



К.В.ПОДЛЕССКИЙ Д.К.ВЛАСОВА П.Ф.КУДРЯ

СКАРНЫ И СВЯЗАННОЕ С НИМИ ОРУДЕНЕНИЕ МОНГОЛИИ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

**ОРДЕНА ТРУДОВОГО
КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ
РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ,
ПЕТРОГРАФИИ, МИНЕРАЛОГИИ
И ГЕОХИМИИ**

**ЗСБНХУ-ЫН ШИНЖЛЭХ
УХААНЫ АКАДЕМИ**

**ХӨДӨЛМӨРИЙН ГАВЪЯАНЫ
УЛААН ТУГИЙН ОДОНТ
ХУДРИЙН ОРДЫН ГЕОЛОГИ
ПЕТРОГРАФИ, МИНЕРАЛОГИ,
ГЕОХИМИЙН ХҮРЭЭЛЭН**

**ACADEMY OF SCIENCES
OF THE USSR**

**ORDER OF THE RED BANNER
OF LABOUR INSTITUT
OF GEOLOGY
OF ORE DEPOSITS,
PETROGRAPHY, MINERALOGY
AND GEOCHEMISTRY**

АКАДЕМИЯ НАУК МНР

**ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ИНСТИТУТ**

**БНМАУ-ЫН ШИНЖЛЭХ
УХААНЫ АКАДЕМИ**

**ГЕОЛОГИЙН
ХҮРЭЭЛЭН**

**ACADEMY OF SCIENCES
OF THE MPR**

**GEOLOGICAL
INSTITUT**



К.В. ПОДЛЕССКИЙ, Д.К. ВЛАСОВА, П.Ф. КУДРЯ

МОНГОЛЫН СКАРН, ТУУНТЭЙ ХОЛБООТОЙ ХУДЭРЖИЛТ

ХАМТАРСАН
МОНГОЛ-ЗӨВЛӨЛТИЙН
ГЕОЛОГИЙН ЭРДЭМ
ШИНЖИЛГЭЭНИЙ ЭКСПЕДИЦИ

Б у т э э л, ц у в р а л 45

Э Р Л Э Х З Ө В Л Ө Л:

*Н.С. Зайцев, БНМАУ-ын ШАУ-ийн академич Б. Лувсанданзан,
В.А. Крашенинников, В.Г. Гербова,
ЗСБНХУ-ын сур-гишуун П.П. Тимофеев, О. Төмөртгоо,
академич А.Л. Яншин*

Х А Р И У Ц У Л А Г А Т А Й Э Р Х Л Э Г Ч

академич В.А. Жариков

МОСКВА

”НАУКА”

1988

К.В. ПОДЛЕССКИЙ, Д.К. ВЛАСОВА, П.Ф. КУДРЯ

СКАРНЫ И СВЯЗАННОЕ С НИМИ ОРУДЕНЕНИЕ МОНГОЛИИ

СОВМЕСТНАЯ
СОВЕТСКО-МОНГОЛЬСКАЯ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ

Труды, выпуск 45

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

*Н.С. Зайцев, академик АН МНР Б. Лувсанданзан,
В.А. Крашенинников, В.Г. Гербова,
член-корреспондент АН СССР П.П. Тимофеев, О. Томуртоого,
академик А.Л. Яншин*

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

академик В.А. Жариков

МОСКВА

”НАУКА”

1988

K.V. PODLESSKY, D.K. VLASOVA, P.F. KUDRJA
SKARNS AND CONNECTED ORES OF MONGOLIA

THE JOINT
SOVIET-MONGOLIAN
SCIENTIFIC-RESEARCH
GEOLOGICAL EXPEDITION

Transactions, vol. 45

Editorial board:

N.S. Zaitsev, academician of the MPR Academy of Sciences *B. Luwsandansan*,
V.A. Krascheninnikov, *V.G. Gerbova*,
corresponding—member of the USSR Academy of Science *P.P. Timofeev*,
O. Tomurtogoo, academician *A.L. Yanshin*

Responsible editor
academician *V.A. Zharikov*

Скарны и связанное с ними оруденение Монголии. (Тр. Совмест. Сов.-Монгол. геол. экспедиции. Вып. 45)/ К.В. Подлесский, Д.К. Власова, П.Ф. Кудря. — М.: Наука, 1988. — 149 с. — ISBN 5-02-002621-2.

Приводится геолого-структурная позиция скарновых месторождений и рудопроявлений Монголии различных формационных типов, дается характеристика минерального и химического состава скарнов, их парагенезисов и условий образования. Магнезиальные скарны имеют связь с протерозойскими, верхнерифейско-кембрийскими геосинклинальными структурно-формационными комплексами, образующими крупные поднятия в современных структурах. Известковые скарны Западной Монголии тяготеют к верхнерифейско-кембрийским геосинклинальным структурам, развитым на океанической коре. В скарнах выделяется несколько типов оруденения. Впервые для Монголии приводится описание магнезиальных скарнов с борной минерализацией.

Для геологов, минералогов, петрографов.

Табл. 28. Ил. 44. Библиогр.: 84 назв.

Рецензенты:

В.И. Рехарский, В.И. Коваленко

ПРЕДИСЛОВИЕ

В основу настоящей работы положены материалы, полученные при изучении скарновых месторождений и рудопроявлений Монголии в 1980—1985 гг. в рамках тематики совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР.

Скарновые месторождения и рудопроявления достаточно широко распространены на изучаемой территории, но они практически не изучены на современном уровне теоретических и методических исследований.

В вопросе о формировании скарноворудных месторождений Монголии комплексный подход к их изучению наиболее актуален. Поэтому в монографии на основании обобщения литературных данных рассмотрены особенности металлогении скарнов на фоне главных геологических эпох (стадий) развития земной коры и формирования структурно-формационных комплексов, а также проведен формационный анализ состава и петрохимических данных интрузивных пород, с которыми связана большая часть рудопроявлений региона. Особенностью формирования скарнов является то, что скарнированию подвергаются преимущественно доломиты, известняки, известковые сланцы, роговики докембрия и вулканно-осадочные и карбонатные породы $R_3 - E_1$.

Главной задачей при изучении скарноворудных проявлений являлось определение их геологической позиции, выявление формационной принадлежности скарнов, строения скарноворудных тел, локализации различных типов руд в скарновых колонках и перспективности обнаружения новых и ревизия старых рудных проявлений.

Анализ большого фактического материала, полученного за последние годы, позволил разделить скарновые месторождения и рудопроявления МНР на две группы: магнезиальные и известковые. Магнезиальные скарны как самостоятельная формация на территории Монголии ранее не выделялись и были выявлены нами впервые.

В работе дается характеристика месторождений и рудопроявлений железа, полиметаллов, вольфрама в формациях магнезиальных и известковых скарнов. Как показали исследования в центральном, западном, восточном и частично в северном районах Монголии, преимущественное развитие имеют скарны с магнетитовым типом оруденения. Скарны с редкометальным, медным, полиметаллическим и другими типами оруденения имеют подчиненное значение. Следует подчеркнуть, что очень важно выявить магнезиальные скарны при прогнозировании новых типов оруденения, например борного (людвиговитового), обнаруженного нами при ревизии ряда скарново-магнетитовых проявлений, а также шеелитового, известного до сих пор только на рудопроявлениях известково-скарновой формации. Анализ условий локализации, парагенетических соотношений минералов скарнов и руд, а также известные в литературе экспериментальные данные позволили в общем виде оценить некоторые физико-химические параметры скарно- и рудообразования.

Химические анализы минералов скарнов и руд проведены В.А. Боронихиным в рентгеноспектральной лаборатории, а различных пород и скарновых минералов — в Центральной химической лаборатории (ЦХЛ) ИГЕМ АН СССР (фамилии химиков-аналитиков указаны в примечаниях к таблицам). Полуколичественные спектральные и спектрохимические анализы выполнены А.К. Галудзиной, Е.А. Кориной, Г.Е. Бело-

усовым в спектральной лаборатории ИГЕМ АН СССР; Р.В. Боярской на электронном микроскопе изучен магнетит из скарновых руд. Определения бора в магнезиальных скарнах сделаны И.Б. Никитиной (ЦХЛ ИГЕМ АН СССР) и В.В. Рудневым (ВИМС Мингео). Часть химических анализов горных пород проведена в химико-аналитической лаборатории (ХАЛ) ГИН АН СССР на атомно-эмиссионном ВИП-спектроанализаторе ГУ-48.

Авторы приносят благодарность работникам треста "Аэрогеология" Мингео СССР В.И. Вертлибу, В.И. Голякову за помощь и содействие в работе, своим коллегам по работе, способствовавшим появлению монографии, а также Н.Н. Перцеву, В.И.Коваленко, В.Л. Русинову, И.А. Зотову, П.П. Смолину и др. за консультации, которыми пользовались авторы в процессе исследований.

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ

<i>Акт</i>	—	актинолит	<i>Ол</i>	—	оливин
<i>Аб</i>	—	альбит	<i>Орт</i>	—	ортотлаз
<i>Альм</i>	—	альмандин	<i>Пер</i>	—	периклаз
<i>Амз</i>	—	амезит	<i>Пт</i>	—	пирит
<i>Амф</i>	—	амфибол	<i>Пи</i>	—	пироп
<i>Андл</i>	—	андалузит	<i>Пир</i>	—	пирротин
<i>Анд</i>	—	андрадит	<i>Пист</i>	—	пистацит
<i>Ан</i>	—	анортит	<i>Пла</i>	—	плагиоклаз
<i>Би</i>	—	биотит	<i>Рог. обм., Р.о.</i>	—	роговая обманка
<i>Бит</i>	—	битовнит	<i>Род</i>	—	родохрозит
<i>Брус</i>	—	брусит	<i>Сер</i>	—	серицит
<i>Вез</i>	—	везувиан	<i>Серп</i>	—	серпентин
<i>Волл</i>	—	волластонит	<i>Ск</i>	—	скаполит
<i>Гед</i>	—	геденбергит	<i>Спесс</i>	—	спессартин
<i>Гип</i>	—	гиперстен	<i>Сфал</i>	—	сфалерит
<i>Гр</i>	—	гранат	<i>Сф</i>	—	сфен
<i>Гросс</i>	—	гроссуля	<i>Ту</i>	—	турмалин
<i>Ди</i>	—	диопсид	<i>Фл</i>	—	флогопит
<i>Дол</i>	—	доломит	<i>Флю</i>	—	флюорит
<i>Иог</i>	—	иогансенит	<i>Фор</i>	—	форстерит
<i>Ка</i>	—	кальцит	<i>Хл</i>	—	хлорит
<i>Кв</i>	—	кварц	<i>Хондр</i>	—	хондродит
<i>Кпш</i>	—	калиевый полевой шпат	<i>Цеол</i>	—	цеолит
<i>Каол</i>	—	каолинит	<i>Ше</i>	—	шеелит
<i>Ксф</i>	—	ксантофиллит	<i>Шп</i>	—	шпинель
<i>Клг</i>	—	клиногумит	<i>Эп</i>	—	эпидот
<i>Клп</i>	—	клинопироксен			
<i>Клц</i>	—	клиноцоизит	<i>а</i>	—	активность
<i>Лдв</i>	—	людовигит	<i>al</i>	—	глиноземистость
<i>Мз</i>	—	магнезит	<i>fm</i>	—	железистость
<i>Мг</i>	—	магнетит	<i>К_к</i>	—	коэффициент корреляции
<i>Ма</i>	—	мариалит	<i>К_р, К_Д</i>	—	коэффициент распределения
<i>Ме</i>	—	мейонит	<i>р/п</i>	—	рудопоявление
<i>Мкл</i>	—	микроклин	<i>f</i>	—	фугитивность
<i>Му</i>	—	мушкетит			

ПОЛОЖЕНИЕ СКАРНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И РУДОПРОЯВЛЕНИЙ В СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫХ КОМПЛЕКСАХ МОНГОЛИИ

В данном разделе рассмотрены закономерности размещения месторождений скарноворудной формации на территории МНР в зависимости от геологических структур. Эта формация объединяет группу месторождений, характеризующуюся пространственным и структурным совмещением магнезиальных и известковых скарнов с оруденением различного типа. Формирование скарнов и руд происходит в результате закономерного сочетания процессов скарно- и рудообразования в течение единого гидротермального этапа минералообразования.

Были использованы новые представления по металлогении важнейших этапов геологического развития изучаемой территории, изложенные в работе В.И. Коваленко, Н.С. Зайцева и др. [39], а также принципы тектонического районирования, выработанные при составлении тектонической карты Монголии масштаба 1 : 1 500 000 [67]. Сведения об условиях геологического образования, формационной принадлежности и типах оруденения в скарнах этого региона обобщены авторами на основании непосредственного их изучения с привлечением геологических данных, опубликованных в монографии "Геология Монгольской Народной Республики" [15–17]. В.И. Коваленко, Н.С. Зайцев и др. для выявления связи рудных и геологических формаций с тектоническими структурами территории Монголии использовали структурно-формационные комплексы, под которыми подразумевается совокупность тектонических структур, осадочных и магматических формаций, образовавшихся в определенный геологический этап развития территории и связанных между собой единством структурного плана и условий формирования. Выделенные этими исследователями на территории Монголии структурно-формационные комплексы отвечают крупнейшим тектоническим стадиям (этапам) формирования земной коры: а) дорифейского кристаллического основания; б) океанической и переходной (геосинклинальной); в) континентальной (орогенной, платформенной). Каждый структурно-формационный комплекс характеризуется определенными геологическими формациями и связанными с ним полезными ископаемыми.

На территории Монголии выделяются [39] следующие геологические и металлогенические эпохи (этапы): 1) дорифейская; 2) рифейская; 3) позднерифейско-раннекембрийская; 4) раннепалеозойская; 5) среднепалеозойская; 6) позднепалеозойская; 7) раннемезозойская; 8) позднемезозойская; 9) кайнозойская.

На рис. 1 показана схема размещения скарноворудных проявлений, изученных на территории Северного мегаблока Монголии. Пространственное и временное положение большинства известных скарновых месторождений и рудопроявлений этого региона страны суммировано в табл. 1.

Структурно-формационные комплексы докаледонского этапа включают геологические формации дорифейского кристаллического основания, а также формации нижнего и среднего рифея [56]. Породы дорифейского основания принимают участие в строении всех складчатых систем (включая герциниды), а также в виде крупных выступов, блоков выходят на поверхность из-под палеозойских образований на севере, западе, юго-западе Монголии; среди мезозойских образований — на востоке и северо-востоке страны.

