачивания постмагматических растворов создаются благоприятные условия для массового выпадения магнетита и, следовательно, для образования здесь залежей богатых магнетитовых руд. В стороне от этих путей процессы замещения диопсида флогопитом протекали медленно и неполно, а отложение магнетита было незначительным, что приводило к образованию здесь лишь вкрапленных (бедных) флогопит-магнетитовых руд. Таким образом, образование магнетитовых руд на месторождении было тесно связано с формированием флогопитовых пород.

Магнетитовые руды. На месторождении выделяются два основных типа руд: магнетитовые и сульфидно-магнетитовые руды. Магнетитовые руды в месторождении преобладают. По минеральному составу это клиногумит-магнетитовые, флогопит-магнетитовые, клиногумит-серпентин-флогопит-магнетитовые и другие разновидности, часто переходящие одна в другую.

По данным М. Ф. Захарчук, магнетитовые руды обладают массивной, реже полосчатой текстурой и равномерной тонко- и мелкозернистой структурой. Основная масса руды состоит из мелких изометрических и неправильных зерен магнетита размером 0,02—2 мм. Гранулометрическое изучение руд в аншлифах показало, что 93% приходится на тонкозернистую фракцию (до 0,33 мм) и только 7% на мелкозернистую. Среди богатых магнетитовых руд встречаются участки бедных руд и блоки флогопитовых, клиногумитовых и серпентиновых пород. В участках с сохранившимися реликтовыми минералами ясно видно замещение этих минералов магнетитом. Количество сульфидов в мелкозернистых магнетитовых рудах не превосходит 2%, в среднем 0,4%.

В связи с перекристаллизацией мелкозернистых магнетитовых руд и местным перераспределением магнетита возникают руды с неравномернозернистой (от мелко- до крупнозернистой) структурой. В таких рудах среди мелкозернистого магнетита наблюдаются участки и зоны, сложенные крупнокристаллическим агрегатом магнетитовых зерен. Обычно в этих перекристаллизованных рудах наблюдается повышенное количество сульфидов (до 5—10%), гнезда и метакристаллы флогопита размером до 1,5 см в поперечнике. Перекристаллизация магнетитовых руд наиболее ярко проявляется на верхних горизонтах в центральной части рудной зоны; на флангах месторождения перекристаллизация проявлена незначительно.

Химический состав магнетитовых руд приведен в табл. 50. Сульфидно-магнетитовые руды составляют около 20% общих запасов месторождения. Наибольшим распространением эти руды пользуются в нижних горизонтах и на фланге рудной зоны. Ими сложены отдельные участки в магнетитовых рудах и линзовидная залежь в лежащем боку второго рудного тела.

По минеральному составу и структурно-текстурным особенностям среди этих руд различают следующие разновидности: пирит-магнетитовые и пирротин-магнетитовые, причем среди последних выделяются руды со свособразными пластинчатыми формами пирротина. В пирит-

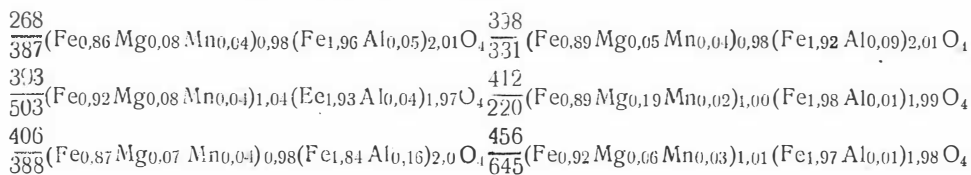
магнетитовых рудах количество пирита составляет 10—25%. Он образует мелкие вкрапленники, отдельные крупные (до 2—10 мм) гнезда и тонкие извилистые жилки среди магнетитового агрегата. Пирротин-магнетитовые руды отличаются не только по минеральному составу (здесь присутствуют, кроме пирротина, пирит, халькопирит), но и по форме выделений сульфидов. Очень характерны здесь пластинчатые образования пирротина. Длина пластин достигает 3—5 см при толщине 0,5—4 мм. Пластины сложены неравнозернистым агрегатом неправильных или пластинчатых зерен пирротина размером 0,1—0,2 мм. Наблюдается замещение пирротина пиритом. Пирит располагается в

Таблица 51

№ пробы	Содержание окислов и элементов в весовых %												Сумма
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	TiO ₂	V ₂ O ₅	Co	Ni	Cr	
$\frac{268}{387}$	0,3	1,1	0,05	69,46	27,63	1,57	1,09	0,03	—	Н/о	Сл.	0,001	101,23
$\frac{393}{503}$	0,3	0,96	0,05	66,74	28,49	1,47	1,39	0,06	0,01	»	Н/о	Сл.	99,47
$\frac{406}{388}$	0,45	3,78	0,25	65,11	27,69	1,29	1,39	0,07	0,01	Сл.	Сл.	»	100,04
$\frac{398}{331}$	0,7	2,17	0,03	68,18	28,35	1,35	1,19	0,04	—	0,003	»	0,003	102,01
$\frac{412}{220}$	0,85	0,38	0,37	67,22	27,32	1,73	0,65	0,04	0,02	Сл.	Н/о	Сл.	98,58
$\frac{456}{645}$	0,35	0,67	Сл.	67,66	28,59	1,24	0,83	0,04	Сл.	0,003	»	»	99,38

Примечание. Химические анализы магнетита заимствованы из сводной работы по Тельбесскому району под редакцией Г. Л. Поспелова.

Кристаллохимические формулы магнетита:



виде скоплений правильных кристаллов по краям пластин или полностью заполняет всю пластину. Встречается пирротин более поздний, чем пирит; он ассоциирует с халькопиритом, сфалеритом и в виде тонких жилок рассекает зерна магнетита и пирита. Химический состав сульфидно-магнетитовых руд приведен в табл. 50. Химический состав и рассчитанные кристаллохимические формулы магнетита приведены в табл. 51.

Как можно видеть, магнетиты Леспромхозного месторождения содержат повышенное количество магнезия ($\frac{1,44\%}{6}$), марганца ($\frac{0,95}{6}$) и алюминия ($\frac{1,51\%}{6}$) и обладают низким содержанием других элементов-примесей — Ti, V, Ni, Co и Cr. Пересчеты на молекулярный состав показали, что в состав магнетитов входят до 1—6% магнезио-ферритовой, 3—4% яkobситовой и 1—5% шпинелевой молекул. Присутствие в маг-

нетитах Леспромхоза магнезиоферритовой молекулы свидетельствует о том, что химический потенциал магния при процессах рудообразования был относительно высоким. Последнее, как показали теоретические исследования А. Г. Бетехтина, Д. С. Коржинского и Н. В. Павлова, характерно для месторождений, сформировавшихся в условиях малых глубин и при сравнительно высоком кислородном потенциале. Окислительные условия, как известно, создают благоприятную обстановку для окисления FeO в Fe_2O_3 при одновременном замещении недостающего количества двухвалентного железа магнием, который входит в решетку магнетита.

Микротвердость магнетита Леспромхоза колеблется в пределах 500—600 $кг/мм^2$, при среднем значении 553 $кг/мм^2$, класс твердости $H_0=5,75$ (рис. 29), что совпадает со средней твердостью магнетита контактово-метасоматического типа для Алтае-Саянской области. Двухвершинность кривой распределения значений твердости, т. е. наличие, кроме обычных с твердостью 530—550 $кг/мм^2$, более твердых разновидностей (560—580 $кг/мм^2$), объясняется неоднородностью магнетита, связанной с появлением перекристаллизации руд.

По соотношению $(SiO_2 + Al_2O_3) : (CaO + MgO)$ руды Леспромхозного месторождения относятся к типу основных, а по отношению $SiO_2 : Al_2O_3$ — к группе кремнеземистых руд.

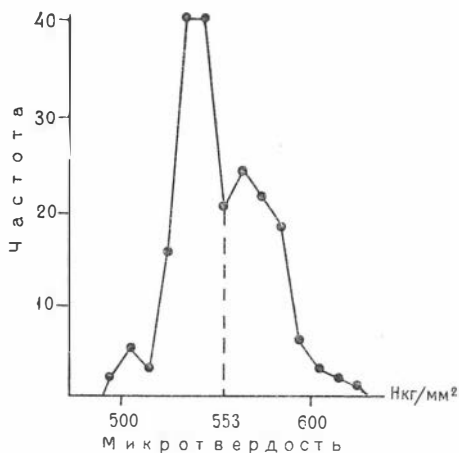


Рис. 29. Кривая распределения значений микротвердости магнетита Леспромхоза.

ПОСЛЕРУДНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ

К послерудному этапу формирования месторождения относятся широкое развитие процессов серпентинизации и хлоритизации с образованием в рудной зоне существенно серпентиновых и серпентин-хлоритовых пород и проявления низкотемпературного магнезиального метасоматоза, в результате которого на месторождении возникли своеобразные магнезитовые породы.

Серпентиновые породы составляют около 90% объема рудной зоны и пользуются преимущественным распространением в ее верхней части и висячем боку, развиваясь главным образом по флогопит-диопсидовым и клиногумитовым скарнам. Минеральный состав этих пород непостоянен, что связано с присутствием в них, кроме серпентина, брусита и магнетита, реликтовых минералов: диопсида, клиногумита, флогопита и др. Выделяются мономинеральные серпентиновые, диопсид-флогопит-серпентиновые, клиногумит-серпентиновые и другие породы почти всегда с кальцитом, бруситом и магнетитом. Часто наблюдаются смены одних типов пород другими по простиранию и падению рудной зоны. Так, мощная (3—15 м) линза существенно серпентиновых пород, развитая висячем боку рудной зоны, на восточном фланге месторождения представлена диопсид-серпентиновыми породами с гнездами каль-

цита, магнетита и граната, ближе к центру породы приобретают магнетит-брусит-клиногумит-серпентиновый состав, а затем вновь сменяются диопсид-серпентиновыми породами.

По внешнему виду серпентиновые породы плотные, преимущественно желтовато-зеленые, серые или даже черные за счет магнетита, с бурыми пятнами клиногумита. Основным породообразующим минералом во всех разновидностях является серпентин, составляющий 60—75% объема породы, почти всегда встречается магнетит (0,4—20%), в отдельных разновидностях клиногумит (0,5—20%), хлорит (0,6—40%), магнетит, кальцит, доломит (до 18%), апатит. Спорадически в серпентиновых породах встречаются диопсид, тремолит, сфалерит, пирит (табл. 52). Парагенезисы серпентиновых пород показаны на рис. 31.