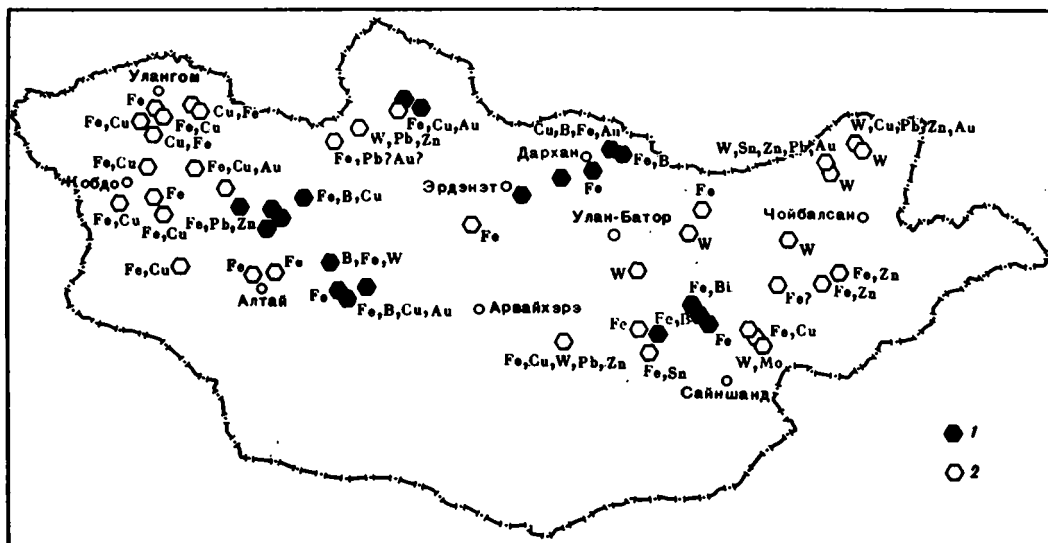


Рис. 1. Схема размещения рудопоявлений скарновых формаций в пределах Северного мегаблока Монголии

1 — магнезиальная; 2 — известковая

Формационный состав древнейших пород Монголии характеризуется чередованием в разрезах терригенных, глинисто-песчаных, карбонатных, терригенно-вулканогенных пород, которые в течение длительного геологического времени были метаморфизованы в доломитовые и кальцитовые мраморы, кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты — все они по минеральным парагенезисам отвечают гранулитовой и амфиболитовой фациям метаморфизма и обнаруживают некоторые характерные черты сходства с архейскими комплексами щитов.

Докембрийские интрузивные породы представлены габбро-анортозитами, гранито-гнейсами (мигматитами), лейкогранитами, двуслюдяными гранитами. При гранитизации гнейсов и заключенных в них прослоев и пачек доломитов образуются магнезиальные скарны и кальцифиры. Они выявлены нами на северо-западе (Барунтуринский выступ) Центральной Монголии (северо-западная часть Байдарикского поднятия).

Магнезиальные скарны практически безрудны (с незначительными проявлениями флогопита и амфибол-асбеста), тогда как в архейских структурно-формационных комплексах смежных районов СССР (Южная Якутия, Алданский щит) и Китая (провинция Ляонин, Сино-Корейский щит) развиты месторождения магнезиально-скарновой формации с магнетитовым, флогопитовым, борным людвигитовым и другими типами оруденения.

Поздний рифей—ранний кембрий (R_3 — E_1). Структурно-формационные комплексы этого периода геологической истории Монголии наиболее широко распространены в Прихубсугулье, котловине Больших Озер и прилегающей к ней части Монгольского Алтая, в Хангай-Хэнтийском нагорье; они установлены также в Средней Гоби, в бассейнах рек Керулен, Онон и других местах. Геологические образования включают породы офиолитовой формации (Озерная, Идэро-Джидинская, Центрально-Монгольская зоны). К ним относятся metabазальты с гипербазиитами, габброидами и кремнистыми сланцами. Эти комплексы, как известно, отвечают океанической (геосинклинальной) стадии развития территории Монголии. К зонам распространения офиолитов обычно тяготеют вулканические породы спиллит-кератофировой, базальт-андезитовой, андезитовой, андезит-дацитовой, дацит-риолитовой и риолитовой формаций. Помимо разрезов вулканогенного типа, в R_3 — E_1 выделяются вулканогенно-карбонатные, карбонатные и карбонатно-терригенные комплексы с горизонтами доломитов и из-

Таблица 1

**Месторождения и рудопроявления скарновой формации
в структурно-формационных комплексах Северного мегаблока Монголии**

Структурно-формационные комплексы		Формация			Оруденение	Пример
эпоха	стадия	осадочная, вулканогенно-осадочная	плутоническая	скарноворудная		
1	2	3	4	5	6	7
PR ₁	Дорифейское основание	Гнейсы, кристаллосланцы, амфиболиты, доломитовые и калцитовые мраморы (метаморфиты фации гранулитов и амфиболитов)	Лейкограниты, гранито-гнейсы	Магнезиально-скарновая	Безрудная	Байдарикский выступ (или поднятие); Барунтуруинский выступ
	Океаническая	Кремнисто-сланцевая, зеленокаменных базальтов, спилит-кратофировая (офиолитовый комплекс)	Гипербазиты, габброиды	—	—	—
R ₂ – Є ₁	Переходная	Вулканогенно-карбонатная, карбонатная (доломиты, известняки)	Габброидная, гранодиорит-гранитовая и гранитовая	Магнезиально-скарновая, возможно известково-скарновая	Безрудная Fe, Cu	Прихубсугулье, Западная часть Хангая Перспективные районы: Озерная, Идэрская зоны Западное и юго-западное обрамление Хангая
	Океаническая	Кремнисто-сланцевая	—	—	—	—
PZ ₁		Терригенная	Габбро-диоритовая	Магнезиально-скарновая	Рудная Fe, B Fe, B, W Fe Fe, B Fe, B Fe, B Fe(Cu, Zn, B, Bi)	Хангай Дзагастуин Билэтийн-Гол Дзала-Ула Средняя Гоби Дурвэлджин Баргаллиит Зэст-Ундур Обот
	Переходная				Fe, B, Cu(Au)Fe Fe Fe(B)	Северный Хэнтэй Оют-Тологой Томур-Тологой Томур-Тай

Т а б л и ц а I (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
PZ ₁	Пере- ход- ная	Карбонатно- терригенная с вулкани- тами	Гранит-грано- диоритовая	Известково- скарновая	Fe(Cu)	Северная Монголия Алаг-Эрдэнэ
					Fe(Cu, Au)	Озерная зона
					Fe	Тоглоин-Худук
					Fe	Халчайское
					Fe(Cu, Sn)	Восточный Хангай
					Fe(Cu, Sn)	Ихэ-Бумбуин
					Fe	Богдаин-Аршан*
					Fe	Южный Хэнтэй
					Fe	Ара-Хурут-Гол
					Fe(Sn)	Средняя Гоби
PZ ₂	Континен- тальная	Песчано-алевро- литовая с кис- лыми вулкани- тами	То же	То же	Fe(Cu)	Баян-Джаргалант
					Fe(Cu)	Южнокеруленский район
					Fe(Cu)	Чиндомани-Ула
					Fe	Барунцогтинская группа*
					Fe	Хара-Ундур
					Fe(Cu, An)	Северная Монголия
					Fe(Cu)	Монгэту-Ула
					Fe(Cu)	Хангай
					Fe(Cu)	Шара-Булак
					Fe(Cu)	Дзабхан-Гол
PZ ₃	Континен- тальная	Песчано-алевро- литовая	Гранодиори- товая	Магнези- ально-скар- новая	Fe(Cu)	Хархиринский район
					Fe(Cu)	Татальинское
					Fe(Cu)	Кобдоская группа
					Fe(Cu)	Эмгенское
					Fe(Cu)	Хаджинтинская группа
					Fe(Cu)	Цэхир-Булак
					Fe(Cu)	Ханхухэйская груп- па
					Fe(Cu)	Цаган-Бургасты- Гол
					Cu(Fe, Zn), W(Pb, Zn)	Верхнехунгуйгол- ская группа
					Fe(Zn, Cu)	Цаган-Ула
PZ ₄	Континен- тальная	Молаассовая	Гранодио- рит-лейкогра- нитовая	Известково- скарновая	Fe, Zn, Pb Fe, B(Cu, Au) Fe(Cu)	Хангай
					Fe(Zn, Cu)	Гурбульджи-Ула
						Бу-Цаган
						Ушкин-Даба
						Средняя Гоби
						Харатау-Ула
PZ ₅	Континен- тальная	Вулканиты среднего и кислого состава	Гранодио- рит-лейкогра- нитовая	Известково- скарновая		Северо-Гобийская впадина
					Fe(Cu, Pb, Zn, W)	Оют-Обо
					Fe(Cu, Pb, Zn)	Томур-Тэ
					Fe(Pb, Zn, Cu, W, Sn, Au)	Средняя Гоби Орцог-Обо

Таблица 1 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7
					Fe, Pb, Zn	Восточная Монголия (Салхитская группа) Томуртыйн-Обо
	То же	Песчано-алевролитовая	То же	То же		Северо-Восточная Монголия
					Fe(Cu, Mo, W, Au)	Эрдэнэ-Тологой
					Fe, Zn, Pb(W)	Баян-Дунское
					Fe(W)	Дагайское*
		Молассовая			Fe(W)	Скарновое*
					W	Джидинская группа*
					W	Северный Хэнтэй
						Верхнеононский район*
		Вулканиды среднего и кислого состава			W, Cu	Ханхингольский район*
MZ						Хэнтэй
					W, Sn	Баян-Обо
					W, Sn	Модото
					W	Бейсе
						Южный Керулен
	То же				W	Ихэ-Нарытинхид*
					W	Тумэн-Цогт
						Западное
					W(Mo, Cu, Zn)	Бурэн-Цогт*

* По литературным данным [17].

вестняков, достигающие значительных мощностей. Плутонические породы, представленные интрузиями гранодиорит-гранитной и гранитной формаций, имеют незначительное развитие.

Геологические формации (вулканогенно-осадочные, осадочные, магматические) R_3 — E_1 отвечают структурно-формационным комплексам океанической и переходной стадий развития этой территории. Проявления скарноворудной формации, связанные с этими структурно-формационными комплексами, изучены пока недостаточно. Выявлены лишь отдельные выходы практически безрудных аподоломитовых магнезиальных скарнов (Прихубсугулье, западная часть Хангая). Перспективными могут оказаться зоны активных контактов интрузий гранодиорит-гранитного ряда с вулканогенно-осадочными породами, благоприятные для формирования железорудных месторождений и рудопроявлений известково-скарновой формации. Такого типа контактово-метасоматические промышленные железорудные месторождения известны, например, в центральной части Алтае-Саянской области (Кузнецкий Алатау, СССР), где апоскарновые магнетитовые руды образуют согласные тела среди вулканогенно-осадочных пород PR_3 — E_1 . Эффузивы спиллит-диабазовой, андезит-базальтовой формаций содержат пачки известняков, а магматические формации представлены субвулканическими интрузиями преимущественно основного состава [35, 36].

Раннепалеозойские структурно-формационные комплексы (E_2-O) на территории Северного мегаблока Монголии относятся преимущественно к переходной стадии развития земной коры. Осадочные формации этого периода имели карбонатно-терригенный состав с подчиненным значением вулканитов. Активное осадконакопление происходило на территории Монгольского Алтая, в крупных прогибах Хангайского и Хэнтэйского нагорий. Предполагается, что на остальной части этого мегаблока в PZ_1 существовали субазральные условия. Допускается также присутствие дорифейской коры континентального типа, которая в виде крупных блоков (Южно-Сонгинский, Среднегобийский и др.) выступала среди геологических образований раннего палеозоя. Магматические комплексы этого периода включают тоналит-гнатиогранитовую, гранодиоритовую и гранодиорит-гранитовую формации.

Для раннепалеозойского этапа характерно широкое развитие месторождений и рудопроявлений железо-скарновой формации, наличие скарнов двух формаций: магнезиальных и известковых. Магнезиальные скарны образуются при магматическом взаимодействии нижнепалеозойских интрузий гранодиорит-гранитного ряда с доломитами PR_3 и PR_3-E_1 . Они впервые выявлены нами в Хангае (Билютин-Гол, Ушкин-Даба), в северной части Монголии (Прихубсугуль), в северо-западном обрамлении Хангая (Идэрская зона, рудопроявление Дзагастуйн) и на северо-западе Хэнтэя (Оют-Тологой, Томур-Тологой, Томур-Тай), в Среднегобийском районе (Дурвэлджин).

Среди месторождений и рудопроявлений магнезиально-скарновой формации выделяются железорудные, сульфидно-железорудные и борно-железорудные, при этом последние выявлены нами впервые при ревизии скарново-железорудных объектов [46]. К ним относятся Билютин-Гол, Оют-Тологой, Дурвэлджин. Недавно на железорудном месторождении Томуртай М.П. Мазуровым и др. [51] также установлены магнезиальные скарны с борной минерализацией (аксинитом) в эндоzone. Следует подчеркнуть, что в борно-железорудных месторождениях в PZ_1 появляются W (Билютин-Гол) и Au (Оют-Тологой) и руды носят комплексный характер.

Железорудные месторождения известково-скарновой формации формировались на постмагматической стадии при контактово-реакционном взаимодействии раннепалеозойских интрузий гранодиорит-гранитового и гранитового ряда с пачками мраморизованных известняков, широко распространенных в вулканогенно-карбонатных и карбонатных разрезах R_3-E_1 . Известковые скарны с железорудным, медно-железорудным оруденением локализованы в Идэрской зоне (Богдаин-Аршан), в Озерной зоне (Тоглоин-Худук), на востоке Хангая (Ихэ-Бумбуинская группа), на юге Хэнтэя (Арахурт-Гол), южном Кёрулене (Чиндомани-Ула, Хара-Ундур). В контакте гранитов с мраморами дорифейского основания (Среднегобийский блок) образовались известково-железорудные скарны Баян-Джаргалантской группы.

Среднепалеозойские структурно-формационные комплексы ($S-C_1$). В среднем палеозое на территории Монголии продолжалось дальнейшее обособление Северного мегаблока, охватывающего все каледонские и более ранние складчатые структуры, от Южного мегаблока, сложенного структурно-формационными комплексами герцинид. Структурно-формационные комплексы среднего палеозоя в Северном мегаблоке относятся в основном к континентальному этапу формирования этой территории Монголии. Исключение составляет Хангай-Хэнтэйский прогиб, выполненный в осевой части породами кремнисто-сланцевой формации, на периферии — карбонатно-терригенными и осадочно-вулканогенными толщами переходного этапа. К этому же этапу относятся структурно-формационные комплексы, образующие узкую полосу на границе с Южным мегаблоком. Плутонические образования континентальной стадии представлены известково-щелочными породами преимущественно субщелочного ряда. К ним относятся гранит-лейкогранитовая с граносиенитами, монзонит-сиенит-граносиенитовая и граносиенитовая формации.