Т а б л и ц а 52

Название породы	Место взятия (№ скв.)	Содержание минералов в объемных %									Сумма, %
		серпентин	хлорит	брусит	магнетит	карбонаты	клиногумит	пироксен	апатит	сульфиды	
Пироксен-серпентиновая	268	63,7	0,6	—	0,4	6,6	—	27,8	—	0,9	100
Брусит-карбонат-серпентиновая	386	72,4	—	6,7	3,6	17,4	—	—	—	—	100
Магнетит-карбонат-серпентиновая	367	72,0	1,2	—	12,6	13,7	0,5	—	—	—	100
Серпентиновая порода с апатитом	416	81,2	—	—	1,0	3,5	—	—	6,1	8,2	100

Серпентин образует слабо-зеленоватые мелкочешуйчатые или тонкопластинчатые агрегаты в скрещенных николях, почти изотропные, с просвечивающими иногда грязно-зелеными цветами интерференции. В случае пластинчатого строения пластинки серпентина имеют отрицательное удлинение и следующие показатели преломления: $Mg=1,575$; $Np=1,572$, а кривые нагревания такого серпентина имеют эндотермическую остановку при 615—675° и экзотермическую при 820—860° (рис. 30).

Тонкочешуйчатая, почти волокнистая разность серпентина имеет несколько пониженные значения показателей преломления $Mg=1,567$; $Np=1,653$, а кривые нагревания такого серпентина имеют эндотермическую остановку при 685—690° и экзотермическую при 805—825°.

По оптическим свойствам и внешнему виду породообразующий серпентин рудной зоны имеет свойства, промежуточные между свойствами серпентина и хлорита. Поэтому будет правильнее отнести минерал к серпентин-хлориту, поскольку химические анализы серпентина отсутствуют, а анализы пород показывают присутствие большого количества Al_2O_3 . По диаграмме Винчелла серпентин рудной зоны содержит около 70% молекулы антигорита и 30% молекулы амезита. Серпентин развивается в основном по клиногумиту, реликтовые зерна которого часто сохраняются в серпентине. Кроме того, встречается серпентин-асбест, образующий жилки с поперечным расположением волокна, секущие магнетит, зерна апатита и другие минералы.

Серпентиновые породы обычно содержат карбонат, главным образом магнезит и кальцит, и брусит. Последний образует среди серпентина розетковидные агрегаты или рассекает породу в виде жилок. Судя по показателям преломления, брусит обладает повышенной железистостью. Он ассоциирует с магнезитом, серпентином, встречается в магнетитовых рудах. Почти во всех серпентиновых породах присутствует магнетит в виде мелких зерен или агрегатов размером 0,04—4 м.м. Апатит образует единичные короткопризматические кристаллы, но иногда дает скопления, где его количество достигает 50%. Серпентиновые породы содержат вкрапленность пирита, сфалерита.

Химический состав серпентиновых пород приведен в табл. 53.

Магнетит-магнезитовые породы. Это своеобразные и редкие метасоматические породы, пока не известные на других месторождениях Горной Шории. Они составляют около 5% общего объема рудной зоны и распространены на западном участке месторождения (между VI—VIII разведочными линиями), преимущественно на нижних горизонтах (ниже гор. 0 м). Участок проявления магнезильного метасоматоза с образованием магнезитовых пород пространственно расположен между первым и вторым рудными телами. В плане они имеют форму вытянутого овала длиной 200 м при максимальной ширине (развед. л. VII) 45 м. В пределах этой площади наиболее богатые магнезитом породы встречаются по скв. 386 (развед. л. VII) в интервале 502—540 м. К востоку магнетит-магнезитовые породы сменяются магнетит-серпентиновыми породами с участками, обогащенными магнетитом. К западу и по вертикали вверх распространение магнезитовых пород изучено еще недостаточно. Среди магнезитовых пород встречаются гнезда и линзы серпентин-клиногумитовых и диоп-

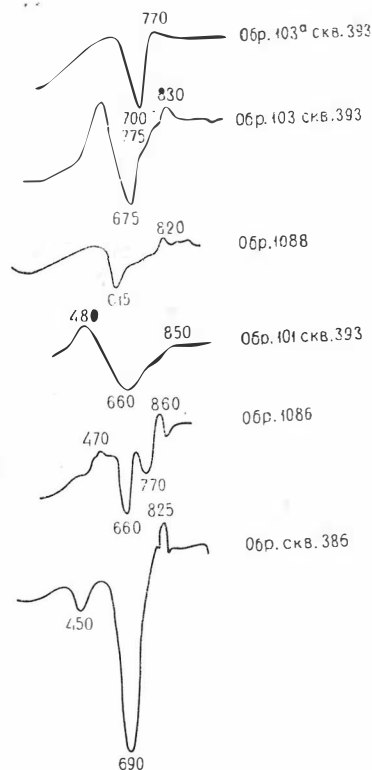


Рис. 30. Кривые нагревания серпентиновых пород.

Таблица 53

Название породы	Место взятия	Содержание окислов в весовых %											Сумма	
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅		и. и.
Хлорит-серпентиновая	393	26,04	0,07	10,79	10,71	6,43	0,70	29,94	1,43	0,09	0,96	0,10	11,95	99,21
	440													
Брусит-магнетит-серпентиновая	386	25,14	0,07	6,99	10,21	4,98	0,57	36,12	1,15	0,07	0,65	0,19	12,80	98,98
	663													
Клиногумит-серпентиновая	393 308	33,82	0,19	8,16	1,78	2,21	0,62	28,49	11,05	0,19	0,61	0,63	12,20	99,95

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории ЗСГУ.

сид-гранатовых скарнов, диопсид-клиногумит-флогопитовых пород и скарнированных сиенитов.

Внешний вид магнезитовых пород очень разнообразен. Существенно магнезитовые породы имеют серый и темно-серый цвет, массивную текстуру и среднезернистую структуру (размеры зерен магнезита 1—5 мм). Породы обладают слабыми магнитными свойствами за счет мелкой вкрапленности магнетита. Породы сложного состава отличаются такситовой текстурой: среди темного неяснозернистого агрегата, состоящего из тесно сросшихся серпентина и магнезита, выделяются светло-серые и зеленоватые пятна клиногумита и черные скопления магнетита.

Густота пятен различная — от единичных до 50% объема породы, размеры пятен от 1—3 до 10 см в поперечнике.

Микроскопическое изучение магнезитовых пород показывает, что главными породообразующими минералами являются магнезит (30—52%), магнетит (10—25%), серпентин (от единичных зерен до 32%), клиногумит (до 12%), брусит (от редких пластинок до 16%). Кроме того, почти всегда присутствуют кальцит и доломит; в отдельных шлифах содержатся гнезда и жилки ашарита (табл. 54). Парагенезисы магнезитовых пород изображены на рис. 31.

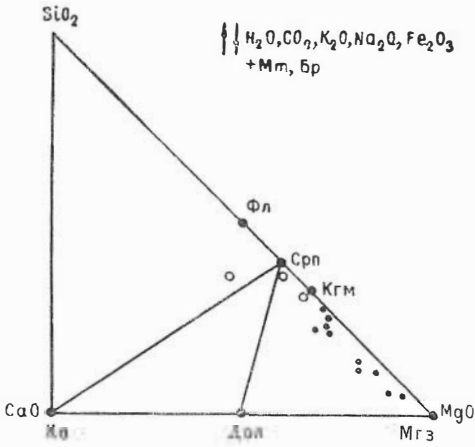


Рис. 31. Диаграмма состав—парагенезис серпентиновых и магнезитовых пород.

ных или ромбоидальных зерен магнезита размером от 0,06 до 2—5 мм, равномерно пропитанных тонкой сыпью магнетита. Зерна магнезита часто имеют зонки дробления, в которых располагаются очень мелкие пластинки брусита. Показатели преломления магнезита, замеренные в иммерсионных жидкостях, соответственно равны: $N_o = 1,700 \pm 0,002$; $N_e = 1,540 - 1,545$. Термограммы магнезитовых пород имеют эндотермическую остановку при температурах 570—680° (рис. 32, 33).

Таблица 54

Название породы	№ образца	Содержание минералов в объемных %						Сумма, %
		магнезит (доломит, кальцит)	серпентин	брусит	магнетит	клиногумит	ашарит	
Магнезитовая порода сложного состава	386	39,6	31,8	8,4	14,6	5,3	0,3	100
	495							
Серпентин-магнезитовая порода с кальцитом	386	56,8	16,1	—	20,2	6,9	—	100
	547							
Магнетит-брусит-клиногумит-магнезитовая	386	39,8	4,9	16,2	24,9	11,2	3,5	100
	559							

Химический состав магнетитового концентрата приведен в табл. 55. К сожалению, отобрать мономинеральную пробу для анализа не удалось из-за тонких вростков в магнетит магнетита и брусита. Расчет показывает, что анализируемый материал состоит на 66% из магнетита, 27% брусита, 2% магнетита и 5% силикатных минералов (клиногумит, серпентин).

Магнетит, кроме тонкой, почти равномерной, сыпи, в магнетитовых породах образует отдельные вкрапленники размером 0,02—0,1 мм и дает скопления. Серпентин встречается в виде мелких пластинок, сроставшихся с магнетитом, а также наблюдается в жилках или образует изометричные пятна, которые состоят из радиально-лучистых или сфероидальных агрегатов серпентина, между которыми располагаются жилки и гнезда карбонатов.

Химический состав магнетит-магнетитовых пород приведен в табл. 56.

Магнетитовые породы имеют метасоматическое происхождение; они образовались на месте клиногумитовых скарнов и серпентин-клино-

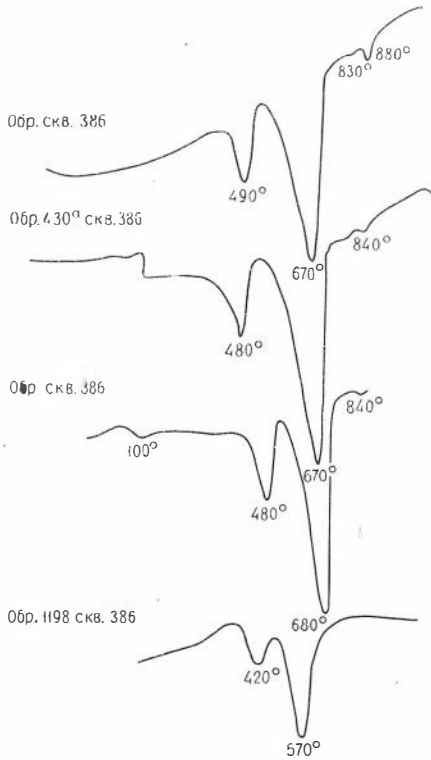


Рис. 32. Кривые нагревания магнетитовых пород.

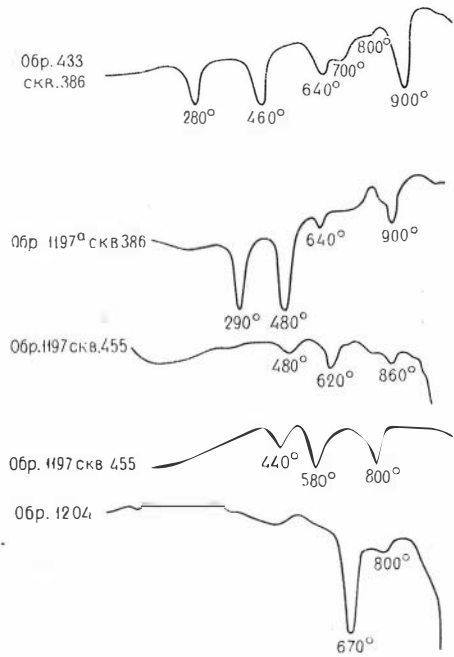
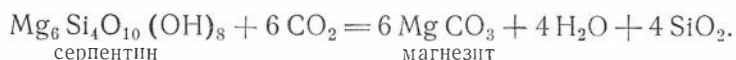


Рис. 33. Кривые нагревания пород сложного состава с магнетитом.

Таблица 55

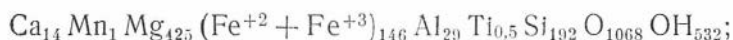
№ образца	Содержание окислов в весовых %												Сумма
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	ZnO	CO ₂	H ₂ O	S	
430	2,52	0,06	1,08	4,56	2,03	0,37	47,05	0,16	0,15	34,03	6,0	0,02	98,02

Магнетитовая минерализация возникла при более высокой химической активности углекислоты по сравнению с условиями развития серпентина. В этой обстановке серпентин был неустойчив и разлагался с образованием магнезита:



На фоне процесса перехода серпентин-клиногумитовых пород в магнезитовые породы рассмотрим поведение железа, так как оно определяет состав магнезиального карбоната. В серпентин-клиногумитовых породах железо связано главным образом в магнетите. При магнезиальном метасоматозе в условиях высокого окислительного потенциала магнетит переотлагается и образует равномерно рассеянную очень мелкую вкрапленность. При низком окислительном потенциале возможно изоморфное вхождение железа в состав карбоната. Сульфидное железо в виде пирита встречается редко. Для магнезитовых пород весьма характерен брусит. По-видимому, парагенезис магнезит+магнетит+брусит является устойчивым при данных условиях.

Сравнение формул пород, рассчитанных по методу Т. Барта, магнетит-серпентин-клиногумитовая порода



магнетит-магнезитовая порода



показывает, что магнезитизация серпентин-клиногумитовых пород сопровождалась **привнесом**: С — 128 ионов, Fe — 70, Mg — 40, Ca — 21, Al — 13 ионов и **выносом**: OH — 358, Si — 56 ионов.

ИЗВЕСТКОВЫЕ СКАРНЫ

Известковые скарны на Леспромхозном месторождении не занимают сколько-нибудь заметного места. Развиты здесь преимущественно скарны инфильтрационного («жильного») типа, возникшие путем переноса компонентов восходящими растворами. Морфологически это чаще тонкие жилки и гнезда бурого граната в кератофирах, сиенитах и сиенит-порфирах, иногда штокверковые тела скарнов, трещинные залежи, реже отдельные крупные участки массивных скарнов гранат-пироксенового состава. В рудной зоне известковые скарны пользуются несколько большим распространением, чем в сиенитах, но и здесь они составляют не более 5% ее объема.

Необходимо подчеркнуть, что образованию известковых скарнов на месторождении предшествовало внедрение даек сиенит-порфиров. Так как дайки сиенит-порфиров пересекают магнезиальные скарны и магнетитовые руды и в то же время сами замещаются гранатовыми скарнами, то можно говорить о значительной оторванности во времени известково-скарновых процессов от магнезиально-скарновых и оруденения.

Следует различать скарны, образующиеся по сиенитам и кератофирам — апоалюмосиликатная фация скарнов (по В. А. Жарикову, 1959) или эндоскарны и скарны, возникающие при замещении магне-

зиальных скарнов магматического этапа — апомагнезиальные известковые скарны. Как показал анализ, минеральный состав скарнов, образовавшихся по сиенитам и магнезиальным скарнам, очень близок, что еще раз подтверждает инфильтрационную природу известковых скарнов Леспромхоза.

Для эндоскарнов характерны пироксен-гранатовые и гранат-пироксеновые разновидности, скарны гранатового состава, лишенные выделений пироксена, встречаются на месторождении редко (табл. 57).

Таблица 57

Минеральный состав эндоскарнов								
№ шлифа	Место взятия (№ скв.)	Содержание минерала в объемных %						Сумма %
		гранат	пироксен	кальцит	эпидот	апатит, сфен	хлорит, турмалин	
673	356	70,7	25,2	4,1	—	—	—	100
2434	426	32,7	56,2	10,3	—	—	0,8	100
2089	380	23,9	55,8	8,3	1,2	Ед. з.	—	100
3037	401	24,5	56,5	—	18,1	0,7	—	100
3004	467	67,8	Ед. з.	27,9	4,1	—	—	100
30336	455	97,0	—	3,0	—	—	—	100
84	393	43,3	7,7	—	49,0	—	—	100

Внешне скарны имеют светло-коричневую или бурую окраску и массивное сложение. Структура их большей частью среднезернистая, но встречаются и крупнозернистые разновидности. В скарнах довольно часто наблюдаются реликты интрузивных пород и тонкие кальцитовые жилки. Для большинства скарнов пироксен является главным минералом. Он присутствует в виде хорошо образованных призматических зерен размером 0,6—2 мм по удлинению. Обычно пироксен свежий, только по трещинкам в нем развиваются эпидот и кальцит. Судя по оптическим свойствам ($N_g=1,695$; $N_p=1,672$; $N_g-N_p=0,023$; $cN_g=42^\circ$; $+2V=56^\circ$), пироксен относится к ряду диопсид-геденбергита с содержанием около 10% геденбергитовой молекулы (В. Е. Трегер).

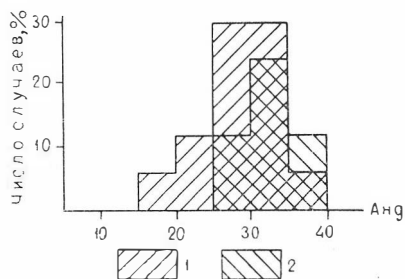


Рис. 35. Гистограмма распределения гранатов разной железистости в скарнах Леспромхоза:

1 — эндоскарны; 2 — апомагнезиальные известковые скарны.

Гранат в скарнах присутствует в двух разновидностях: изотропный и анизотропный. Изотропный гранат наблюдается в скарнах, где видны реликты интрузивной породы. Показатели преломления такого граната колеблются от 1,767 до 1,800, что соответствуетgrossуляру, содержащему от 16 до 40% андрадитовой молекулы. Наиболее обычными являются гранаты с содержанием 25—30% андрадитового минерала (рис. 35). Параметр элементарной ячейки изотропного граната $a_0=11,89--11,91$ кХ.

В табл. 58 приведен химический состав изотропного граната и его кристаллохимическая формула. Со-

№ пробы	Содержание оксидов в весовых %										Сумма	
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	п. п. п.		
455												
267	37,50	14,80	10,32	0,58	0,50	1,07	34,35	0,10	0,09	0,65	99,95	

Кристаллохимическая формула изотропного граната



став этого граната можно условно выразить в виде миналов: 64,4% grossуляра; 30% андрадита; 2,3% спессартина; 2,0% пиропы; 1,3% альмандина.

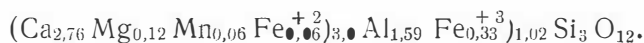
Аномальный гранат в скарнах наблюдается обычно в участках перекристаллизации; он имеет ясную кристаллографическую огранку и ассоциирует с кальцитом и эпидотом. Иногда центральная часть зерна граната изотропна, а края его анизотропны. Как показывает изучение, аномальный гранат отличается не только анизотропией, но и несколько меньшим показателем преломления ($N < 1,754$). Параметр элементарной ячейки аномального граната $a_0 = 11,86 \text{ \AA}$ (обр. 240).

Данные химического анализа анизотропного граната свидетельствуют о том, что он обладает в сравнении с изотропным гранатом меньшей железистостью, но зато содержит повышенное количество MgO, что выражается, в частности, в повышенном содержании (4%) пиропового минала. Последнее, вероятно, связано с некоторым возрастанием концентрации магния в более поздних растворах, вызвавших перекристаллизацию скарнов (табл. 59).

Т а б л и ц а 59

№ пробы	Содержание оксидов в весовых %										Сумма
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	п. п. п.	
3004a	37,10	16,47	5,35	0,94	1,05	0,79	34,87	0,09	0,08	2,58	99,42

После пересчета химического анализа на гранат и кальцит получена следующая кристаллохимическая формула анизотропного граната:



Расчет на миналы указывает, что анализируемый гранат состоит из 76% grossуляра; 16% андрадита, 2% спессартина, 4% пиропы, 2% альмандина.

Развитие в скарнах поздних минералов — эпидота, хлорита, кальцита, актинолита — усложняет их состав и маскирует первичную структуру. Эндоскарны, как правило, содержат мало первичного кальцита, что, вероятно, связано с отсутствием избытка CaO в скарнирующих растворах.

Известковые скарны, образовавшиеся в результате замещения магnezияльных скарнов магматической стадии, частично были уже рассмотрены нами выше при разборе магnezияльных скарнов экзоконтактной зоны сиенитового интрузива, поэтому здесь мы остановимся только на известковых скарнах, встречающихся в рудной зоне. Одной из отличий

Таблица 60

№ образца	Название породы	Содержание минералов в объемных %							Сумма, %
		диопсид	гранат	эпидот	карбонаты	флогопит	брусит	турмалин	
87	Эпидот-пироксеновый скарн	20,6	—	42,7	33,1	3,4	—	0,2	100
1048	Гранатовый скарн	7,2	80,5	9,5	1,4	1,4	—	—	100
435	Гранат-пироксеновый скарн с флогопитом	78,4	10,1	1,3	0,5	9,6	0,1	—	100

тельных особенностей этих пород, как показывает их изучение, является присутствие в них наряду с гранатом и пироксеном всегда в заметных количествах флогопита, серпентина и брусита (табл. 60).

Внешне скарны имеют зеленовато-бурый цвет и пятнистую текстуру, вызванную неравномерным распределением в породе флогопита и серпентина. Пироксен, судя по оптическим свойствам ($Ng=1,687$; $Np=1,657$; $Ng-Np=0,030$; $cNg=38^\circ$; $+2V=60^\circ$), относится к диопсиду. Гранаты в отличие от гранатов эндоскарнов имеют несколько большую железистость (27—44% андрадита, наиболее обычны гранаты, содержащие 30—35% андрадитовой молекулы) и высокое содержание (до 10%) пиропового компонента. Обычно в скарнах встречается амфибол актинолит-тремолитового ряда. Он замещает диопсид, причем в краевой зоне часто развивается железистый амфибол — зеленый актинолит, а в центре бесцветный тремолит. Флогопит наблюдается в виде отдельных листочков или агрегатов. Среди поздних минералов постоянно присутствуют эпидот и брусит.