Для этого периода геологического развития Северного мегаблока характерно формирование известковых скарнов, содержащих железо и медь. Железорудные месторождения и рудопроявления распространены в северо-восточных отрогах Монголь-

ского Алтая (Шибеин-Гол, Цэхир-Булак), в Озерной зоне (Харганта, Халчайское), где они образованы в контактовом ореоле гранитоидных интрузий D_{1-2} с вулканогенно-карбонатными породами $R-E_1$. В западном и юго-западном Хангае железорудные (апомагнезиальные?) известковые скарны (Дзабхан-Гол, Шара-Булак) сформировались при контактовом взаимодействии гранитоидов нормальной щелочности, а в северной части Монголии (Монгэту-Ула) — субщелочных гранитов и граносиенитов (D_{1-2}) с доломитизированными известняками и доломитами PR_3 . Месторождения и рудопроявления медно-скарновой формации по геологической позиции сходны со скарново-железорудными того же возраста, образованными в контакте гранитоидов с вулканогенно-осадочной толщей $V-E_1$. Однако наряду с гранитоидами гранодиорит-гранитного ряда известковые скарны отмечаются в контактах с более основными интрузиями габбро-диоритов и диоритов.

Оруденение медное, железо-медное (иногда с Au). Территориально эти рудопроявления тяготеют к тем же районам: Цаганшибэтинской зоне (Кобдобская, Хаджинтинская группы), Озерной зоне (Ханхухэйская группа); встречаются в хребтах Хангая и Тарбагатай (Верхнехунгугольская группа).

Структурно-формационные комплексы позднего палеозоя (C_2-P). К концу PZ_2 на всей территории Монголии была сформирована континентальная кора, и регион рассматривается как единый континентальный мегаблок. И лишь на крайнем юго-востоке страны, в пределах Солонкерской зоны, продолжали формироваться комплексы океанической и переходной стадий. Поскольку большая часть скарновых месторождений и рудопроявлений сосредоточена в Северо-Монгольской зоне, а южно-монгольские скарны практически не изучены, мы ограничимся рассмотрением геологического строения Северо-Монгольской зоны. Эта часть территории в PZ_3 представляла собой крупную структуру наложения на область распространения каледонид и более ранних структур (байкалид). Ее формирование в целом закончилось к концу пермского периода.

Поздний палеозой характеризуется широким развитием магматических формаций. Разнообразные по составу магматические породы образуют закономерно построенный ареал с симметрично-зональной структурой [39, 42]. Ядро магматического ареала, совпадающее с Хангайским блоком дорифейского основания, представляет собой крупный батолит, сложенный интрузивными породами гранодиоритовой (тарбагатайский комплекс), гранодиорит-гранитовой, гранитовой (хангайский комплекс) и гранит-лейкогранитовой (шараусгольский комплекс) формаций. К северу и к югу от ядра магматического ареала симметрично располагаются пояса вулканогенных пород и сопряженных с ними субщелочных и щелочных интрузий. На западе они замыкаются вокруг Хангая, на востоке — образуют Северо- и Центрально-Монгольский вулканические пояса с амагматичной областью Хэнтэя и Предхэнтэйским прогибом.

Центрально-Монгольский вулканогенный пояс слагают вулканы нормальной щелочности (базальты, андезито-базальты, андезиты, дациты, дацит-риолиты, риолиты). Для Северо-Монгольского пояса характерны вулканы повышенной щелочности (трахибазальты, трахиандезиты, андезиты, андезит-риолит-трахилипариты). На позднем этапе вдоль этих вулканогенных поясов формировались рифтогенные пояса с трахибазальт-трахилипарит-комендитовыми ассоциациями и сопутствующими щелочными гранитами. Наряду с наземным вулканизмом в периферической части Северной Монголии проявлены интрузивные образования лейкогранитовой, гранодиорит-гранитовой и гранитовой формаций, а также гранит-лейкогранитовой формации с граносиенитами, щелочными гранитами и сиенитами.

В рамках PZ_3 , когда на территории Северо-Монгольской зоны сформировалась континентальная кора и осадочные формации были представлены алевролитопесчаниками, молассой и наземно-вулканогенным комплексом пород (карбонатные породы в разрезах практически отсутствуют), скарновые проявления различных формационных групп формируются при контактово-реакционном взаимодействии интрузий гранодиоритовой и гранит-лейкогранитной формаций преимущественно с доломитовыми

и кальцитовыми мраморами докаледонского основания, $R_3 - E_1$ и в меньшей мере с карбонатными породами структурных комплексов переходной стадии развития $PZ_1 - 2$. Отмечается пространственная приуроченность месторождений скарноворудной формации к наложенным структурам — разновеликим мульдам и впадинам (Бу-Цаганская, Салхитская, Северо-Гобийская) с выступами и блоками докаледонского основания среди континентальных осадков. Для PZ_3 характерно формирование скарнов с оруденением комплексного типа. Выделяются месторождения и рудопроявления борно-железородные с золотом (Бу-Цаган) и железо-полиметаллические (Гурбульджи-Ула) в магнезиальных скарнах, а также железородные (Томур-Тэ, Оют-Обо), железо-полиметаллические (Салхит, Томуртэйн-Обо), железо-полиметалло-вольфрамовые (Орцог-Обо), золото-медные (Тешик-Гол) типы оруденения в известковых скарнах.

Мезозойские структурно-формационные комплексы ($T - J_{1-2}$ и $J_3 - K_1$). Мезозойская эра характеризуется широким развитием глыбово-складчатых структур, в результате которого в Северо-Монгольской зоне возникли крупные сводовые поднятия (Хэнтэйское, Модотин-Эрэн-Дабанское, Предкеруленское) и система окаймляющих конседиментационных прогибов (Орхон-Селенгинский, Дашбалбар-Северочойбалсанский, Южно-Керуленский). В зонах прогибов происходило накопление континентальной молассы и наземных вулканогенных образований. Ареал плутонического магматизма перемещается к востоку. Центральная часть Монголо-Забайкальского ареала (ядро), приуроченная к крупному глыбово-складчатому Хэнтэйскому поднятию, представлена магматическими комплексами известково-щелочной серии (гранодиорит-гранитами). Эти породы слагают батолитоподобные тела, к западу они переходят в мелкие тела лейкогранитов и литий-фтористых гранитов. Периферические зоны ареала в его северной и южной частях представлены интрузивными комплексами повышенной щелочности. В Монголо-Забайкальском ареале проявлена также симметричная зональность в распределении вулканических формаций: в центре (Даурско-Хэнтэйская, Джаргалантуинская зоны) преобладают вулканы известково-щелочной серии, на периферии (Орхон-Селенгинская зона на северо-западе и Дашбалбарская — на юго-востоке) появляются вулканы повышенной щелочности.

На территории Западной Монголии в МЗ период выделяются крупные сводовые поднятия Монгольского Алтая, Ханхухея и Хангая, разделенные Предалтайским и Предханхухейским прогибами. Геологические комплексы в этой части территории Монголии представлены только континентальной молассоидной формацией, породы магматической формации здесь отсутствуют. Как и в PZ_3 , в условиях стабилизации континентальной коры специфика геологической позиции скарновых месторождений и рудопроявлений заключается в их формировании при контактово-реакционном взаимодействии преимущественно гранитов МЗ₂ с известковыми мраморами PR_3 и $V - E_1$, выступающими на поверхность во многих крупных блоках. Для мезозойской эры характерно широкое развитие месторождений и рудопроявлений известково-скарновой формации с редкометальным оруденением комплексного типа ($Sn + W$, $Mo + W$, $Fe +$ полиметаллы + W , $Cu + W + Bi$, $W + Mo +$ полиметаллы + Fe , $W + Cu + Au$, $W + Mo +$ полиметаллы + Cu и др.). К этому формационному типу скарнов относятся ряд рудопроявлений Джидинской зоны, Южного Керулена (Тумэн-Цогт, Западное, Шара-Хада), Южного Хэнтэя (Бейсе, Баян-Обо, Бурэн-Цогт и др.), Средней Гоби (Ихэ-Нарытинхид), на северо-востоке страны — в Ульдзинском (Эрдэнэ-Тологой, Дагайское, Баян-Дунское) и Халхингульском (Их-Дулан-Обо) районах.

Структурно-формационные комплексы кайнозоя (КЗ). Магматическая деятельность в это время проявилась исключительно в форме излияния лав основного состава, образующих огромные поля на территории Северо-Монгольской зоны. Базальты КЗ вулканического ареала сформировались на гетерогенном фундаменте, включающем все более древние структурно-формационные комплексы. В металлогеническом отношении вулканы не представляют практического интереса.

Приведенный выше обзор истории геологического развития Северного мегаблока Монголии с анализом геологической позиции скарновых месторождений и рудопрояв-

лений в структурно-формационных комплексах с учетом их пространственного размещения на этой территории позволяет отметить следующее: 1) скарноворудные месторождения и рудопроявления достаточно широко распространены в Северо-Монгольской зоне; 2) четко выделяются две самостоятельные формации: магнезиально-скарновая и известково-скарновая.

В пространственном размещении месторождений и рудопроявлений магнезиально-скарновой формации нет четкой и однозначной приуроченности к определенным комплексам. Она проявляется только для отдельных месторождений и рудопроявлений дорифейского основания и раннего палеозоя, в остальных случаях отмечается приуроченность к контактовым ореолам плутонических пород PZ_1-PZ_3 с пачками доломитов R_3-E_1 . Формационный состав вмещающих и интрузивных пород показывает, что магнезиальные скарны в PZ_1 образуются в переходную, а в PZ_3 — континентальную стадии тектонического развития Монголии.

В пределах изученной территории широко представлены месторождения и рудопроявления известково-скарновой формации, большая доля которых связана с континентальным этапом тектонического развития региона в течение всего палеозоя. В мезозое в период активизации магматической деятельности месторождения и рудопроявления этой формации снова получают значительное распространение в условиях континентального (платформенного) этапа развития, но уже в восточной и северо-восточной частях страны.

Следует также отметить, что месторождения и рудопроявления золоторудной известково-скарновой формации не получили самостоятельного развития на территории Северо-Монгольской зоны. Золото является сопутствующим элементом в составе комплексных руд в магнезиальных (Оют-Тологой, Бу-Цаган) и известковых (Чиндомани-Ула, Тоглоин-Худук, Орцог-Обо, Эрденэ-Тологой, Монгэту-Ула) скарнах.

Несомненно также значение региональных и глубинных разломов в формировании скарноворудной формации региона. Районы локализации таких месторождений и рудопроявлений характеризуются, как правило, сближенной системой разломов северо-западного и северо-восточного направлений. Магмоконтролирующее и металлогеническое значение глубинных разломов и других разрывных нарушений подчеркивается многими исследователями [16, 66].

ПЛУТОНИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ, ИХ СВЯЗЬ С ОБРАЗОВАНИЕМ СКАРНОВ; ПЕТРО- И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Роль магматизма в образовании скарнов общеизвестна. Магнезиальные скарны образуются при контактово-реакционном взаимодействии интрузивных тел с магнезиальными карбонатными породами при участии трансмагматических флюидов, собственно известковые скарны — при контактово-реакционном взаимодействии карбонатных пород с интрузивными, эффузивными породами, сланцами и др. при участии постмагматических растворов.

Структурно-формационное положение плутонических пород рассмотрено выше. Еще раз подчеркнем, что скарны Монголии формируются в связи с магматическими комплексами, образовавшимися в широком возрастном интервале, от PR_3 до MZ включительно. Примечательно также, что магнезиальные скарны не найдены в контактовых ореолах интрузий MZ , а известковые скарны не встречены с древними протерозойскими интрузиями. При возрастном расчленении интрузивных комплексов мы руководствовались данными, опубликованными в работах В.И. Коваленко с соавторами [37–42], Р.А. Хасина [16], С.П. Гавриловой, В.А. Павлова [19] и др. Систематика плутонических формаций, продуцирующих скарновые месторождения и рудопроявления, проведена в соответствии с их минеральным и химическим составом на основе классификации и

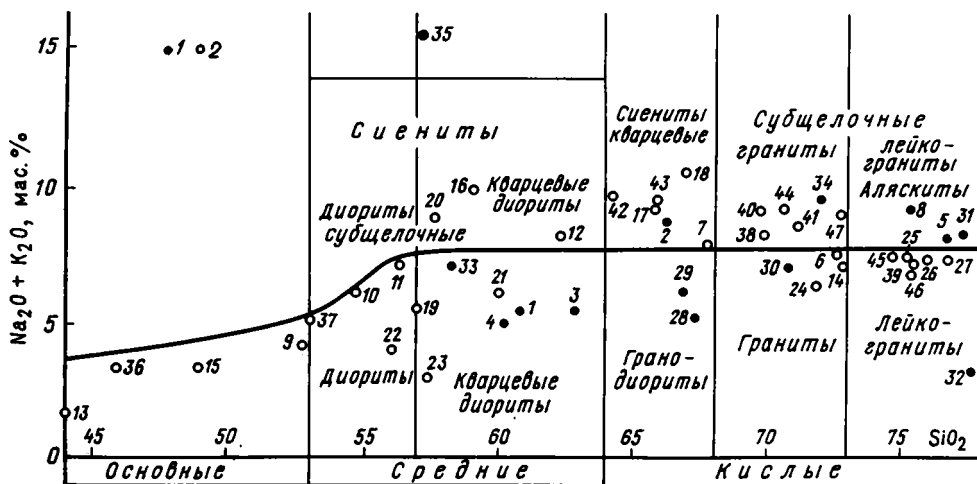


Рис. 2. Систематика интрузивных пород, продуцирующих скарноворудные проявления
1 — магнезиально-скарновая формация; 2 — известково-скарновая формация.
Номера анализов соответствуют табл. 2—6

номенклатуры, разработанной большим коллективом авторов и опубликованной в монографии "Магматические горные породы" [50].

По минеральному составу и содержанию в магматических породах SiO_2 и $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ среди основных, средних и кислых пород, связанных с формированием скарнов Монголии выделяются породы с нормальной и повышенной щелочностью (субщелочные) и щелочные горные породы (рис. 2). Формационный состав и петрохимические особенности интрузивных пород, с которыми связана большая часть скарноворудных месторождений и рудопоявлений Монголии, удобнее рассмотреть в соответствии с их возрастным расчленением в структурно-формационных комплексах.