Располагая химическими анализами магниевых скарнов и развившихся по ним известковых скарнов, мы имеем возможность ориентировочно судить о поведении главных окислов в процессе скарнирования этих пород. В табл. 61 приведены два анализа пироксен-гранатового скарна, образовавшегося на месте флогопит-клиногумитовых пород.

Таблица 61

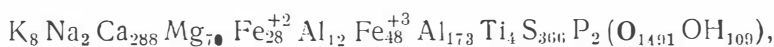
№ пробы	Название породы	Содержание окислов в весовых %												Сумма		
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	S		F	п. п.
1032	Эпидот-пироксен-гранатовый скарн с флогопитом	37,08	0,62	11,88	6,50	3,42	27,31	4,92	1,45	0,67	0,11	0,32	0,03	0,40	1,71	99,09
1018	Эпидот-пироксен-гранатовый скарн	37,74	0,57	15,11	7,22	2,26	29,63	4,21	0,93	0,21	0,26	0,31	0,09	0,36	1,09	100,29

Пересчеты анализов по методу Т. Барта и сравнения полученных формул:

флогопит-клиногумитовая порода



пироксен-гранатовый скарн



показывает, что превращение флогопит-клиногумитовой породы в известковый скарн сопровождалось существенным приносом Са — 283 иона, Al — 105 ионов, Si — 121 ион и выносом Mg — 303 иона, OH — 390 ионов.

Очевидно, необходимые для образования скарнов количества кремнезема и глинозема приносились растворами, скорее всего, в результате скарнирования сиенитов на более глубоких горизонтах. Выносимый магний мог вызвать бруситизацию пород и магниальный метасоматоз в верхних горизонтах. Отсутствие в скарнах андрадита указывает на сравнительно низкие значения химических потенциалов железа и кислорода в растворе, а присутствие в гранате значительной примеси пиропового компонента свидетельствует о высокой концентрации в растворе магния. Вообще нужно отметить, что известковые скарны Леспромхоза являются обычными среднетемпературными образованиями с характерным для них минеральным парагенезисом (рис. 36).

Есть все основания полагать, что при формировании Леспромхозного месторождения известково-скарновые процессы не играли большой роли.

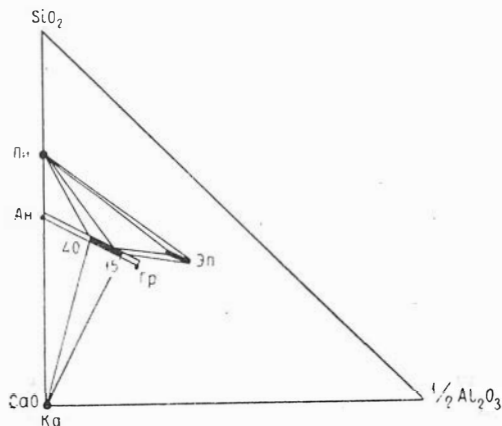


Рис. 36. Парагенетическая диаграмма для известковых скарнов.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЛЕСПРОМХОЗНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Изложенный в предыдущих разделах материал позволяет говорить о следующих характерных чертах Леспромхозного месторождения: 1) приуроченность к контактовой зоне небольшой дайкообразной интрузии сиенитов с доломитами; 2) широкое развитие магнезиальных скарнов магматической стадии с четким зональным строением и большой мощностью зон, причем среди метасоматических пород здесь наблюдаются редкие даже в магнезиально-скарновых месторождениях типы; 3) пространственная и генетическая связь магнетитового оруденения с флогопитовыми метасоматитами, развившимися в раннюю постмагматическую стадию на месте магнезиальных скарнов, при этом процесс рудоотложения является непосредственным продолжением магнезиально-скарнового процесса (тип месторождений с отстающим оруденением, по Х. Абдуллаеву); 4) известковые скарны имеют ограниченное значение, они во времени оторваны от магнетитовых руд и магнезиальных скарнов и появление их в месторождении отражает новый этап минералообразования, связанный с внедрением даек сиенит-порфиоров.

Все это говорит о том, что Леспромхозное месторождение является уникальным в Горной Шории, и поэтому выявление его генетических особенностей представляет исключительный интерес.

РОЛЬ ДОЛОМИТОВ И ОСОБЕННОСТИ СТАНОВЛЕНИЯ ЛЕСПРОМХОЗНОЙ ИНТРУЗИИ

Доломитовый состав вмещающих пород — один из решающих факторов образования магнезиально-скарновых месторождений вообще. Именно с этим связана приуроченность всех месторождений этой формации к контактам интрузивных пород с доломитами. Доломиты служат источником магния при образовании магнезиальных скарнов (шпинелевых, форстеритовых, монтichelлитовых, пироксеновых); магнезиальная среда имеет большое значение при отложении руд многих металлов. Однако этим не ограничивается их роль, доломиты, несомненно, принимают также активное участие в щелочном петрогенезисе. Исследованиями Д. С. Коржинского и В. А. Жарикова было показано, что благодаря взаимодействию магматического расплава с доломитами, которое осуществлялось в ходе сложного физико-химического процесса магма-

тического замещения, в расплаве резко возрастали химические потенциалы щелочей, особенно К и Na, что приводило к возникновению пород повышенной щелочности.

Образование мощной зоны магнезиальных скарнов на Леспромхозе нельзя объяснить только ролью одних доломитов, несомненно, большое значение имели также особенности становления самой сиенитовой интрузии. Среди последних необходимо отметить следующие: 1) леспромхозный интрузив, являясь интрузией инъекционного типа, приуроченной к крупному региональному разлому, формировался в результате магматического замещения доломитов; 2) изменение давления, связанное с заложением глубинного разлома, привело не только к поднятию магматического расплава, но способствовало также отделению значительных количеств ранне-магматических растворов; 3) только длительным сохранением связи интрузии с глубинным магматическим очагом — источником сквозьмагматических растворов можно объяснить интенсивный характер метасоматических процессов в магматическую стадию. О первичном составе сиенитовой расплава, обусловившего развитие магматического замещения доломитов, можно судить только по химическим анализам (см. табл. 15). Данные химических анализов свидетельствуют, что расплав был пересыщен щелочами, недосыщен кремнеземом и обогащен глиноземом. Несомненно, что магма обладала и относительно высокой концентрацией летучих компонентов, как H_2O , CO_2 , F, Cl и др.

ГЛУБИНА ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Формирование Леспромхозного месторождения происходило в условиях малых глубин, не глубже 1,5 км от поверхности, при гидростатическом давлении вышележащих пород около 400 кг/см^2 . Об этом свидетельствуют: а) непосредственные расчеты, показывающие, что в период образования месторождения над ним существовала покрывка пород мощностью не более 1,5 км; б) пространственная и генетическая связь скарновых образований и рудных проявлений с близповерхностной сиенитовой интрузией; в) быстрое выклинивание оруденения в пределах вертикального интервала 600 м, что весьма характерно для месторождений малых глубин (Татаринов, Магакьян, 1949); г) сложный состав руд и неравномерное, местами высокое содержание железа с образованием рудных столбов; наличие в рудной зоне типоморфных минералов малых глубин — монтичеллита, периклаза (брусита), аксинита, датолита.

ОСОБЕННОСТИ ПРОЦЕССА ОБРАЗОВАНИЯ МАГНЕЗИАЛЬНЫХ СКАРНОВ ЛЕСПРОМХОЗА

Состояние вопроса. Основные вопросы генезиса магнезиальных скарнов, как самостоятельной формации, рассмотрены в работах Д. С. Коржинского (1955), В. А. Жарикова (1959), Л. И. Шабынина (1960). Анализ фактического материала показывает, что магнезиальные скарны всегда связаны с контактами интрузивных пород с доломитами, причем интрузивные породы могут быть представлены сиенитами, гранитами, щелочными пироксенитами, габбро-сиенитами и др. В условиях малых и средних глубин магнезиальные скарны образуются только в магматическую стадию и относятся к инфильтрационному типу; в ус-

ловиях же больших глубин они могут возникать как в магматическую, так и в постмагматическую стадии, причем среди магнезиальных скарнов имеются как инфильтрационные, так и диффузионные образования, хотя последние явно имеют подчиненное значение.

Образование магнезиальных скарнов малых глубин, как установил В. А. Жариков, протекало в условиях изохорического контактово-инфильтрационного процесса. Возникновение их явилось результатом реакционного взаимодействия доломитов со сквозьмагматическими растворами, насыщенными кремнеземом, глиноземом и другими компонентами. Для магнезиально-скарнового процесса В. А. Жариков устанавливает следующий ряд подвижности компонентов:



где справа от вертикальной линии расположены компоненты, обнаруживающие инертное поведение хотя бы в одной из зон колонки.

Все исследователи отмечают четкую зональность строения залежей магнезиальных скарнов, которая может быть в той или иной степени затуманена известково-скарновыми наложениями. Для условий малых и средних глубин обычны следующие типы зональности:

I	II	III
1. Доломит.	1. Доломит.	1. Доломит.
2. Фо + Шп + Ка + Пер.	2. Фо + Шп + Ка.	2. Фо + Шп + Ка.
3. Фо ± Шп + Ка.	3. Фо + Дп + Шп.	3. Дп + Шп ± Ка.
4. Дп + Шп ± Ка.	4. Дп + Шп.	4. Дп (рог. обм.) + Пл.
5. Интрузия.	5. Интрузия.	5. Интрузия.

Примечание. Фо — форстерит, Шп — шпатель, Ка — кальцит, Пер — периклаз, Дп — диопсид, Пл — плагиоклаз.

Минеральный состав каждой зоны определяется соотношением содержания инертных компонентов. Кальцит является избыточным минералом. Появление зональности связывается с дифференциальной подвижностью компонентов — на границе между зонами меняется характер подвижности, а также содержание и концентрация одного из компонентов. Одновременно, но зависимым образом на границе между зонами происходит скачкообразное изменение концентраций и содержания всех других компонентов. В пределах зон содержания компонентов и их концентрации в растворе остаются постоянными. Следствием этого и доказательством инфильтрационного характера процесса является постоянный состав минералов — твердых растворов (пироксены, форстерит и др.) в пределах каждой из зон.

Химизм процесса образования магнезиальных скарнов заключается: 1) в привносе растворами кремнезема и глинозема; 2) в накоплении магния и железа. Накопление магния во внешних зонах происходит за счет того количества, которое освобождается при замещении магнезиальных скарнов интрузивной породой.

Генетический тип метасоматической колонки магнезиальных скарнов Леспромхоза и ее специфические особенности. На данном этапе развития учения о метасоматических процессах можно считать разработанными главными критерии для определения генетического типа метасоматических колонок (Д. С. Коржинский, Л. И. Шабынин, В. А. Жариков и др.). Как известно, различают два основных типа метасоматоза и соответствующих им метасоматических колонок: диффузионный и инфильтрационный.

При диффузионном метасоматозе компоненты диффундируют через неподвижные поровые растворы в сторону падающей концентрации этих компонентов; при инфильтрационном же — компоненты переносятся главным образом течением растворов, просачивающихся через породу. Обращаясь к фактическому материалу по Леспромхозному месторождению, мы можем констатировать, что здесь образование магнезиальных скарнов явилось результатом метасоматического изменения доломитов и, возможно, было только при одностороннем перемещении компонентов растворами, т. е. магнезиально-скарновая зона Леспромхоза отвечает инфильтрационной метасоматической колонке. Это подтверждается, в частности, относительным постоянством состава минералов, обладающих переменным составом в пределах одной зоны; отсутствием эндоконтактных изменений при мощной экзоконтактной зоне; наличием шпинелевой зоны с содержанием глинозема до 47%, образование которой нельзя объяснить диффузией.

По соотношению метасоматического процесса со стадиями магматической деятельности выделяют: стадии метасоматоза — магматическую и постмагматическую. Шпинелевые и монтичеллитовые скарны, слагающие магнезиально-скарновую зону Леспромхоза, представляют собою метасоматические образования магматической стадии. Это доказывается: 1) наличием апофиз материнской интрузии в скарны без образования реакционных эндоконтактных зон (скарны образовались раньше, чем магма успела затвердеть) и 2) замещением высокотемпературных минеральных ассоциаций этих скарнов парагенезисами высокотемпературных известковых скарнов.

Сравнивая метасоматические колонки магнезиальных скарнов разных месторождений (табл. 62), необходимо подчеркнуть ряд особенно-

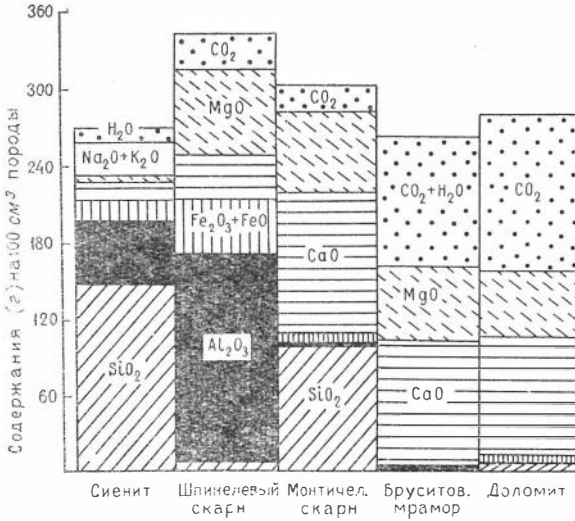
Таблица 62

Зап. Карамазар (В. А. Жариков)	Таласский Алатау (К. А. Абдрахманов)	Леспромхозное месторождение (В. И. Синяков)	Забайкалье (П. В. Комаров)
Доломиты	Доломиты	Доломиты	Доломиты
Форстеритовый скарн или кальцифир	Шпинель- форстеритовый скарн	Бруситовый мрамор с форстеритом	Форстеритовый кальцифир
Форстерит- диопсидовый скарн		Монтичеллитовый скарн	Форстеритовый или форстерит-шпинелевый скарн
Шпинель- пироксеновый скарн	Шпинель- пироксеновый скарн	Шпинелевый скарн	Шпинель- пироксеновый скарн
Сеннит	Щелочной пироксенит	Сеннит	Гранит
Мощность 1—8 м	Мощность 4 м	Мощность 80 м	

стей, характерных для Леспромхоза: 1) большая мощность магнезиально-скарновой зоны; 2) наличие уникальной зоны почти мономинеральных шпинелевых скарнов; 3) развитие монтичеллитовых скарнов в той части колонки, которая соответствует обычно зоне форстерит-диопсидового скарна.

Ниже попытаемся вскрыть причины, вызвавшие эти особенности.

Баланс вещества и поведение главных компонентов при образовании магнезиальных скарнов Леспромхоза. Располагая большим числом химических анализов, мы произвели расчеты привноса-выноса главных компонентов при образовании магнезиальных скарнов за счет доломитов с учетом объемного веса. Несмотря на то, что эти расчеты являются в общем приблизительными, они все же вскрывают очень интересные закономерности.



На рис. 37, 38 показано изменение содержания основных породообразующих компонентов в различных зонах магнезиальных скарнов.

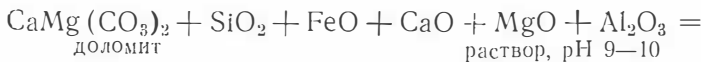
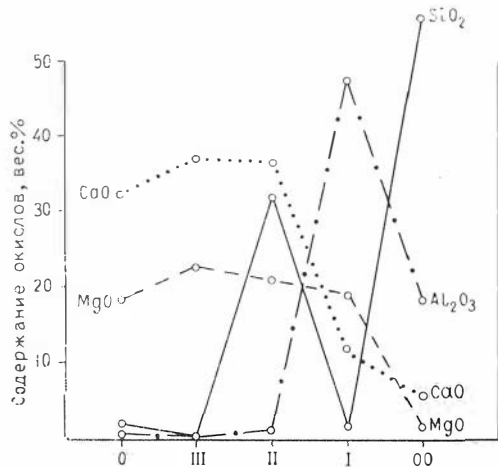
Рис. 37. Содержание основных породообразующих компонентов в сиенитах, магнезиальных скарнах и доломитах.

Образование периклазовых мраморов по доломитам, как можно видеть из рис. 37 и табл. 63, не сопровождалось большим изменением химического состава, происходил лишь незначительный вынос кремнезема и глинозема и привнос CaO и MgO.

При образовании по доломитам монтичеллитовых скарнов, при замещении 100 см³ доломита 100 см³ монтичеллитового скарна происходил привнос 90 г кремнезема, 2,5 г глинозема, 3,4 г окиси железа, 19,4 г окиси кальция, 13,3 г окиси магния и вынос в водном растворе CO₂. Реакция этого процесса может быть изображена в следующем виде:

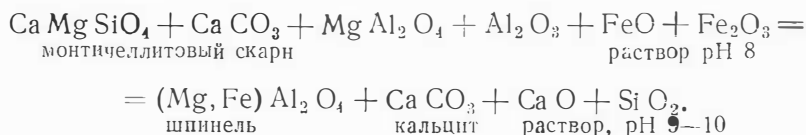
Рис. 38. Изменение содержания основных породообразующих компонентов по зонам метасоматической колонки:

00 — сиенит; I — шпинелевый скарн; II — монтичеллитовый скарн; III — бруситовый мрамор; ● — доломит.



Монтичеллит замещает 83,4 см³ породы, оставшийся объем 16,6 см³ выполняется кальцитом, шпинель присутствует в виде единичных зерен.

При замещении монтичеллитовых скарнов шпинелевыми происходит значительный привнос глинозема (158,72 г), а также окиси и закиси железа (36,5 г) и окиси магния (2,11 г). Это сопровождается выносом кремнезема (89,48 г) и окиси кальция (74,25 г) и щелочей. Реакция идет в следующем виде:



Зоной шпинелевых скарнов заканчивается разрез магнезиальных скарнов. Шпинелевые скарны контактируют непосредственно с сиенитами, причем контакт этот магматический.

Магматическое замещение сиенитами шпинелевых скарнов сопровождалось существенным изменением в содержании всех компонентов. Особенно значительным был вынос глинозема, окиси магния, кальция и закиси железа.

Резюмируя изложенное, можно сделать следующие выводы:

1. Образование магнезиальных скарнов за счет и на месте доломитов происходит в результате привноса щелочными растворами из магмы SiO_2 , Al_2O_3 и FeO . Магний был заимствован из доломитов.

2. Накопление магния в магнезиальных скарнах осуществлялось в результате местной миграции, главным образом за счет переноса его во внешние зоны из тыловой зоны — зоны магматического замещения скарнов сиенитами.

Интересно подсчитать общее количество вещества, необходимое для образования всей зоны магнезиальных скарнов. Для удобства расчет проводится на столбик породы с основанием 100 см^2 и высотой, отвечающей мощности всей зоны скарнов. Последовательность расчета ясна из табл. 63. Оказывается, для того чтобы могла образоваться зона магнезиальных скарнов такой большой мощности, необходимо было, чтобы через каждые 100 см^2 поверхности приносилось растворами 630 кг кремнезема, 82 кг глинозема, около 40 кг закиси и окиси железа, много окиси кальция и магния. Бесшпинелевая колонка магнезиальных скарнов возникала при недостатке глинозема в растворах. Причины, вызвавшие появление струй, обогащенных глиноземом, еще не ясны. Совершенно ясно, что такое количество вещества могло быть привнесено только при интенсивном и продолжительном просачивании растворов в доломиты. Источником этих растворов не мог быть сам интрузив, они поступали, по-видимому, из глубинного магматического очага, с которым сохранялась длительная связь.

Рассмотрим теперь поведение компонентов по отдельным зонам. Наибольший интерес для нас представляют поведение и вариации содержаний (см. рис. 38) малоподвижных компонентов (MgO , SiO_2 и Al_2O_3), поскольку их соотношением определяется минеральный состав метасоматических зон (Коржинский, 1955). Образование шпинелевой зоны — тыловой зоны метасоматической колонки, было связано с накоплением глинозема (до 47%) вследствие его малой подвижности. Количество магния здесь обусловлено содержанием Al_2O_3 ; MgO ведет себя вполне подвижным образом, и его избыток выносится растворами во внешние зоны колонки. Кремнезем в шпинелевой зоне был также подвижен, он не задерживался здесь и легко мигрировал в следующую зону. Таким образом, в зоне шпинелевых скарнов инертным был только один компонент — глинозем.