Плутонические формации раннего палеозоя (PZ_1). К ним относятся интрузивные породы от габбро и габбро-диоритов до гранитов и лейкогранитов. При этом большая часть интрузивных тел среднего и кислого состава, продуцирующих скарноворудные проявления в Озерной, Идэрской, Орхон-Селенгинской зонах, западного и юго-западного обрамления Хангая, входит в тохтогеншильский (тэлминский) комплекс. Отдельные группы скарновых проявлений приурочены к интрузивным массивам керуленской серии, а также модоходукскому комплексу [16]. Выявляется определенная связь скарновых месторождений и рудопоявлений (Дзагастун, Оют-Тологой, Томур-Тологой, Тоглоин-Худук и др.) с главными фазами интрузий диоритов, кварцевых диоритов и гранодиоритов тохтогеншильского комплекса.

Интрузивные тела различных размеров залегают среди вулканогенно-осадочных пород R_3 — C_1 (Идэрская зона — Дзагастун, Богдаин-Аршан, Орхон-Селенгинская — Оют-Тологой, Томур-Тологой, Томур-Тай) или прорывают выступы и блоки PR фундамента (Шараусольский выступ — Билютинское рудопоявление, Южно-Сонгинский выступ — рудопоявление Дзала-Ула). В восточной части Центральной Монголии (Дурвэлджин, Среднеобийский район) магнезиальные скарны с борно-железным оруденением приурочены к биотитовым гранитам и лейкогранитам, образовавшимся в результате магматического замещения и гранитизации гнейсов гранулитовой фации метаморфизма. В Озерной зоне, в западной части Монголии, рудопоявления известково-скарновой формации (с Fe, Fe + Cu) пространственно связаны с мелкими интрузиями гранодиоритов тохтогеншильского комплекса среди вулканогенно-осадочных пород V— C_1 (Тоглоин-Худук, Цаган-Бургасты-Гол, Халчайское). Здесь же в габбро и габбро-диоритах встречаются известковые скарны жильного типа, развитые вдоль тектонических нарушений.

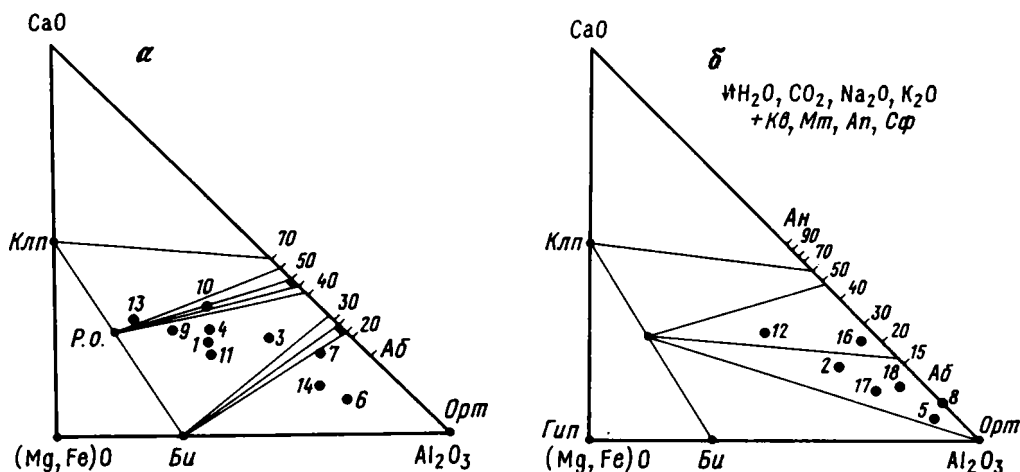


Рис. 3. Диаграммы состав—парагенезис интрузивных пород раннего палеозоя нормальной (а) и повышенной (б) щелочности
Обозн. см. на рис. 2

В Центральной Монголии (Среднегобийский район) Баян-Джаргалантская группа железорудных месторождений и рудопроявлений известково-скарновой формации сформировалась в контактовом ореоле небольших интрузий сиенитов и субщелочных гранитов второй фазы керуленской серии интрузивных пород. На востоке Центральной Монголии медно-железорудные известковые скарны Чиндомани-Ула приурочены к крупному гранитоидному Модоходукскому массиву одноименного интрузивного комплекса. Следует также отметить, что часто на месторождениях и рудопроявлениях скарновой формации в эндоконтактовых частях интрузий встречаются субщелочные граниты, кварцевые сиениты и граносиениты, которые могли возникнуть при магматическом замещении магнезиальных карбонатных пород (отраженная волна щелочности, по Д.С. Коржинскому).

Нередко также в контактах со скарноворудными телами в гранитоидах проявлена интенсивная поствагматическая калишпатизация с образованием пород, отвечающих по составу субщелочным гранитам (аляскам).

На рис. 3 изображены диаграммы состав—парагенезис, отражающие минеральный состав интрузивных пород PZ_1 , с которыми связаны скарноворудные проявления. На диаграммы нанесены также химические составы интрузивных пород, пересчитанные на молекулярные проценты Al_2O_3 , CaO , (MgO, FeO) , взятые из табл. 2. На диаграмме рис. 3, а видно, что диориты и кварцевые диориты характеризуются парагенезисом роговая обманка + андезин (№ 42) и биотит + олигоклаз—андезин (№ 32). В кварцевых диоритах присутствует кварц в количестве 8–10, иногда более 15%. Структура пород гипидиоморфнозернистая, с резким идиоморфизмом плагиоклаза по отношению к темновесным минералам и кварцу.

Более основные интрузивные породы отличаются парагенезисом лабрадор—андезин (№ 45–50) + роговая обманка в габбро-диоритах и битовнит (№ 70) + пироксен, а также роговая обманка + лабрадор № 60) в габбро. Структура — от гипидиоморфнозернистой до габбровой.

Граниты и плагиограниты нормального ряда характеризуются парагенезисом биотит + олигоклаз (№ 25) + калиевый полевой шпат + кварц. Структура гипидиоморфная, иногда пегматоидная. По парагенетическим минеральным ассоциациям рассмотренные интрузивные породы относятся к I типу пород нормальной щелочности на диаграмме Д.С. Коржинского [44].

На рис. 3, б показаны минеральные парагенезисы субщелочных и щелочных интрузивных пород.

Таблица 2

Химический состав (в мас. %) интрузивных пород PZ₁

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	60,60	66,30	62,90	60,23	76,81	72,64	67,82	75,18	52,70	54,61
TiO ₂	0,77	0,65	0,54	0,60	0,07	0,26	1,03	0,08	0,97	0,78
Al ₂ O ₃	15,80	15,60	16,10	16,45	12,49	13,25	14,50	13,10	15,95	16,22
Fe ₂ O ₃	2,81	2,28	2,12	2,47	0,48	0,69	1,37	1,46	4,19	2,43
FeO	4,04	1,82	3,00	4,16	0,32	1,72	1,68	Нет	5,32	1,91
MnO	0,13	0,07	0,11	0,11	0,00	0,02	0,02	0,03	0,15	0,08
MgO	4,09	0,79	3,30	3,67	0,31	0,34	0,92	0,00	5,99	4,06
CaO	5,43	2,50	4,99	6,10	0,44	0,75	1,46	0,66	8,04	8,35
Na ₂ O	3,65	3,89	4,02	3,72	4,44	4,70	2,62	3,67	3,27	5,06
K ₂ O	1,82	4,55	1,52	1,28	3,86	3,01	5,41	5,78	0,97	1,16
H ₂ O ⁻	<0,10	0,11	0,10	0,87	0,00	0,05	0,17	0,21	0,11	0,25
H ₂ O ⁺	1,11	1,05	1,46	0,05	0,12	0,65	0,59	0,24	1,75	1,64
CO ₂	—	—	—	0,01	Нет	Нет	Нет	Нет	0,40	2,35
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	0,03	0,15	0,12	—	0,40
Cl	0,04	0,04	0,05	0,03	—	—	—	—	0,03	—
SO ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
F	—	Не обн.	Не обн.	0,035	—	—	—	—	0,037	—
Сорг	—	—	—	—	—	0,54	—	Нет	—	—
Сумма	100,39	99,65	100,21	99,785	99,34	98,55	97,74	100,53	99,877	99,3

Примечание. 1—4, 21 — кварцевый диорит; 5 — аляскит; 6, 14 — гранит; 7 — гранито-гнейс; 8 — субщелочной лейкогранит; 9 — габбро-диорит; 10, 11, 19 — диорит; 12, 20 — субщелочной кварцевый диорит; 13 — габбро; 15 — диабазовый порфирит; 16 — снениит; 17, 18 — кварцевый снениит. Рудопроявления: 1, 2 — Дзагастуин (тохтогеншильский комплекс); 3 — Дзала-Ула; 4, 5 — Оют-То-

зивных пород того же возраста. Они отличаются лейкократовым обликом и сложены преимущественно альбитом, альбит-олигоклазом (10—15%), калий-натриевым полевым шпатом (40—50%), кварцем (30—40%). В субщелочных диоритах присутствуют темно-цветные минералы (щелочная роговая обманка, биотит), в незначительных количествах отмечается калий-натриевый полевой шпат. Структура пород преимущественно порфировидная. По щелочности эта группа отвечает II типу пород на диаграмме Д.С. Коржинского.

Для анализа парагенетических связей между главными членами магматических ассоциаций пород, участвующих в формировании рудоносных скарнов Монголии, а также для выявления возможных вещественных признаков потенциальной рудоносности интрузий использована методика изучения, графического изображения и сравнительной оценки с эталонными рудоносными гранитоидными формациями, предложенная Э.П. Изохом [34].

На рис. 4 изображены вариационно-петрохимические диаграммы пород тохтогеншильского (I), модоходукского (II) и керуленского (III) комплексов PZ с использованием литературных данных [16, 59]. Диаграммы наглядно показывают, что интрузивные комплексы PZ, продуцирующие скарноворудные проявления, относятся к сложным магматическим сериям, объединяющим две группы пород: базитовую (габбро, габбро-диориты, диориты) и гранитоидную (кварцевые диориты, гранодиориты, граниты, лейкограниты). При этом только тохтогеншильский комплекс может рассматриваться как непрерывная, слабоконтрастная серия интрузивных пород с главной фазой, представленной диоритами, и с постепенным фациальным переходом в габбро-диориты и габбро. К более поздней фазе относятся кварцевые диориты, гранодиориты и граниты. В остальных комплексах более четко выражено обособление базитов от гранитоидов

11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
56,20	62,63	43,80	72,90	48,94	58,36	65,65	67,00	56,98	57,70	59,85
0,97	0,78	0,48	0,33	1,32	0,92	0,38	0,53	0,60	0,35	0,80
16,30	14,75	15,10	12,90	16,70	16,75	16,35	16,18	15,72	15,70	16,65
4,12	2,59	4,62	0,93	4,01	4,65	1,92	1,32	2,64	0,81	3,01
2,60	2,35	5,43	0,97	5,56	0,57	1,79	1,00	2,84	2,69	2,68
0,13	0,08	0,22	0,02	0,21	0,18	0,04	0,00	0,12	0,10	0,05
4,63	2,53	12,97	0,86	6,01	0,33	0,25	0,23	3,53	3,30	2,68
5,22	5,00	12,21	1,38	7,62	3,32	1,46	1,28	9,63	9,15	5,47
5,07	4,22	0,96	3,07	2,85	5,39	4,76	4,22	4,13	3,45	3,88
2,14	4,03	0,71	4,15	1,09	4,17	4,58	6,52	1,57	5,58	2,35
1,70	0,80	2,46	0,64	0,85	0,38	0,53	1,06	1,17	Не обн.	0,20
0,30	0,13	0,12	0,38	2,96	1,11	0,65	0,71	0,34	0,53	0,67
0,24	Не обн.	—	0,96	Нет	2,30	Нет	Нет	—	0,72	—
—	—	—	—	0,39	0,28	0,04	0,01	0,36	—	0,28
0,03	0,04	0,07	0,03	—	—	—	—	—	0,06	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,066	0,01	0,018	0,012	—	—	—	—	—	—	—
99,716	99,76	99,168	99,532	98,51	98,71	98,4	100,6	98,63	100,14	98,57
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

логий; 6 — Томур-Тологой; 7, 8 — Дурвелджин; 9–12 — Тоглоин-Худук; 13 — Хапчайское; 14, 15 — Ихэ-Бумбуин; 16–18 — Баян-Джаргалант; 19–21 — Алаг-Эрдэнэ; 1–8 — связанные магнезиальными скарнами, 9–21 — с известковыми скарнами. Аналитики Г.С. Есикова, О.Г. Унанова, Е.П. Фролова (ЦХЛ ИГЕМ АН СССР); С.Н. Гордеева, И.Л. Симонов (ХАЛ ГИН АН СССР).

и изменения количественных соотношений в общем объеме комплексов. Формационная систематика интрузивных комплексов PZ рассмотрена во многих публикациях и отражена на геологической карте Монгольской Народной Республики масштаба 1 : 1 500 000, составленной в 1977 г. [14]. Большинство исследователей раннепалеозойские комплексы относят к габбро-диорит-гранитной группе формаций. В зависимости от количественной роли пород основного, среднего, умеренно кислого и ультракислого состава эта группа разделяется на четыре формации: габбро-диорит-гранодиоритовую, диорит-гранодиоритовую, гранит-гранодиоритовую и гранит-лейкогранитовую [16]. Тохтогеншильский (тэлминский) комплекс PZ₁ Северной и Западной Монголии, а также модоходукский комплекс PZ₁ Центральной Монголии объединяются в габбро-диорит-гранодиоритовую, а керуленская серия — соответственно в гранит-гранодиоритовую формации. Следует отметить, что формационная принадлежность диоритов и кварцевых диоритов в составе указанных комплексов по-разному оценивается исследователями: В.И. Коваленко и др. [39] кварцевые диориты Озерной зоны объединяют в тоналит-плагиогранитную формацию; А.С. Павленко и др. [59] — включают в тохтогеншильский комплекс габбро-диорит-плагиогранитной формации; С.П. Гаврилова и Р.М. Яшина [19] тохтогеншильский комплекс Озерной и Идэрской зон относят к диорит-гранодиоритовой формации.