Расчет привноса и выноса главных компонентов при замещении доломитов

Компо- нент	Доломит		Привнос (+) или вынос (-) г/100 с.м ³ 6-3	Бруситовый мрамор			Привнос (+) или вынос (-) г/100 с.м ³ 10-3	Монтichelлитовый	
	вес, %	г/100 с.м ³		вес, %	г/100 с.м ³	привнос (+) или вынос (-) с учетом мощности зоны (4 × 5800) г/580000 с.м ³		вес, %	г/100 с.м ³
SiO ₂	2,12	5,85	- 4,62	0,47	1,23	- 26796	+ 90,04	32,07	95,89
TiO ₂	0,02	0,06	- 0,01	0,02	0,05	- 58	+ 0,42	0,16	0,48
Al ₂ O ₃	0,52	1,44	- 0,97	0,18	0,47	- 5626	+ 2,51	1,32	3,95
Fe ₂ O ₃	0,83	2,29	- 2,05	0,09	0,24	- 11890	- 0,08	0,74	2,21
FeO	0,48	1,32	- 0,77	0,21	0,55	- 4466	+ 3,43	1,59	4,75
CaO	32,52	89,76	+ 6,86	37,02	96,62	+ 39788	+ 19,40	36,51	109,16
MgO	18,27	50,43	+ 8,63	22,63	59,06	+ 50054	+ 13,35	21,33	63,78
K ₂ O	0,19	0,52	- 0,05	0,18	0,47	- 290	- 0,19	0,11	0,33
Na ₂ O	0,35	0,96	+ 0,94	0,73	1,90	+ 5462	+ 1,73	0,90	2,69
П.п.п.	44,70	123,37	-23,22	38,37	100,15	-134676	-107,61	5,27	15,76
Объемный вес	2,76				2,61				2,99
Пористость, %	1,18				2,30				0,92
Мощность зон, см					5800				7000

Монтichelлитовая зона почти не содержит глинозема, зато она обогащена кремнеземом (до 32%). Кремнезем здесь являлся инертным компонентом, в результате реакции SiO₂ с CaO и MgO возникает монтichelлит. Образование здесь монтichelлита вместо диоксида, обычно наблюдаемого в этой части разреза метасоматической колонки магнезиальных скарнов известных месторождений, вероятно, вызвано малой глубиной формирования скарнов и недостатком кремнезема в растворе. MgO является зависимым параметром, поскольку его содержание определяется вхождением в состав монтichelлита. Таким образом, в монтichelлитовой зоне инертными компонентами являются Al₂O₃ и SiO₂; MgO — подвижен.

Зона апотериклазовых бруситовых мраморов с форстеритом, содержит три минерала: брусит (по периклазу), кальцит и форстерит. Минеральный состав этой зоны определяется инертным поведением SiO₂ и MgO. Учитывая это, можно следующим образом охарактеризовать поведение главных компонентов в ходе взаимодействия сквозьмагматических растворов с доломитами: а) глинозем не переносился растворами на большие расстояния и задерживался в самой первой зоне; б) кремнезем был более подвижен, он перемещался дальше, концентрируясь во второй зоне; в) магний был подвижен и в первой и во второй зоне, только в зоне бруситовых мраморов он представлял собою инертный компонент; г) весьма интересно поведение железа: оно более подвижно, чем алюминий, но инертнее магния; д) содержание CaO во всех зонах определялось составом образующихся минералов и свободным объемом породы. Поведение компонентов по зонам позволяет определить ряд относительной подвижности компонентов при образовании магнезиальных скарнов Леспронхоза следующим образом:



с образованием магнезиальных скарнов и бруситовых мраморов

скарн	Привнос (+) или вынос (-) с учетом мощ- ности зоны (8×7000) г/1700000 см ³	Шпинелевый скарн			Суммарный прив- нос или вынос ве- щества при обра- зовании магнези- альных скарнов за счет доломит- ов (+11+15) г/1 740 000 см ³	Спелиты		Привнос (+) или вынос (-) г/100 см ³ 14—18	
		вес, %	г/100 см ³	привнос (+) или вынос (-) с учетом мощ- ности зоны (12×400) г/40000 см ³		вес, %	г/100 см ³		
+630280	+ 0,56	1,87	6,41	+ 224	+630504	55,28	149,25	+	
+ 2940	+ 0,65	0,20	0,71	+ 260	+ 3200	0,41	1,11	+	
+ 17570	+161,24	47,43	162,68	+64496	+ 82066	18,44	49,79	—	
— 560	+ 30,95	9,69	33,24	+12376	+ 11816	2,06	5,56	—	
+ 24010	+ 8,90	2,98	10,22	+ 3560	+ 27570	4,07	10,99		
+135800	— 54,85	10,18	34,91	—21940	+113860	5,12	13,82	—	
+ 93450	+ 15,46	19,21	65,89	+ 6184	+ 99634	1,69	4,56	—	
— 1330	— 0,32	0,06	0,20	— 128	— 1458	6,16	16,63	+	
+ 12110	— 0,69	0,08	0,27	— 276	+ 11834	3,41	9,21	+	
—753270	— 95,72	8,06	27,65	—38288	—791558	2,39	6,45		
		3,43					2,70		
		0,90					1,91		
		400							

Этот ряд аналогичен тому ряду подвижности компонентов, который был выведен для магнезиальных скарнов малых глубин В. А. Жариковым и Л. И. Шабыниным.

Температура образования магнезиальных скарнов. Комплекс минералов, образовавшихся в контактовой зоне сиенитовой интрузии в магматическую стадию, является типичным высокотемпературным минеральным парагенезисом. Кроме того, имеются прямые данные, полученные по температурам гомогенизации газовой-жидких включений.

О высоких температурах, господствовавших в контактовой зоне интрузии, свидетельствует образование за счет доломитов мощной зоны периклазовых мраморов. Экспериментальные данные Р. Харкера и О. Таттла (1955) показывают, что при давлении 350—400 атм, т. е. на глубинах около 1,5 км, диссоциация доломита на периклаз и кальцит происходит при температурах выше 750°С. Поскольку периклазовые мраморы слагают внешнюю зону контактового ореола, удаленную от интрузии на 60—80 м, можно полагать, что во внутренней зоне, где происходило образование монтчеллитовых и шпинелевых скарнов, температура была выше 800°С. Действительно, по экспериментальным данным Р. Харкера и О. Таттла (1956) образование монтчеллита при давлении 350 атм возможно при температурах выше 800—820°С.

О нижней температурной границе образования шпинелевых скарнов можно судить по наблюдаемым в шпинелях структурам распада. Шпинель магнезиальных скарнов Леспромхоза содержит до 20—25% магнетита в виде мельчайших включений. Для системы $Fe_3O_4-FeAl_2O_4$ подобное содержание магнетита отвечает температуре распада около 750°С (Турнок, 1963). Влияние температуры на предел растворимости магнетита в системе $FeO_4-MgAl_2O_4$ не изучено, но можно предполагать, что распад твердого раствора с содержанием магнетита до 25% в этой системе будет происходить значительно выше 750°С.

Для определения температуры образования магнезиальных скар-

нов и агрегатного состояния системы был применен минералотермометрический метод. Насколько известно, для подобных образований эта методика используется впервые. Исследованию подверглись образцы монтичеллита, взятые из керна скв. 550. В монтичеллите установлены включения двух типов: твердые (вторичные) и газовой-жидкие (первичные и вторичные). Твердые включения представлены изометричными зернами граната (гроссуляр), образовавшимися в результате позднейших изменений монтичеллитовых скарнов. Газовой-жидкие включения в монтичеллите встречаются редко и отыскание их представляет известную трудность. Включения имеют чаще всего слегка вытянутую овальную форму; максимальные размеры их не превышают 0,025 мм в длину и 0,01 мм в поперечнике. Включения заполнены примерно на 20—25% газом и гомогенизируются в жидкую фазу. Гомогенизация газовой-жидких включений проводилась в микротермокамерах, сконструированных и изготовленных в лаборатории минералообразующих растворов ИГиГ СО АН СССР Ю. А. Долгова. Большинство включений при гомогенизации взрывалось; для нескольких включений бесспорная герметичность была проверена возвращением пузырька газа (в табл. 64 отмечены звездочкой).

В табл. 64 сведены результаты измерения температур гомогенизации включений без поправок на давление.

Полученные данные свидетельствуют о том, что образование монтичеллитовых скарнов происходило при температурах 870—900°С¹. Гомогенизация включений в жидкую фазу указывает на жидкое состояние минералообразующей среды, вызвавшей метасоматическое замещение.

Таблица 64

Число случаев	Температура гомогенизации, °С	Число случаев	Температура гомогенизации, °С	Число случаев	Температура гомогенизации, °С
1	890	3	700	3	580
3	870*	3	690*	4	550
1	830	1	660	8	520*
3	820	3	640	15	500*
1	800	1	610	5	490
1	760*	5	600	1	480
3	730	1	590		

Примечание. Анализ по гомогенизации включений проводила М. М. Федосеева при консультации Л. Ш. Базарова.

известково-скарнового наложения. Более низкие, чем 480°С, температуры гомогенизации нами не были констатированы.

Учитывая полученные данные о температуре образования монтичеллитовых скарнов, мы можем с достаточным основанием считать, что вся зона магнезиальных скарнов Леспромхоза сформировалась в условиях очень высоких температур, по крайней мере не ниже 870—900°С.

МАГНЕТИТОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ И МАГНЕЗИАЛЬНЫЕ СКАРНЫ

Уже отмечалась пространственная и генетическая связь магнетитового оруденения с флогопитовыми метасоматитами, развившимися в раннюю постмагматическую стадию на месте магнезиальных скарнов.

¹ В условиях малых глубин температуры гомогенизации включений близки к истинным.

В рудном процессе важную роль играли компоненты, как принесенные постмагматическими растворами (Fe), так и компоненты вмещающих пород (Mg, Ca, Al). Расчеты показывают, что при замещении 100 см^3 пироксенового скарна 100 см^3 магнетит-флогопитовой породы происходит привнос $46,14 \text{ г}$ окиси-закиси железа и $19,26 \text{ г}$ окиси магния и вынос $40,60 \text{ г}$ кремнезема, $9,78 \text{ г}$ глинозема и $35,83 \text{ г}$ окиси кальция.

Источником рудоносных растворов мог быть только глубинный магматический очаг. Вероятно, это был тот же самый очаг, с которым связана и сиенитовая интрузия. Пути движения рудоносных растворов к месту отложения на всех стадиях формирования месторождения служили трещины разного порядка. Это подтверждается морфологией скарново-рудной зоны и приуроченностью месторождения к трещинной структуре.

Метасоматическая залежь магнетитовых руд, подобная леспромхозной, могла образоваться лишь на пути движения просачивающегося потока растворов, в определенном участке его, где существовали наиболее благоприятные условия для длительного химического воздействия растворов на породу. Диффузионный перенос компонентов при метасоматозе играл подчиненную роль в сравнении с инфильтрационным переносом. Поэтому форма и пространственное положение возникшей рудной залежи может указать нам на направление и морфологию потока просачивающихся растворов.

Изучение рудной зоны Леспромхозного месторождения позволяет нам высказать следующие соображения о путях движения рудоносных растворов при ее формировании. Рудоносные растворы проникали по вертикальному рудоподводящему каналу в виде узкого потока и следовали вдоль северного контакта сиенитов с доломитами (рис. 39). Благоприятные условия для рудоотложения возникали только в близповерхностных условиях, где в направлении канала образовались богатые магнетитовые руды в виде рудного столба. Резкое увеличение поперечного сечения потока минералообразующих растворов, происшедшее на верхних горизонтах, сопровождалось замедлением их движения и падением давления в системе. Резко возрастала поверхность соприкосновения раствора с более холодными горными породами. Это привело к резкому понижению температуры растворов и явилось причиной массового отложения магнетита. Конечно, действие этого фактора при рудоотложении переплеталось с другими факторами, в частности литолого-химическими.

Возраст Леспромхозного месторождения по геологическим данным определяется как послеордовикский, вероятно нижнедевонский. Результаты определения абсолютного возраста рудного процесса по флогопиту, проведенные в лаборатории В. М. Кляровского (ИГиГ СО АН СССР), не расходятся с этими данными (табл. 65).

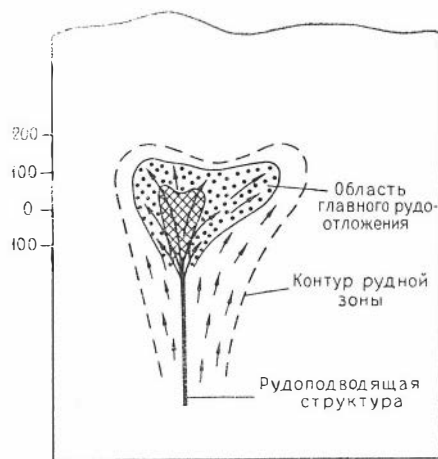


Рис. 39. Схема предполагаемого движения рудоносных растворов в период формирования магнетитовых руд (продольный профиль).

Возраст рудного процесса в магнезиально-скарновых месторождениях Горной Шории, определенный аргонным методом

П р о б а	Содержание калия, %	Общий аргон, н.мл.%г	Радиогенный аргон, н.мл.%г	$\frac{Ar^{40}}{K^{40}}$	Возраст, млн. лет
Флогопит, Леспромхозное месторождение	6,70	0,34398	0,10935	0,02446	396
Флогопит, Темпр-Тауское месторождение	6,90	0,2025	0,1062	0,02309	375

Примечание. Химик-аналитик З. В. Болева, радиолог А. П. Перцева.

О СООТНОШЕНИИ ИЗВЕСТКОВЫХ И МАГНЕЗИАЛЬНЫХ СКАРНОВ

Этот вопрос уже рассматривался нами. На основании непосредственных наблюдений замещения магнезиальных скарнов известковыми, фактов пересечения магнезиальных скарнов дайками сиенит-порфира и последующим скарнированием этих даек с развитием по сиенит-порфирам гранатовых скарнов мы пришли к выводу о том, что магнезиальные скарны образовались раньше известковых и что эти два типа скарновых образований были разделены во времени этапом формирования даек сиенит-порфира.

Как показало изучение химического состава известковых скарнов, заместивших магнезиальные скарны, образование их было связано с привнесом растворами SiO_2 и CaO и значительным выносом глинозема и MgO . Таким образом, поведение CaO и MgO при метасоматических процессах на различных стадиях различно. При магматической стадии MgO ведет себя инертно, CaO подвижно; при образовании известковых скарнов, наоборот, подвижна окись магния, инертна окись кальция.

СМЕНА МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ В ПРОСТРАНСТВЕ И ВРЕМЕНИ

Анализ всего имеющегося материала позволяет наметить следующие стадии минералообразования, каждая из которых характеризуется определенной парагенетической ассоциацией минералов (рис. 40).

Стадия магнезиальных скарнов охватывает магматический этап. В эту стадию в условиях высоких температур ($870-900^\circ$) и малого давления ($350-400 \text{ кг/см}^2$) под воздействием выделяющихся из магмы щелочных растворов ($pH 9-10$), богатых глиноземом и кремнеземом, происходило образование зональных магнезиальных скарнов. Скарны возникли только по доломитам, причем все зоны росли одновременно. Эндоконтактные изменения выражались в повышении щелочности сиенитов и образовании в отдельных участках контакта монзонитов.

Для данной стадии наиболее характерны следующие парагенезисы минералов (рис. 41): периклаз + кальцит + форстерит; монтичеллит + кальцит ± шпинель; шпинель + кальцит ± диопсид; диопсид + форстерит + шпинель.

Стадия образования магнетитовых руд. Эта стадия является ранней постмагматической. Она проявилась локально вдоль северного контакта интрузии. В эту стадию в результате изменения диопсид-форстеритовых скарнов образовались клиногумитовые скарны, магнетит-флого-

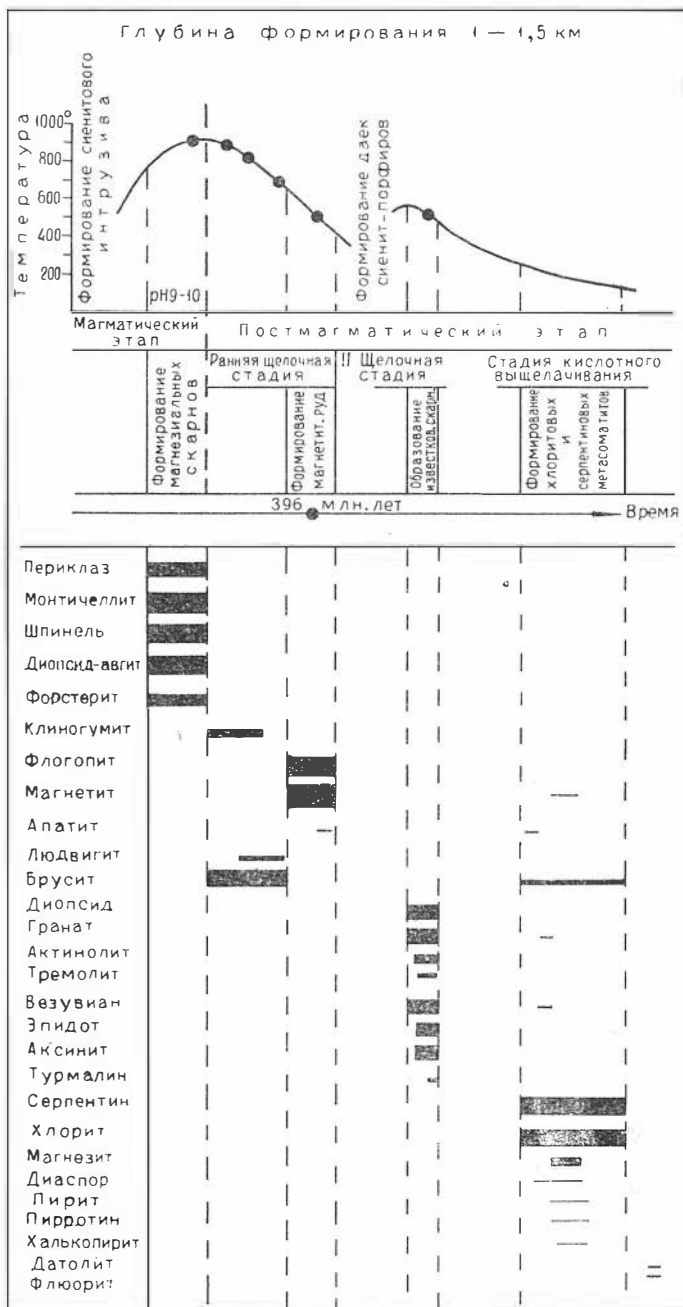


Рис. 40. Схема последовательности образования минералов Леспромхозного месторождения.

питовые породы и магнетитовые руды. Характерны следующие парагенезисы (рис. 42): флогопит + магнетит ± апатит; пироксен + флогопит + тремолит.

Стадия известковых скарнов. После образования залежей магнетитовых руд наступил небольшой перерыв в процессах минералообразования, в течение которого в пределах месторождения произошло внедре-

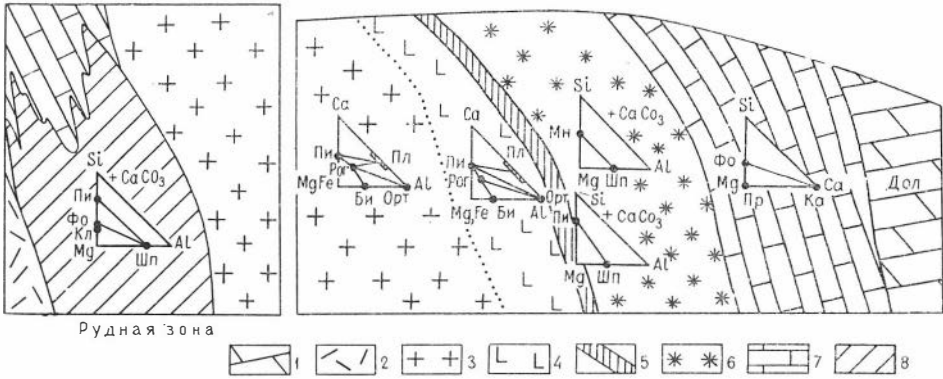


Рис. 41. Минеральные парагенезисы стадий магнезиальных скарнов:

1 — доломиты; 2 — кератофиры; 3 — сиениты; 4 — монзониты; 5 — шпиделевые скарны; 6 — омптичеллитовые скарны; 7 — бруситовые мраморы; 8 — метасоматиты рудной зоны.

ние даек сиенит-порфиров. Последующие за формированием даек процессы трещинообразования открыли пути для новых порций растворов, значительно отличающихся по своему составу от ранних гидротерм. Известково-скарновые процессы проявились на всей площади месторождения однотипно, но с разной интенсивностью. Возникали гранатовые, гранат-пироксеновые и пироксен-везувиановые скарны с небольшой железистостью граната (20—35% андрадита) и пироксена (10—20% геденбергитовой молекулы). В эту же стадию проявились процессы эпидотизации и аксинитизации сиенитов с образованием эпидот-аксинитовых метасоматитов. Парагенетические ассоциации известковых скарнов показаны на рис. 43.

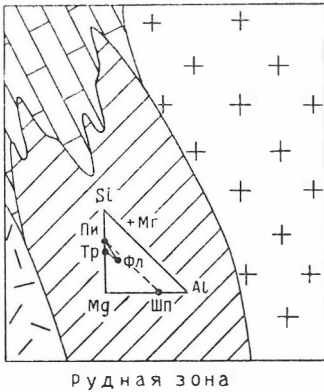


Рис. 42. Минеральные парагенезисы рудной стадии. Условные обозначения см. на рис. 41.

Стадия хлорит-серпентин-магнезитовая.