По петрохимии возможно также разделение комплексов по типу щелочности. Тохтогеншильский и модоходукский комплексы относятся к высоконатриевым ассоциациям (Na преобладает от габбро до лейкогранитов); керуленская серия пород отвечает натриевому типу щелочности с преобладанием К над Na в конечных членах завершенной серии — в гранитах и лейкогранитах. Общая щелочность закономерно возрастает по мере увеличения кремнискислотности; содержание Mg и Ca соответственно падает, Ca

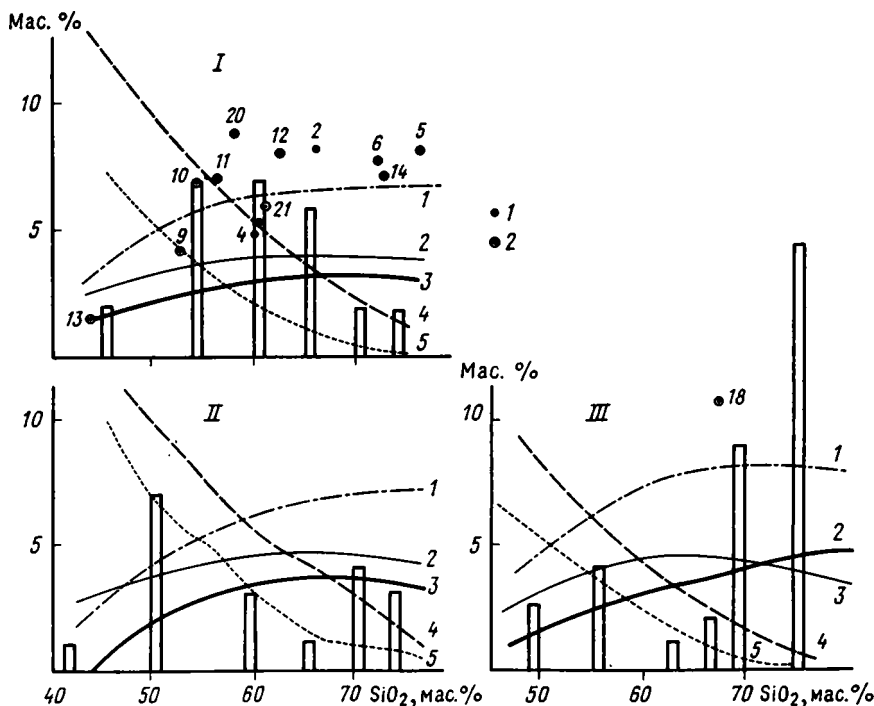


Рис. 4. Вариационно-петрохимические диаграммы: тохтогеншильского (I), модохудукского (II), керуленского (III) интрузивных комплексов раннего палеозоя

1 — $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$; 2 — Na_2O ; 3 — K_2O ; 4 — CaO ; 5 — MgO .

Обозн. см. на рис. 2. По литературным данным [16, 59] и табл. 2

преобладает над Mg независимо от состава вмещающих пород и формационного типа скарнов. Следует обратить внимание на содержание закиси и окиси железа (см. табл. 2) в диоритах и кварцевых диоритах. Оно соответствует средним и выше значениям железа в кварцевых диоритах базальтоидного происхождения, которые сформировались в габбиссальных условиях и с ними связаны многие промышленные железо- и медно-железорудные контактово-метасоматические месторождения Урала [68].

О генетическом родстве диоритов с базальтоидной формацией можно судить также по содержанию в них рубидия и его индикаторному соотношению с калием ($\text{K} : \text{Rb}$). Из табл. 3 видно, что среднее содержание Rb — 38 г/т (интервал колебания 27–200 г/т) в диоритах ниже кларкового, но эта величина отвечает средним значениям Rb (37,1 г/т), рассчитанным В.В. Ляховичем для базальтоидных (мантийных) гранитоидов, а также близка к средним значениям Rb (45 г/т) в интрузивных породах габбро-диоритового формационного типа [54]. В гранитоидах поздних фаз содержание этого элемента увеличивается, например на месторождении Дзагастуйн в субщелочном граните (тохтогеншильский комплекс) установлено 200 г/т Rb ($\text{K}_\text{к} = 1,0$). Такое содержание Rb в поздних фазах гранитоидов соответствует его значениям в интрузивных комплексах корового происхождения, образовавшихся при палингенезе пород сиала [49]. Общая тенденция обогащения рубидием поздних фаз в процессе дифференциации магматического очага подчеркивается многими исследователями независимо от возраста и региона [41, 49, 65]. Содержание Li в габбродиоритах выше кларкового (средний $\text{K}_\text{к} = 1,9$), оно также выше средних содержаний этого элемента в габбро-диоритовых, диорит-плагиогранитовых комплексах и соответственно равно 12 и 15 г/т [54]. В гранодиоритах и гранитах содержание Li падает.

В связи с обсуждением геохимических особенностей интрузивных пород следует

обратить внимание на содержание в них летучих элементов. Как можно видеть из табл. 3, эти породы, продуктивные в отношении скарново-железорудных проявлений, отличаются высоким содержанием Cl (средний $K_K = 3,8$). А.А. Дымкин и др. [21] для скарново-магнетитовых месторождений Урала, Тургая указывают на хлорную специализацию интрузивных комплексов габбро-гранитного формационного типа, с которыми связаны промышленные месторождения. Авторы предполагают существование специализированных магматических систем с хлорной флюидной фазой, которая может быть источником рудогенерирующих процессов. Подчеркивается также, что чем полнее процесс дифференциации магматического очага, тем вероятнее накопление Fe как в богатой хлором флюидной фазе, так и в расплаве. Повышенное содержание Cl в диоритах PZ_1 Монголии способствовало, по-видимому, частичному накоплению (выше кларковых содержаний) следующих рудных элементов (в г/т): сидерофильных — Co — 33, Mo — 3; халькофильных — Pb — от 30 до 400, Zn — от 60 до 300, Cu — от 40 до 70.

Диориты и граниты, продуктивные в отношении борно-железного оруденения магнезиально-скарновой формации, характеризуются повышенным содержанием В (средний $K_K = 1,9$) (см. табл. 3). Считается, что В накапливается преимущественно в осадочных породах. Поэтому многие исследователи [3] полагают, что обогащение бором гранитоидов связано с палингенным преобразованием вулканогенно-осадочных и осадочно-метаморфических пород под воздействием гранитной магмы. При обсуждении анализов состава карбонатных пород, вмещающих скарноворудные месторождения и рудопроявления раннего палеозоя, было показано, что доломиты и доломитовые мраморы содержат бор в переменных количествах (7—400 г/т). При этом пока не установлено, что бор мобилизуется именно из карбонатных пород. Так, на борно-железном месторождении Дзагастуин содержание бора в доломите ниже кларкового и, следовательно, намного ниже, чем в продуктивных кварцевых диоритах и гранитах. И, наоборот, на железорудном месторождении (с полиметаллами) магнезиально-скарновой формации (Гурбульд-жи-Ула) содержание В в доломитах выше кларкового (30 г/т), но ни гранитоиды, ни скарны не содержат бора и борной минерализации (по-видимому, действует правило полярности, по В.В. Ляховичу [49]).

Четкой геохимической закономерности в распределении фтора в интрузивных комплексах PZ_1 не выявлено. Средние содержания F ниже кларковых ($K_K = 0,5 \div 0,7$), однако в габбро-диоритах и диоритах K_K выше, чем в гранитоидах.

Анализ петрохимических и геохимических данных интрузивных комплексов PZ_1 позволяет сделать вывод, что железорудные скарны (с В, Cu и др.) Северной и Центрально-Монгольской систем формировались в пространственной и генетической связи с интрузивными комплексами двух формаций: габбро-диоритовой и гранит-гранодиоритовой. Первые, по-видимому, имеют мантийное происхождение и сформированы в гипабиссальных условиях, вторые — коровые.

Геологические и петрохимические особенности плутонических формаций PZ_1 территории Монголии, продуцирующих скарноворудные проявления железного профиля, обнаруживают определенные черты сходства с главными диагностическими признаками железоносных существенно базитовых комплексов, выявленных на примере месторождений Алтае-Саянской области и Урала (по Э.П. Изюху). В качестве дополнительных признаков следует учитывать содержание в интрузивных комплексах летучих — Cl и В для борно-железорудных проявлений.

Плутонические формации среднего палеозоя (PZ_2). С интрузивными породами этого возраста связано формирование железорудных, медно-железорудных, медных (с полиметаллами) рудопроявлений известково-скарновой формации, размещенных преимущественно на территории Западной Монголии, отдельные рудопроявления известны в Северной и Центральной Монголии (верховья р. Хунгуй-Гол). Характерна приуроченность рудопроявлений к Цаган-Шибетинской, Хархиринской, Дзабханской и Озерной тектоническим зонам с широким развитием вулканитов и вулканогенно-осадочных пород. Скарнированию подвергаются вулканогенно-осадочные породы $R-E_1$ в контактовых ореолах гранитоидных интрузий $D-C_1$. По размерам интрузии относятся пре-

Т а б л и ц а 3

Содержание щелочных и летучих элементов в интрузивных породах

Месторасположение, порода	K*	Na*	Rb**		Li**	
			в породе	K_K	в породе	K_K
1	2	3	4	5	6	7
Магнезиально-скарновая формация (PZ ₁)						
Дзагастуин						
Кварцевый диорит	1,82	3,65	55	0,55	60	3,0
Субщелочный гранит	4,55	3,89	200	1,0	35	0,9
Дзала-Ула						
Кварцевый диорит	1,52	4,02	33	0,33	33	1,7
Оют-Тологой						
Кварцевый диорит	1,28	3,72	27	0,27	32	1,6
Известково-скарновая формация (PZ ₁)						
Тоглоин-Худук						
Габбро-диорит	0,97	3,27	35	0,8	22	1,5
Диорит	2,14	5,07	56	0,6	35	1,5
Субщелочный диорит	4,03	4,22	100	1,0	14	0,7
Хапчайское						
Габбро	0,71	0,96	20	0,44	19	1,26
Гранит	4,15	3,07	76	0,38	6,3	0,15
Тохтогеншильский комплекс [1]						
Гранодиорит	—	—	54	0,08	17	0,4
Гранит	—	—	91	0,5	25	0,6
Телминский комплекс [1]						
Гранодиорит	—	—	107	—	22	—
Известково-скарновая формация (PZ ₂)						
Цэхир-Булак						
Диорит	0,55	3,03	23	0,1	30	0,75
Гранит-гранодиоритовая формация [19]						
Гранодиорит	—	—	91,7	0,45	16,8	0,42
Гранит	—	—	138	0,69	22	0,55
Гранит дополнительной фазы интрузий	—	—	185	0,92	22,3	0,55
Магнезиально-скарновая формация (PZ ₃)						
Бу-Цаган						
Гранодиорит	2,38	2,90	45	0,08	13	0,33
Гранит (с турмалином)	4,06	3,33	120	0,6	51	1,28
Субщелочной лейкогранит	4,89	3,51	100	0,5	14	0,35
Гурбульджи-Ула						
Субщелочной гранит	5,77	3,94	100	0,5	2	0,05
Хархан-Гол						
Нефелиновый сиенит	5,57	10,23	110	—	33	—
Известково-скарновая формация (PZ ₄)						
Оют-Обо						
Субщелочной габброид	0,75	2,65	22	0,49	22	8,5
Субщелочной габброид	0,72	4,52	19	0,42	15	1,0
Лейкогранит	3,65	3,74	76	0,38	11	0,28
Томур-Тэ						
Субщелочной гранит	4,92	4,43	144	0,72	25	0,06

Cs**		Cl**		B**		F**		K : Na	K : Rb
в породе	K _K	в породе	K _K	в породе	K _K	в породе	K _K		
8	9	10	11	12	13	14	15	16	17

Магнезиально-скарновая формация (PZ₁)

3,9	—	400	4,0	30	2,0	Не обн.		0,49	331
3,2	0,6	400	1,7	45	3,0	”		1,17	227
0,4	—	500	5,0	30	2,0	”		0,38	461
1,0	—	300	3,0	7	0,5	350	0,7	0,34	474

Известково-скарновая формация (PZ₁)

2,6	2,6	300	6,0	—	—	370	1,0	0,30	277
3,1	—	300	3,0	15	3,0	660	1,2	0,42	382
1,5	—	400	4,0	—	—	100	0,2	0,95	403
1,0	1,0	700	14	—	—	180	0,5	0,73	355
0,2	0,04	300	1,25	—	—	120	0,15	1,35	546
—	—	—	—	—	—	437	0,54	—	394
—	—	—	—	—	—	—	—	—	419
—	—	—	—	—	—	430	0,53	—	263

Известково-скарновая формация (PZ₂)

<0,5	—	300	1,25	—	—	370	0,5	0,18	239
1,7	0,34	—	—	15,3	1	—	—	—	—
3,4	0,68	—	—	7,3	0,48	—	—	—	—
5	1,0	—	—	6,0	0,4	—	—	—	—

Магнезиально-скарновая формация (PZ₃)

1,7	0,34	Не обн.	700	2,9	200	13,3	0,82	529
2,4	0,48	”	800	3,33	200	13,3	1,21	338
1,3	0,26	”	900	3,75	30	2,0	1,39	489
1,0	0,2	150	0,19	300	1,25	Не обн.	1,46	577
—	—	Не обн.	600	—	”		0,54	506

Известково-скарновая формация (PZ₃)

0,9	0,09	Нет	—	—	400	—	0,28	341
1,9	0,19	100	—	—	—	Не обн.	0,16	379
2,3	0,46	Не обн.	—	—	200	0,25	0,98	480
2,5	0,5	”	—	—	300	1,25	1,1	341

Таблица 3 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7
Известково-скарновая формация (PZ ₂)						
Субшелочной гранит	4,84	4,00	152	0,76	32	0,8
Кварцевый сиенит	4,32	5,43	136	—	3	—
Томуртыйн-Обо						
Субшелочной гранит	3,91	5,52	177	0,89	17	0,42
Тарбагатайский комплекс [1]						
Гранодиорит	—	—	86	0,43	26	0,65
Шараусгольский комплекс [1]						
Лейкогранит	—	—	163	0,81	23	0,58
Известково-скарновая формация (MZ)						
Баян-Обо						
Лейкогранит	4,12	3,03	21	0,1	47	1,2
Тумэн-Цогт						
Шарахадинский комплекс						
Субшелочной гранит	5,93	3,49	550	2,5	21	0,5
* В мас.%. **В г/т						
Примечание. Коэффициент концентрации $K_K =$				содержание элемента в породе (в г/т или мас. %)		
				кларковое содержание той же породы (по А.П. Виноградову [11]) в тех же единицах		

Таблица 4

Химический состав (в мас.%) интрузивных пород PZ₂

Компоненты	22	23	24	25	26	27
SiO ₂	55,84	57,40	71,89	75,20	76,08	76,70
TiO ₂	0,69	0,87	0,19	0,13	0,11	0,15
Al ₂ O ₃	17,92	16,40	14,59	11,25	12,52	11,62
Fe ₂ O ₃	2,99	4,15	1,03	3,55	0,18	0,80
FeO	4,44	5,08	1,30	0,51	0,30	0,33
MnO	0,16	0,21	0,02	0,01	0,00	0,00
MgO	3,09	2,99	0,59	0,06	0,10	0,08
CaO	6,94	6,21	1,80	0,38	0,83	0,46
Na ₂ O	3,71	3,03	4,76	4,89	3,29	1,85
K ₂ O	0,46	0,55	1,76	2,73	4,29	5,66
H ₂ O ⁻	0,10	2,26	0,17	0,11	0,18	0,20
H ₂ O ⁺	1,78	0,15	0,70	0,22	0,55	0,45
CO ₂	0,85	0,22	Нет	Нет	Нет	Нет
P ₂ O ₅	0,14	—	0,03	0,01	—	0,10
Cl	Не опр.	0,03	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
F	"	0,018	"	—	—	—
Сорг	0,14	—	Нет	Нет	—	—
Сумма	99,25	99,568	98,83	99,05	98,43	98,34

Примечание. 22 — диорит; 23 — кварцевый диорит; 24, 25 — гранит; 26 — лейкогранит; 27 — гранит-порфир. Рудопроявления: 22—24 — Цэхир-Булак; 25 — Монгэту-Ула; 26 — Шара-Булак; 27 — Шибени-Гол. Аналитики И.Л. Симонов, С.Н. Гордеева (ХАЛ ГИН АН СССР).

8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Известково-скарновая формация (PZ ₁)									
2,8	0,56	—	—	—	—	200	0,8	1,2	318
3,4	—	—	—	—	—	600	—	0,79	343
1,8	0,36	—	—	—	—	900	3,75	0,71	221
—	—	—	—	—	—	437	1,82	—	356
—	—	—	—	—	—	314	—	—	270
Известково-скарновая формация (MZ)									
3,9	0,79	—	—	—	—	1400	1,75	1,36	
4,8	0,95	Не обн.		—	—	1300	1,6	1,7	108

имущественно к малым телам — штокам и дайкам с незначительной степенью эродированности.

По минеральному и химическому составу интрузии PZ₂ (см. рис. 2; табл. 4), с которыми связаны скарноворудные образования Западной Монголии, сложены преимущественно гранитами (плагигранитами) и лейкогранитами нормальной и повышенной щелочности. Скарны в контактовых ореолах с интрузиями среднего состава имеют подчиненное значение и встречаются в Хархиринской зоне (Цэхир-Булак).

На рис. 5 показана диаграмма состав—парагенезис, характеризующая минеральный состав гранитоидов нормальной щелочности. Диориты и кварцевые диориты отличаются парагенезисом роговая обманка + андезин (№ 30—40) и биотит + олигоклаз (№ 26) и имеют гипидиоморфнозернистую структуру. Лейкократовые гранитоидные породы (гранодиориты, плагиграниты и граниты) характеризуются переменным количественным соотношением главных минералов. Содержание плагиоклаза составляет 40—60%, калиевого полевого шпата (ортоклаз, микроклин) — 0—20, кварца — 15—40, биотита — 5—10, амфибола — 0—3%.

Гранодиориты отличаются минеральной ассоциацией биотит + роговая обманка + олигоклаз (№ 22—26) + калиевый полевой шпат + кварц; граниты — биотит + калиевый полевой шпат (микроклин) + альбит—олигоклаз + кварц и лейкограниты — кварц + калиевый полевой шпат + альбит. Структура породы — от гипидиоморфной до равномернo-зернистой, в эндоконтактах и апофизах — часто порфировая.

На рис. 6 представлена вариационная диаграмма интрузий (PZ₂), непосредственно связанных с формированием скарноворудных месторождений, с использованием материалов С.П. Гавриловой по сопредельным районам Западной Монголии [19].

Если сравнить петрохимические особенности двух разновозрастных комплексов, развитых практически в одном регионе Западной Монголии, — тохтогеншильского комплекса (PZ₁) (см. рис. 4, 1) и интрузий (PZ₂), продуцирующих железо-медное (с полиметаллами) оруденение в известковых скарнах, то можно видеть резкое изменение состава последних. Интрузии сложены преимущественно гранитоидными порода-

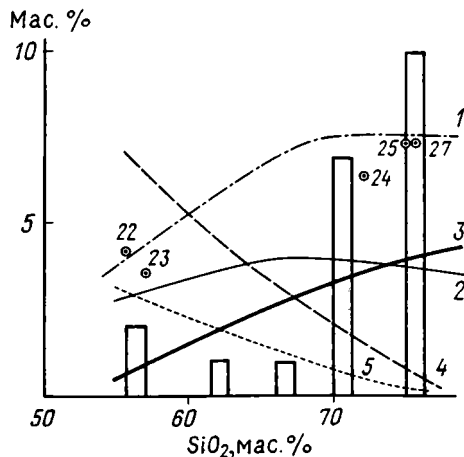
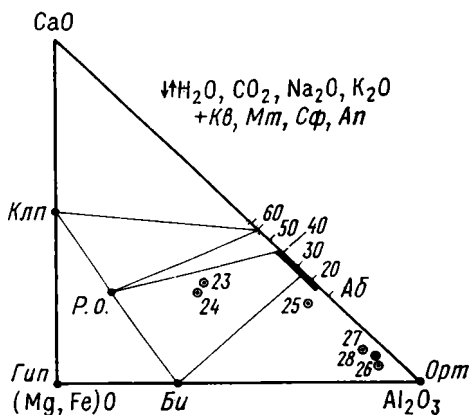


Рис. 5. Диаграмма состав – парагенезис гранитоидов нормальной щелочности среднего палеозоя. Обозн. см. на рис. 2. Номера точек см. в табл. 4

Рис. 6. Вариационно-петрохимическая диаграмма интрузивных пород гранодиорит-гранитной формации (по С.П. Гавриловой)

Высота столбов — количество анализов горных пород (усредненные литературные данные).
Обозн. см. на рис. 2,4

ми с преобладанием гранитов и лейкогранитов. Для этих пород (от диоритов до гранитов) характерно преобладание Na над K и только в конце завершённой стадии проявляется увеличение концентрации K. Гранитоиды отличаются высокой щелочностью и повышенной основностью; диориты — высоким содержанием Fe, близким для группы пород базальтоидной формации мантийного (?) происхождения. Устойчивое низкое содержание Fe в гранитах и лейкогранитах отвечает коровым гранитоидам.

Сопоставление имеющихся данных с результатами детальных формационных исследований гранитоидов, проведенных С.П. Гавриловой в Западной Монголии, позволяет считать, что plutonические комплексы PZ_2 , продуцирующие скарноворудные проявления (с Cu, полиметаллами, Fe), относятся к гранодиорит-гранитной формации. Присутствие в интрузивном комплексе диоритов, обнаруживающих петрохимическую связь с базальтоидной формацией, указывает на принадлежность отдельных продуктивных массивов к PZ_2 габбро-диорит-гранитной формации (Цаган-Шибэтинская зона).

Интрузивные породы гранит-гранодиоритовой формации PZ₂ характеризуются низкими значениями ($K_K < 1$) Rb, Li, Cs, Cu, Mo; содержания выше кларковых ($K_K > 1$) обнаруживают Pb ($K_K \leq 1,8$), Sn ($K_K = 3$), Zn ($K_K = 1,3 \div 100$), W ($K_K = 0 \div 20$). В целом содержания редких и рудных элементов в гранитоидах близки к средним содержаниям элементов-примесей в интрузивных гранитоидах корового происхождения [49].

При оценке рудоносности интрузивных комплексов PZ_2 Западной Монголии в отношении медноколчеданного оруденения следует исходить из общей геологической позиции, ранее установленной Б.А. Яковлевым и М. Жамсраном [17]: многочисленные рудопроявления меди на этой обширной территории представляют собой минерализованные зоны, локализованные вдоль разрывных нарушений в офиолитовых поясах (гипербазитах, габбро, эффузивах основного и среднего состава) $V-E_1$.

Наши исследования на опорных скарноворудных проявлениях Западной Монголии показали, что медное и железо-медное оруденение локализовано в известковых скарнах, развитых преимущественно по вулканитам вдоль сети трещинных зон (инфильтрационные, жильные скарны), а также вдоль контактов вулканогенных пород с прослоями и пачками известняковых мраморов (обменно-диффузионные эндо-эксоскарны) в непосредственном контакте с гранитоидными интрузиями или на некотором удалении

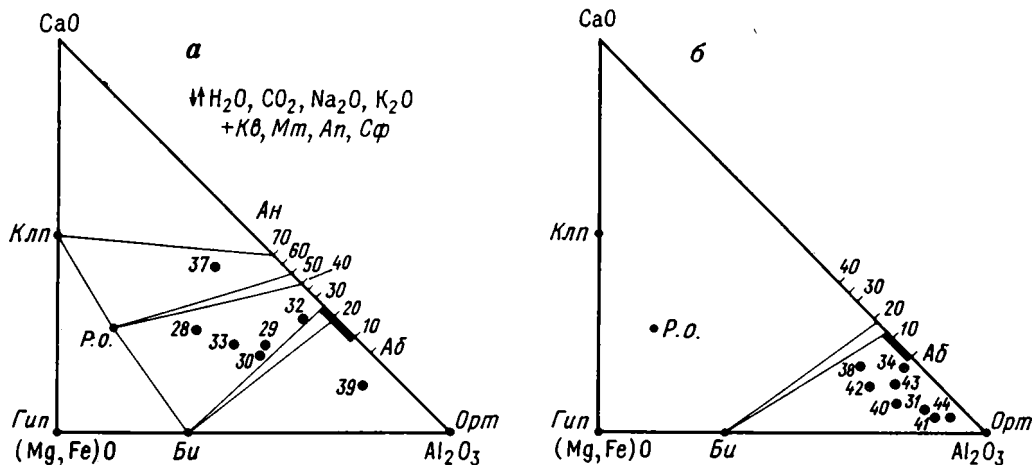


Рис. 7. Диаграммы состав–парагенезис интрузивных пород позднего палеозоя нормальной (а) и повышенной (б) щелочности

Обозн. см. на рис. 2. Номера точек соответствуют табл. 5

от них. Однако требует дальнейшего изучения состав плутонических формаций, продуцирующих медные и медно-полиметаллические рудопроявления в этом регионе.

По Э.П. Изоху [34], главным геологическим и вещественным признаком железо-медно-полиметаллического оруденения является его связь с существенно базитовой плутонической формацией, объединяющей габбро, диориты, а из кислых пород — гранодиориты, и постоянно присутствие вулканитов.

В Западной Монголии гранитоиды хархиринского комплекса, пространственно связанные со скарноворудными проявлениями, относятся к гранит-гранодиоритовой формации [19]. Диориты и кварцевые диориты (Цэхир-Булак) в составе формации имеют подчиненное значение (см. рис. 6), хотя по некоторым петрохимическим и геохимическим признакам (содержанию Fe, Rb) диориты обнаруживают отдаленную связь с базальтоидной формацией. Поэтому в нашем случае можно говорить о пространственной связи гранитоидов гранит-гранодиоритовой формации PZ₂ с формированием известковых скарнов. При этом рудоносными, по-видимому, являются вмещающие вулканогенные породы.

Плутонические формации позднего палеозоя (PZ₃) характеризуются большим разнообразием пород — от ультраосновных до ультракислых, объединенных в габброидные, гранодиоритовые, гранитовые (с Li–F-гранитами) группы формаций [42]. Однако магнезиальные и известковые скарны с железным, борно-железным, железо-полиметаллическим (с W, Sn) и другими типами оруденения формируются при контактовом взаимодействии с карбонатными породами (доломитами, известняками) интрузий гранодиоритовой и гранит-лейкогранитовой формаций, включающих соответственно тарбагатайский (C_{2–3}) и шараускольский (P) интрузивные комплексы. В Западном Прихубсугулье (Хархан-Гол) магнезиальные скарны образовались в контакте нефелиновых сиенитов с доломитами (сиенит-нефелиновая формация, по Р.М. Яшиной [19]). В современном эрозионном срезе интрузии отличаются неправильными формами и различными размерами (штоки, дайки).

Для центральной части Монголии характерна пространственная приуроченность интрузий к периферии (на западе, юге и далее к востоку) огромного батолитообразного массива гранодиоритов Хангайского нагорья, слагающего ядро магматического ареала (PZ₃) [39, 42].

В табл. 5 приведены химические анализы интрузивных пород PZ₃ из месторождений и рудопроявлений магнезиально-скарновой и известково-скарновой формаций.

Таблица 5

Химический состав (в мас.%) интрузивных пород (PZ₃)

Компоненты	28	29	30	31	32	33	34	35
SiO ₂	67,20	66,88	71,00	77,20	77,60	58,24	72,10	57,20
TiO ₂	0,78	0,49	0,46	0,04	0,02	0,98	0,15	0,05
Al ₂ O ₃	11,90	15,59	14,00	12,60	13,40	16,66	14,15	23,90
Fe ₂ O ₃	2,36	0,90	1,42	0,27	Сл.	2,01	0,31	0,17
FeO	2,78	1,53	0,70	0,93	0,38	3,35	0,19	1,18
MnO	0,12	0,02	0,02	0,015	0,01	0,05	0,06	0,02
MgO	3,37	2,03	1,35	0,048	0,36	2,98	0,18	0,03
CaO	4,99	3,84	2,50	0,51	3,29	4,35	1,14	0,71
Na ₂ O	2,90	4,66	3,33	3,51	3,80	5,41	3,94	10,23
K ₂ O	2,38	1,62	4,06	4,89	0,25	1,52	5,77	5,57
H ₂ O ⁻	0,14	0,10	<0,10	<0,10	0,09	0,15	0,33	<0,10
H ₂ O ⁺	0,97	0,52	1,19	0,34	0,32	1,42	0,07	0,80
CO ₂	—	Нет	—	—	—	1,10	1,13	—
P ₂ O ₅	—	0,09	—	—	—	0,23	—	—
Cl	0,07	—	0,08	0,09	—	—	0,03	0,06
SO ₃	—	—	—	—	—	—	—	—
F	Не обн.	—	—	Не обн.	—	Нет	—	—
Сорг	—	Нет	—	—	—	—	0,015	Не обн.
Сумма	99,96	98,27	100,21	100,543	99,52	98,45	99,57	100,02

Примечание. 28, 29 — гранодиорит; 30 — гранит; 31 — субщелочной лейкогранит (аляскит); 32, 39 — лейкогранит; 33 — диорит; 34, 38, 40, 41, 44 — субщелочной гранит; 35 — нефелиновый сиенит; 36 — субщелочной (?) габброид; 37 — габбро-диорит; 42, 43 — кварцевый сиенит. Рудопроявления: 28–32 — Бу-Цаган; 33, 34 — Гурбульджи-Ула; 35 — Хархан-Гол; 36–39 — Оюк-

По минеральному и химическому составу в интрузивных комплексах выделяются породы нормальной (от габбро-диоритов до лейкогранитов) и повышенной щелочности (субщелочные разности). Анализ эндоконтактов интрузий и вмещающих карбонатных пород, минеральный и химический состав, структурные соотношения минералов интрузивных пород показывают, что внутренние части интрузивных тел сложены габбро-диоритами, диоритами, гранодиоритами и гранитами нормального ряда, а внешние части — субщелочными разностями, сформировавшимися при гранитизации вмещающих доломитов. В непосредственном контакте со скарноворотными телами в эндоконтактах интрузий развита также постмагматическая калишпатизация.