Образование водных силикатов протекало в условиях средних и низких температур и сопровождалось привнесом OH , CO_2 и SiO_2 . Хлоритизация и серпентинизация пород проявилась как в рудной зоне, так и вне ее

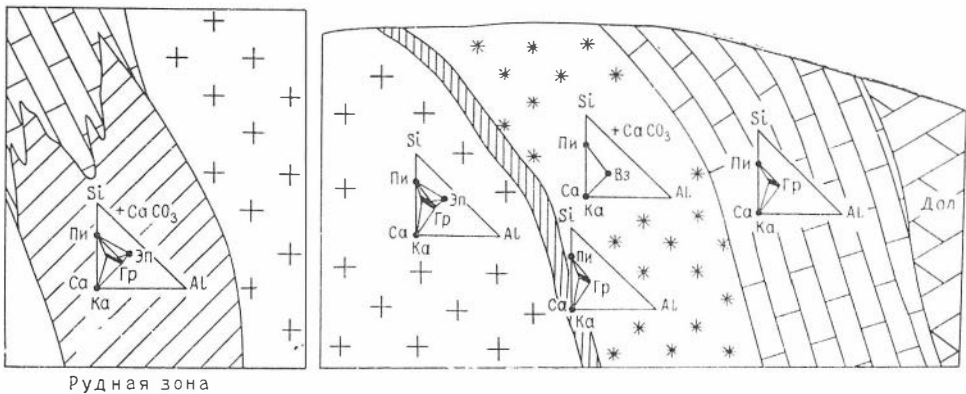


Рис. 43. Минеральные парагенезисы стадий известковых скарнов. Условные обозначения см. на рис. 41.

и в основном развивалась вдоль зон трещиноватости. На месте мантичеллитовых скарнов возникли серпентин-хлоритовые породы с гранатом, везувианом и бруситом. Шпинелевые скарны в значительной мере превратились в карбонатно-хлоритовые породы. В рудной зоне на месте руд

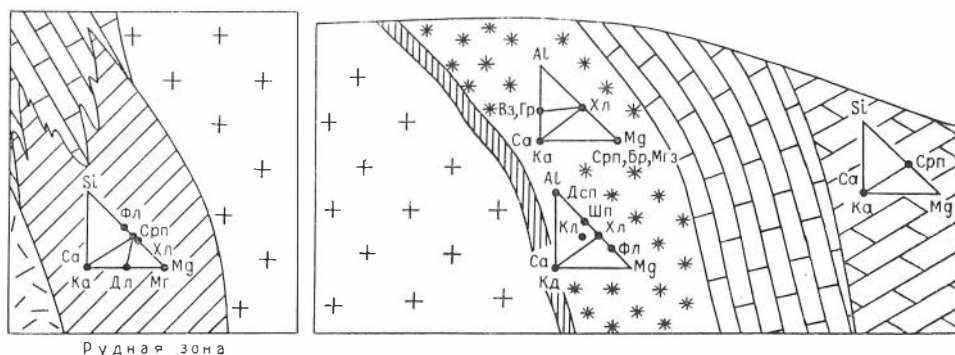


Рис. 44. Минеральные парагенезисы стадий хлоритизации и серпентинизации.

магнетит-клиногумитового, флогопит-магнетитового состава возникли серпентин-магнетитовые руды и породы. В эту же стадию происходило образование магнетит-магнетитовых пород на месте клиногумитовых скарнов (рис. 44).

С заключительной стадией гидротермального процесса связано образование поздних кальцитовых, кальцит-флюоритовых и кальцит-датолитовых жил.

Гипергенные процессы в рудной зоне месторождения не проявлены.

- Абдрахманов К. А. Магнезиальные скарны в генетической связи с щелочными базальтоидными породами с.-з. части Таласского Алатау. — Изв. АН КазССР, серия геол., 1963, вып. 5.
- Абдуллаев Х. М. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями. М., 1954.
- Барановская Л. Е. Генетическая особенность месторождений Казской группы. — Сб. тр. науч. конф. СМИ, 1957, вып. 1.
- Белянкин Д. С. О химических аномалиях в полевых шпатах. — ЗВМО, 1931, серия 2, ч. 60.
- Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. — Сб. Основные проблемы в учении о магматогенных месторождениях. Изд-во АН СССР, 1953.
- Варлаков А. С. Монтичеллитовая порода из Ахматовской копи. — ЗВМО, ч. 88, 1959.
- Дербиков И. В. Новый Казский тип железорудных месторождений в Горной Шории. — Вестн. ЗСГУ, 1939, вып. 5.
- Жариков В. А. Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара. — Тр. ИГЕМ, 1959, вып. 14.
- Жариков В. А. Условия образования скарновых руд. Междунар. геол. конгр. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Генетические проблемы руд, 1960.
- Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области, 1958, 1959, т. I, кн. 1 и 2.
- Жеру М. И. Красная шпинель в мраморах месторождения Перевал и ее вторичные изменения. — Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 2.
- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. — Изд-во АН СССР, 1950.
- Злобин Б. Н. и Горшков М. С. Pb и Zn в щелочных породах и некоторые петрологические проблемы. — Геохимия, 1961, № 4.
- Карпенко М. В., Скобелев Ю. Д., Эренбург Б. Г. Рентгеноструктурные исследования состава скарновых гранатов железорудных месторождений. — Геология и геофизика, 1961, № 12.
- Кляровский В. М. О природе магнетита в конгломератах Казского района Горной Шории. — Тр. Горно-геол. ин-та ЗСФАН, 1953, вып. 14.
- Комаров П. В. О взаимоотношениях известковых и магнезиальных скарнов при совместном их нахождении. Матер. конф. молодых ученых Москворецкого р-на, 1958, вып. IV.
- Комаров П. В. О связи образования магнезиальных скарнов с гранитизацией. — Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 5.
- Коржинский Д. С. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности. — Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1940, вып. 12.
- Коржинский Д. С. Проблемы петрографии магматических пород, связанные с сквиомагматическими растворами и гранитизацией. — Сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых», Изд-во АН СССР, 1955.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. — Сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1953.
- Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. Изд-во АН СССР, 1957.
- Лебедева С. И. Определение микротвердости минералов. Изд-во АН СССР, 1963.
- Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. М., 1957.
- Монич В. К. Структурные типы гранитоидов на основе оптико-гранулометрического состава. — Изв. АН КазССР, серия геол., 1956, вып. 24.

- Павлов Н. В. Магномангнетитовые месторождения района Тунгусской синеклизы Сибирской платформы. — Тр. ИГЕМ, 1961, вып. 52.
- Радугин К. В. О фазах тектогенеза среднего и верхнего кембрия: — Сб. Памяти М. А. Усова. «Вопросы геологии Сибири», 1945, т. 1.
- Сняжков В. И. Флишеподобные отложения верхнего кембрия по рч. Б. Каз в Горной Шории. — Докл. АН СССР, 1956, т. 108, № 2.
- Сняжков В. И. О геологическом строении и минеральном составе руд Леспромхозного месторождения в Горной Шории. — Геол. рудн. месторожд., 1961, № 4.
- Сняжков В. И. Новый генетический тип скарновых железорудных месторождений в Горной Шории. — Тр. Вост. НИГРИ и СМИ, 1961.
- Сняжков В. И., Сняжкова Н. М. Бруситовые мраморы Леспромхозного месторождения. — Вестн. Зап.-Сиб. и Новосиб. геол. управлений, 1959, № 3.
- Сняжков В. И., Сняжкова Н. М. Монтичеллитовые скарны Горной Шории. — ЗВМО, 1961, ч. 90.
- Сняжков В. И. и Федякина Е. С. Стратиграфия нижнеордовикских отложений района Казского железорудного месторождения в Горной Шории. Матер. по геол. Зап. Сибири. Томск, 1962, вып. 63.
- Смолин П. П. Бруситовый мрамор Сатки. — Тр. ИГЕМ, 1957, вып. 17.
- Смолин П. П. Основные черты метаморфической зональности на контакте послепюрских субцелочных интрузий и кембрийских доломитов Алдана. — Докл. АН СССР, 1958, т. 121, № 1.
- Смолин П. П. Контактные процессы послепюрских интрузий Алдана. — Тр. ИГЕМ, 1960, вып. 38.
- Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Изд-во Львов. гос. ун-та, 1949.
- Соболев В. С. Значение железистости феррических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов. — Мнн. сб. Львов. геол. об-ва, 1950, № 4.
- Татариннов П. М., Магакьян И. Г. Опыт классификации постмагматических месторождений. — ЗВМО, 1949, № 3.
- Трегер В. Е. Таблицы для оптического определения пороодообразующих минералов. М., 1958.
- Турнок А. К. Шпинель. Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии. Сб., 1963.
- Шабьин Л. И. Еще раз о значении железистости феррических минералов. — Мннер. сб., 1958, № 12.
- Шабьин Л. И. О генезисе южноякутских железорудных месторождений. — Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 1.
- Шабьин Л. И. Магнезиальные скарны и связанное с ними оруденение. Междунар. геол. конгр. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Генетические проблемы руд, 1960.
- Шабьин Л. И. О некоторых особенностях образования рудоносных скарнов в доломитовых контактах. — Геол. рудн. месторожд., 1961, № 1.
- Шабьин Л. И., Лицарев М. А., Перцев Н. Н., Шакин Б. М. Шпинелево-пироксеновые породы как метасоматические образования. — Физико-хим. пробл. формирования горных пород и руд, 1961, т. 1.
- Dana J. D. The system of Mineralogy. London, 1894.
- Harker R. I. and Tuttle O. F. Studies in the system CaO — MgO — CO₂. Amer. J. Sci. 253, 1955.
- Harker R. I. and Tuttle O. F. The lower limit of Stability of akermanite. Amer. J. Sci. v. 254, № 8, 1956.
- Rath G. Über die Gesteine des Monzoni. Zeitschr. deutsch. geol. Gesel. B. 27, 1875.

ОГЛАВЛЕНИЕ

<i>Введение</i>	3
Глава 1. Основные черты геологии казского рудного поля	5
Глава 2. Геология Леспромхозного месторождения	11
Общие сведения	11
Нижний кембрий (Сп ¹³)	12
Нижний — средний ордовик (О ₁ —О ₂)	14
Магматические образования	15
Глава 3. Леспромхозный сиенитовый интрузив	18
Геология интрузива	18
Петрографическая характеристика пород интрузива	19
Петрохимические особенности сиенитов Леспромхоза	27
Жильные породы	31
Глава 4. Метасоматоз и метаморфизм доломитов магматической стадии	35
Магнезиальные скарны	35
Минералы и минеральные парагенезисы магнезиальных скарнов	47
Постмагматические изменения магнезиальных скарнов	56
Бруснитовые мраморы	64
Глава 5. Магнетитовые руды и метасоматиты рудной зоны	70
Условия залегания и морфология рудной зоны	70
Состав и строение рудной зоны	71
Магнезиальные скарны рудной зоны	76
Магнетитовые руды и связанные с ними метасоматические породы	80
Послерудные метасоматиты	85
Известковые скарны	91
Глава 6. Генетические особенности Леспромхозного месторождения	96
Роль доломитов и особенности становления Леспромхозной интрузии	96
Глубина формирования месторождения	97
Особенности процесса образования магнезиальных скарнов Леспромхоза	97
Магнетитовое оруденение и магнезиальные скарны	104
О соотношении известковых и магнезиальных скарнов	106
Смена минеральных ассоциаций в пространстве и времени	106
Литература	110