На рис. 7, а изображена диаграмма состав—парагенезис интрузивных пород нормального ряда. Габбро и габбро-диориты выделяются парагенезисами клинопироксен + лабрадор (№ 70–75), диориты — роговая обманка + андезин (№ 48–50). Структура пород — от габбровой до гипидиоморфной. Для гранодиоритов характерен парагенезис роговая обманка + андезин (№ 34–35) и биотит + олигоклаз (№ 18). В гранитах в парагенетической ассоциации с биотитом и олигоклазом находятся ортоклаз + кварц; в лейкогранитах устойчива ассоциация альбит + ортоклаз + кварц. Структура гипидиоморфная, иногда порфировидная, пегматоидная.

На рис. 7, б показана диаграмма состав—парагенезис для гранитоидных пород повышенной щелочности. Породы характеризуются парагенезисом биотит + альбит—олигоклаз или альбит + калий-натриевый полевой шпат (поле V диаграммы Д.С. Коржинского). Структура пород порфировидная или равномернозернистая.

Из вариационно-петрохимических диаграмм (рис. 8) интрузивных комплексов (тарбагатайского и шараускольского), продуцирующих магнезиальные и известковые скарны с различными типами (преимущественно комплексного) оруденения (полиметал-

36	37	38	39	40	41	42	43	44
45,79	53,10	69,76	75,43	69,84	71,24	64,32	65,98	70,65
1,43	0,34	0,43	0,18	0,45	0,18	0,58	0,50	0,33
19,39	22,19	15,18	13,42	14,88	15,22	17,51	16,24	15,19
6,20	0,08	1,11	0,04	1,07	1,16	1,05	1,84	1,24
5,60	1,76	1,18	0,55	1,13	0,80	1,61	0,67	0,32
0,10	0,32	0,03	0,02	0,05	0,08	0,01	0,04	0,03
3,98	3,10	0,71	0,23	0,50	0,41	0,88	0,55	0,12
11,54	13,15	2,06	1,24	0,86	0,49	1,76	1,47	0,39
2,65	4,52	4,03	3,74	4,43	4,00	5,43	4,97	5,52
0,75	0,72	4,36	3,65	4,92	4,84	4,32	4,58	3,91
0,08	0,17	0,16	0,02	Нет	0,13	0,17	0,61	0,30
1,92	0,29	0,75	0,97	1,00	1,24	1,71	0,70	1,68
Нет	0,35	—	0,00	0,69	—	0,00	Нет	0,00
—	0,07	—	0,04	0,09	0,07	0,24	0,13	0,03
0,00	Не обн.	0,03	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,04	0,01	0,05	0,02	0,03	0,02	0,06	Не опр.	0,09
—	—	—	—	—	—	—	Нет	—
99,47	100,17	99,84	99,55	99,94	99,88	99,65	99,28	99,8

Обо; 40–42 – Томур-Тэ; 43, 44 – Томуртыйн-Обо; 28–35 – связанные с магнезиальными скарнами; 36–44 – с известковыми скарнами. Аналитики Г.С. Есикова, О.Г. Унанова, Е.И. Фролова, Н.В. Басалаева (ЦХЛ ИГЕМ АН СССР); С.Н. Гордеева, И.Л. Симонова (ХАЛ ГИН АН СССР).

лы + Cu + Fe, полиметаллы + Fe + W, Fe + B + Au, Fe и др.), видно, что доминирующее значение в составе комплексов принадлежит породам гранитоидной группы с преобладанием гранитов и гранодиоритов. Более ранний тарбагатайский комплекс (см. рис. 8, 1) выделяется присутствием пород базитовой группы (габбро, габбро-диоритов, диоритов). Плутонические породы комплексов относятся к натриевому типу щелочности с преобладанием К над Na в гранитах и лейкогранитах. Комплексы в целом являются завершенными. В том случае, когда различные типы оруденения сближены во времени и сопряжены в пространстве, например Fe + B + Au (месторождение Бу-Цаган), полиметаллы + Fe (Гурбульджи-Ула) в магнезиальных скарнах западного и юго-западного Хангая или полиметаллы + Fe (Салхитская группа р/п) и полиметаллы + W + Fe + Sn (Орцог-Обо) в известковых скарнах Среднегобийского района и др., сложнее определить вещественные признаки потенциальной рудоносности интрузий. Следует отметить, что породы базитовой группы, характерные для железоносных плутонических формаций, имеют резко подчиненное значение, а вариационно-петрохимические диаграммы пород существенно гранитоидного состава имеют определенные черты сходства с обобщенными статистико-вариационными диаграммами для медно-полиметаллического профиля оруденения, по Э.П. Изоху [34, с. 115, рис. 34, № 4].

В качестве дополнительных вещественных признаков следует отметить содержание в интрузивных породах летучих элементов (см. табл. 3). Так, в гранитоидах, пространственно связанных с формированием магнезиальных скарнов с борно-железным типом оруденения (Бу-Цаганская группа), содержания Cl и B в несколько раз выше кларковых (средний K_k соответственно равен 3,3 и 9,5). В рудоносных гранитоидах, продуцирующих известковые скарны с полиметаллами (Томуртыйн-Обо, Салхитская группа), отмечается высокое содержание F, практически отсутствуют Cl и B.

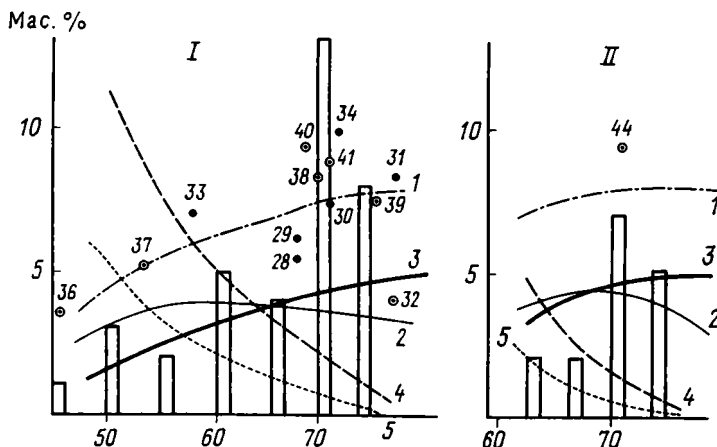


Рис. 8. Вариационно-петрохимические диаграммы тарбагатайского (I) и шараускольского (II) комплексов (по [16])

Обозн. см. на рис. 2, 4

В распределении редких элементов (Rb, Li, Cs) в общем сохраняется тенденция увеличения их количества в кислых разновидностях пород (см. табл. 3), содержание Li уменьшается от раннего к позднему палеозою. Содержание рудных элементов Zn, Pb, Ag в гранитах и лейкогранитах выше кларковых, близкие к кларковым — отмечаются у Mo, Sn, W. Примечательно также, что по количеству рудных Zn, Pb, Mo и редких Rb, Li граниты и лейкограниты в районах развития магнезиальных скарнов магматического этапа (Бу-Цаган, Гурбульджи-Ула) отвечают коровым гранитоидам, образовавшимся при гранитизации древних осадочно-метаморфических толщ (автохтонным, по В.В. Ляховичу).

Плутонические формации мезозоя (MZ) наиболее полно изучены на территории Монголии в связи с редкометальной металлогенической спецификой в восточной и северо-восточной частях страны. За последние 30 лет большой фактический материал по петрологии, петро- и геохимическим особенностям мезозойских интрузивных комплексов изложен в целом ряде публикаций [16, 38–40]. Геологическая позиция, минералогия, геохимические особенности и условия формирования вольфрамовых месторождений грейзенового типа детально изучались Г.Ф. Ивановой [30, 31], П.В. Ковалем и др. [43, 77]. Геологические данные о скарново-редкометальных проявлениях и условиях их образования крайне ограничены [17]. Наиболее важное значение для обнаружения и изучения редкометальных скарнов имеет общая схема мезозойской металлогении, предложенная В.И. Коваленко и др. [38]. Согласно этой схеме, размещение на территории Монголии рудных узлов, полей и отдельных эндогенных месторождений редких металлов, а также Fe, Cu, полиметаллов определяется зональной структурой магматических ареалов, перемещенных в мезозое из Центральной Монголии на восток и северо-восток страны. В целом эндогенные проявления в раннем и позднем мезозое связаны с гранитоидными интрузиями зоны "распыленного" магматизма, располагающимися по периферии ядер ареалов.

Проведенное нами изучение геологической позиции известковых скарноворудных объектов с вольфрамовой минерализацией (Бейсе, Баян-Обо, Модото и др.), а также изучение эндо- и экзоконтактов гранитоидной интрузии Тумэн-Цогтинского месторождения грейзенового типа показало, что вольфрамоносные известковые скарны формируются на контакте продуктивных гранитоидных интрузий MZ₁ (массивы Жанчублинской, Модотинский, мелкие тела в верховьях рек Онон, Мензы и др.) и MZ₂ (массивы Хара-Яматинский, Ихэ-Нарытинхидский, Бурэн-Цогтинский, мелкие тела по правобережью р. Ульдзы). Скарнированию подвергаются метаморфизованные карбонатно-слан-

цевые толщи PR_3 , вулканогенно-осадочные породы $V-E_1$ (блоки, выступы, останцы кровли в гранитоидах).

Жанчублинский массив (площадь до 600 км^2) сложен биотитовыми гранитами трех фаз внедрения: первая, главная фаза представлена крупнозернистыми резкопорфировыми биотитовыми гранитами; вторая — среднезернистыми слабопорфировыми биотитовыми гранитами и третья — средне- и крупнозернистыми лейкократовыми биотитовыми и аляскитовыми гранитами. С гранитами поздней фазы связаны оловоносные скарны Баян-Обо. Модотинский массив (площадь около 500 км^2) имеет двухфазовое строение. Главной фазе также принадлежат крупно- и среднезернистые слабопорфировидные биотитовые граниты, вторая фаза представлена дайками мелкозернистых лейкократовых и аплитовидных гранитов. С лейкократовыми биотитовыми гранитами этого массива связаны шеелитоносные известковые скарны Модото и Бейсе.

Все эти массивы, с которыми связаны вольфрамовые месторождения и рудопроявления грейзенового и известково-скарнового формационных типов, объединены в жанчублинский интрузивный комплекс $T-J_1$ [16]. Такое многофазное строение, близкий состав и текстурно-структурные особенности слагающих их биотитовых гранитов имеют позднемезозойские массивы Ихэ-Нарытинхидский (площадь 400 км^2), Бурэн-Цогтинский (20 км^2), Хара-Яматинский ($\sim 70 \text{ км}^2$). В их экзоконтактах также развиты скарновые тела с вольфрамовой минерализацией. Эти массивы относятся к шарахадинскому интрузивному комплексу (J_{2-3}) гранит-лейкогранитовой формации [16].

На рис. 9 показаны диаграммы состав—парагенезис гранитоидных пород жанчублинского и шарахадинского комплексов. При разнице в возрастных соотношениях они характеризуются близким минеральным составом слагающих их гранитоидных пород. Главные, наиболее ранние их фазы сложены крупнозернистыми биотитовыми гранитами с порфировой структурой. Количественно-минеральный состав биотитовых гранитов: олигоклаз (№ 22–28, 20–35%), калиевый полевой шпат (микроклин, ортоклаз, 15–30%), кварц (20–35%), биотит (5–8%).

В более поздних фазах, в средне- и мелкозернистых лейкогранитах и аляскитах, увеличивается содержание калиевого полевого шпата (микроклина) и кварца, биотит практически исчезает. Состав плагиоклаза становится кислым (альбит № 4–10). Микроструктура гипидиоморфная, равномернозернистая, иногда порфировая. В эндоконтактовых и апикальных частях массивов широко проявлена поздняя грейзенизация (площадная) с развитием мусковита, микроклина, альбита, кварца. Типичные мусковитовые и кварц-мусковитовые грейзены с флюоритом и топазом локализованы вдоль кварцевых жил с продуктивной минерализацией (вольфрамитом, шеелитом, касситеритом, а также с молибденитом, халькопиритом, сфалеритом и др.).

При составлении вариационно-петрохимических диаграмм нами использован большой аналитический материал по жанчублинскому и шарахадинскому комплексам, систематизированный Р.А. Хасиным [16]. На диаграммы нанесены также химические составы гранитов из рудных полей с развитием шеелитоносных скарнов (табл. 6). Из диаграмм (рис. 10) следует, что интрузивные комплексы, продуцирующие вольфрамовое и оловянное оруденение в грейзенах и скарнах, характеризуются исключительно кислым и ультракислым составом пород с нормальной (*I*) и повышенной щелочностью (*II*). Граниты выделяются калий-натриевым, а лейкограниты и аляскиты — калиевым типом щелочности, при этом сближенность содержания Na и K не проявлена. Серия гранитоидных пород короткая, завершенная. Такой тип вариационно-петрохимических диаграмм по набору вещественных признаков практически тождествен статистико-вариационной диаграмме вольфрамоносных гранитоидных комплексов, продуцирующих месторождения с кварц-вольфрамитовым типом оруденения [34, с. 104, рис. 32]. Формационный анализ гранитоидных ассоциаций, несущих скарново-шеелитовое оруденение, проведенный Э.П. Изохом на примере Западного Узбекистана, показал, что в очаговых ареалах, где доминируют граниты и лейкограниты, вольфрамоносные скарны проявлены слабо или отсутствуют при наличии благоприятной карбонатной вмещающей среды. По-видимому, теми же причинами можно объяснить незначительное развитие

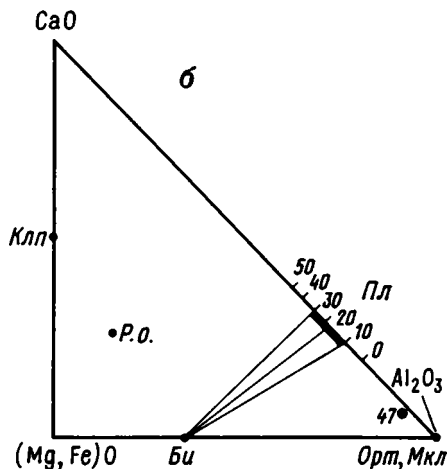
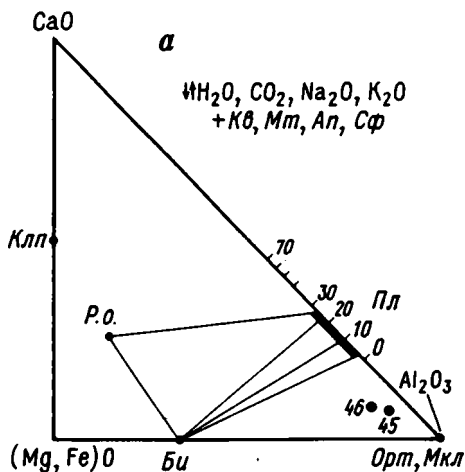


Рис. 9. Диаграммы состав–парагенезис гранитоидных пород жанчублинского (а) и шарахадинского (б) комплексов

Обозн. см. на рис. 2. Номера точек соответствуют табл. 6

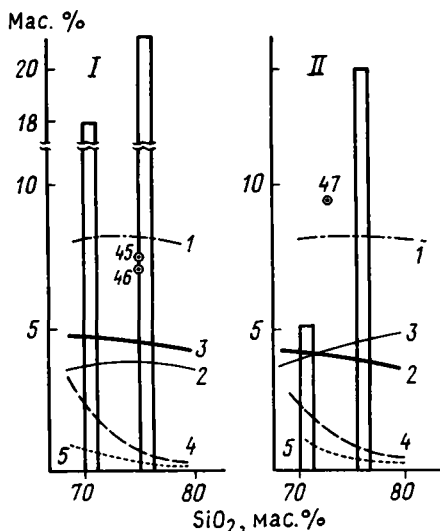


Рис. 10. Вариационно-петрохимические диаграммы жанчублинского (I) и шарахадинского (II) комплексов мезозоя (по [16])

Обозн. см. на рис. 2, 4

вольфрамоносных скарнов в тектоно-магматических ареалах МЗ (Восточная Монголия).

По данным В.И. Коваленко, М.И. Кузьмина [41] и др. [37], для жанчублинского и шарахадинского комплексов характерна общая закономерность накопления Rb, Li, Sn, W, F в гранитах более поздних фаз внедрения. Средние содержания Rb, Li, Cs, W, Mo, Pb, Zn и др. в массивах этих интрузивных комплексов соответствуют интрузивным гранитоидам корового происхождения. Из изложенного материала следует:

1. На территории Монголии большинство месторождений и рудопроявлений скарновой формации образуются в пространственной и генетической связи с различными интрузивными комплексами — от PZ_1 до PZ_2 включительно. При этом месторождения и рудопроявления известково-скарновой формации продолжают формироваться и далее в связи с активизацией магматических процессов в мезозойскую эпоху.

2. Интрузивные комплексы PZ_1 , продуцирующие месторождения скарноворудной формации, относятся к сложным магматическим сериям. Они объединяют две группы пород: базитовую (габбро, габбро-диориты, диориты) и гранитоидную (кварцевые диориты, гранодиориты, граниты, лейкограниты). Магнезиальные и известковые скарны формируются преимущественно в контактовых ореолах интрузий диоритов и кварце-

Таблица 6

**Химический состав (в мас.%) гранитов мезозоя,
с которыми связаны шеелитовые известковые скарны**

Компоненты	45	46	47	Компоненты	45	46	47
SiO ₂	74,93	75,43	72,90	H ₂ O ⁻	0,04	0,13	0,37
TiO ₂	0,1	0,25	0,13	H ₂ O ⁺	0,25	0,63	0,63
Al ₂ O ₃	14,49	1,83	14,34	CO ₂	Нет	—	0,20
Fe ₂ O ₃	0,31	0,59	0,74	P ₂ O ₅	0,30	0,04	0,2
FeO	0,70	0,80	0,10	Cl	Не опр.	0,03	Не обн.
MnO	0,13	0,03	0,01	F	"	0,14	0,13
MgO	0,00	0,18	0,13	SO ₃	"	—	—
CaO	0,74	0,76	0,60	C _{орг}	Нет	—	—
Na ₂ O	4,11	3,09	3,49	Сумма	99,64	100,05	99,9
K ₂ O	3,54	4,12	5,93				

П р и м е ч а н и е. 45, 46 — лейсогранит; 47 — субщелочной гранит. Рудопроявления: 45 — Бейсе, 46 — Баян-Обо (жанчублинский комплекс); 47 — Тумэн-Цогт (шарахадинский комплекс). Аналитик И.Б. Басалова (ЦХЛ ИГЕМ АН СССР).

вых диоритов главной интрузивной фазы и в меньшей мере с интрузиями гранодиоритов и гранитов поздних фаз внедрения. Скарноворудные проявления в PZ₁ выделяются четко выраженным железным профилем оруденения. В магнезиальных скарнах Западного и Юго-Западного Хангая, Среднеобийского рудного района, Северного Хэнтя в скарново-железных рудах установлена борная (людвиговитовая) минерализация. На западе Монголии, в Озерной зоне, спутником железных руд в скарнах является медь.

В PZ₂ скарноворудные проявления сосредоточены в Западной Монголии и их формирование определяется интрузиями гранодиорит-гранитной формации. Скарновому преобразованию, помимо карбонатных пород, подвергаются вулканиты среднего и кислого состава. Оруденение в известковых скарнах — железное с сопутствующей медной и полиметаллической минерализацией.

В PZ₃ доминирующее значение в составе интрузивных комплексов, продуцирующих магнезиальные и известковые скарны с комплексным типом оруденения (Fe + В + Au, Fe + полиметаллы, Fe + полиметаллы + W + Sn и др.), принадлежит породам гранитоидной группы с преобладанием гранитов и гранодиоритов. Породы базитовой группы имеют подчиненное значение. Скарновые рудопроявления локализованы в контактовых ореолах интрузивных тел средних и малых размеров, располагающихся на периферии крупного магматического ядра Хангайского нагорья.

Мезозойская эра в пределах Монголии характеризуется развитием многофазных гранитоидных комплексов с редкометальной минерализацией (W, Sn, Mo и др.). Вольфрамоносные скарны сформированы в экзоконтактах гранитов стандартного геохимического типа, обнажающихся по краям ядра магматического ареала Хэнтяйского нагорья.

3. В распространении скарноворудной формации намечаются две схемы зональности: вертикальная (во времени) и горизонтальная (латеральная). Выражением вертикальной схемы зональности является последовательное (от древних к молодым) образование сначала черных, затем цветных и, наконец, редких металлов. Это связано с изменением магматических процессов в течение длительной геологической истории развития территории Монголии. Горизонтальная схема зональности выражена менее четко. Она определяется регионально в развитии на периферии крупных ядер магматических ареалов интрузивных тел и в общей тенденции смены их скарноворудных проявлений:

с железом, медью, потом с полиметаллами, далее с вольфрамом, оловом и с другими редкими элементами (направление с запада и юго-запада на восток и северо-восток).

Не меньшее значение имеет приуроченность интрузий к блокам и выступам древнего фундамента (PR) и V—E₁ отложениям, содержащим карбонатные и карбонатно-вулканогенные породы.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

Прежде всего следует предупредить о неправомерности таких терминов, как "рудовмещающие известняки", "осадочно-вулканические образования", "рудоносные карбонатно-сланцевые породы", или заключений такого рода: "вмещающими оруденение породами являются известняки с прослоями сланцев" и т.д., приводимых в публикациях при характеристике геологической позиции месторождений и рудопроявлений скарновой формации Монголии [17]. Рудовмещающими породами в этом случае являются магнезиальные и известковые скарны с сопутствующим или наложенным оруденением. При этом оруденение обычно не выходит за пределы скарнов, во вмещающие породы. Так же как и в других сопредельных регионах (например, Алтае-Саянская область, СССР), скарнированию подвергаются доломиты, известняки, известковые сланцы, роговики докембрия и вулканогенно-осадочные и карбонатные породы R₃—E₁. Скарны по карбонатным и терригенно-карбонатным породам PZ₁₋₂ в пределах Северо-Монгольской зоны встречаются редко, а в Южно-Монгольской зоне скарны и вмещающие их породы к настоящему времени практически не изучены.

Комплексы пород докембрия (дорифейского основания) значительно распространены во всех складчатых системах, включая герциниды. Они обнажаются в виде изолированных массивов (Тувинно-Монгольский), крупных блоков и выступов (Сонгинский, Байдарикский, Среднеобийский и др.), зажатых по тектоническим разломам среди разновозрастных гранитоидов, эффузивов, и находятся в непосредственных контактах с гранитоидами, образуя в них разновеликие провесы и останцы кровли.

Поскольку метаморфиты докембрия обычно с несогласием перекрываются менее метаморфизованными комплексами пород с фауной R₃—E₁, их относят к рифейским

Т а б л и ц а 7

Химический состав (в мас.%) карбонатных пород PR₃

Местоположение, рудопроявление	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
<i>Тувинно-Монгольский массив</i>						
1. Монгэту-Ула	Мраморизованный известняк (мрамор)	3,27	0,05	1,84	0,29	0,26
<i>Байдарикский выступ</i>						
2. Бу-Цаганская группа	Измененный доломитовый мрамор	6,75	Сл.	0,50	0,52	0,25
3. Бу-Цаганская группа	Доломитовый мрамор	5,12	0,03	1,19	0,74	Нет
<i>Среднеобийский блок</i>						
4. Баян-Джаргалант	Мраморизованный известняк (мрамор)	2,67	0,03	1,11	0,07	
5. Томур-Тэ	Доломитовый мрамор	0,84	0,02	0,76	—	0,31
6. Томур-Тэ	То же	0,86	0,03	0,63	—	0,37
7. Северо-Восточная Монголия	"	1,47	0,06	0,92	0,28	0,33
8. Южный Керулен, Тумэн-Цогт	Слабо измененный мрамор	5,60	0,06	1,59	—	0,45

П р и м е ч а н и е. Аналитики И.В. Басалаева, Г.С. Есикова (ЦХЛ ИГЕМ АН СССР); И.Л. Симонов, С.Н. Гордеева (ЦАЛ ГИН АН СССР).

образованиям протерозоя. Этот комплекс пород разделяется на три толщи (свиты): нижнюю гнейсовую, среднюю карбонатную и верхнюю зеленосланцевую. В соответствии со стратиграфической схемой расчленения древнейших отложений Монголии [17], комплекс пород гнейсовой и карбонатной толщ относится к PR_2-R_1 , зеленосланцевая толща — к R_2 . П.Ф. Митрофанов [56] этот комплекс метаморфических пород относит к PR_{1-2} . Скарновому преобразованию подвергается карбонатная толща, мощность которой в эрозионном срезе меняется следующим образом. В Северной Монголии (Тувино-Монгольский массив) максимальная мощность карбонатно-сланцевой толщи (мурэнская свита) достигает 4000 м, в ней собственно карбонатные породы составляют 2000–2500 м; в бассейне р. Буянты-Гол карбонатная толща имеет мощность 2000 м. В Центральной Монголии (Баян-Хонгорский район) карбонатно-кварцитовая толща равна 2000 м, а в восточной ее части — 3000 м. На северо-востоке Монголии (хребет Эрэн-Дабан) мощность карбонатно-сланцевой толщи уменьшается до 1200–1500 м. Фациальный анализ размещения скарнов, химический и минеральный состав карбонатных пород (табл. 7) показал, что в разрезах R_1 , помимо известняков, присутствуют также и доломиты. Последние установлены нами в Западном Прихубсугулье (Цаган-Ула), в Сонгинском (Дзала-Ула) и Байдарикском (Бу-Цаганская группа месторождений) выступах, в Среднегобийском блоке (месторождения Дурвэлджин, Томур-Тэ). Распределение в разрезах метаморфизованных известняков, доломитов и их возможные фациальные переходы оценить пока не удастся, так как это требует дальнейших специальных исследований.

Систематика карбонатных пород, вмещающих скарновые месторождения и рудопроявления, изображена на треугольной диаграмме в координатах $CaO-MgO-SiO_2(+Al_2O_3)$. Точками нанесены химические составы карбонатных пород PR_3 и R_3-C_1 . Доломитовые мраморы и доломиты обычно темно-серые, мелко- или среднезернистые (размер зерен 0,25–0,5 мм), текстура массивная, часто слабополосчатая. Содержание в них MgO , CaO и CO_2 (рис. 11, а) и структурные особенности показывают, что эти породы являются перекристаллизованными доломитами. О некоторых различиях с содержанием $SiO_2 + Al_2O_3$ более 5 ат.% можно говорить, что они образовались при метаморфизме кремнистых доломитов. На рис. 11, б показана диаграмма состав–пара-

MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	CO ₂	П.л.п. (летуч.)	P ₂ O ₅	Сумма
0,10	0,55	49,33	0,13	0,09	0,79	0,28	40,15	0,95	—	98,08
0,11	6,48	46,09	0,05	0,03	2,48	0,28	36,37	—	—	99,91
0,11	17,47	34,44	0,03	0,02	2,61	0,18	38,5	—	0,2	100,46
0,14	0,04	51,20	0,38	0,38	0,59	0,29	40,21	C _{орг} 2,81	—	99,92
0,10	17,18	35,46	0,09	0,03	—	—	45,43	—	0,04	100,26
0,13	17,58	34,04	0,11	0,03	Нер	0,17	45,91	—	0,02	99,88
0,05	16,42	35,99	0,15	0,06	0,06	0,16	43,98	—	—	99,93
0,11	0,62	52,75	0,15	0,31	—	0,15	38,35	—	0,02	100,16

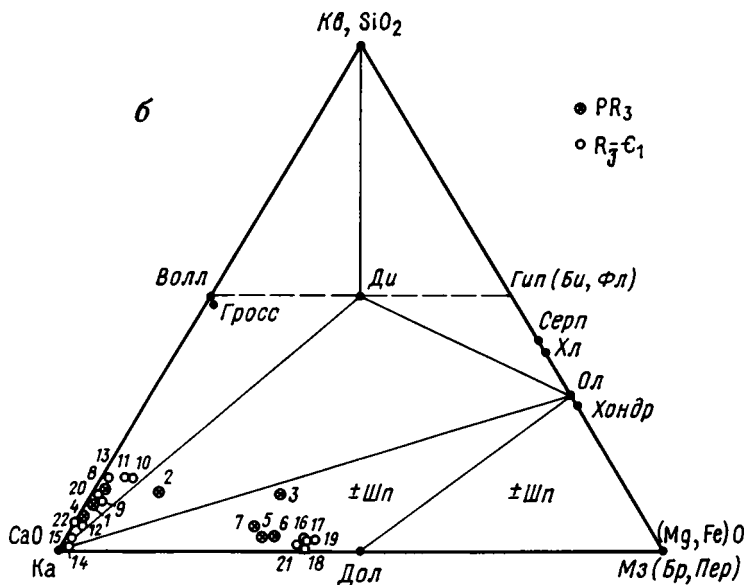
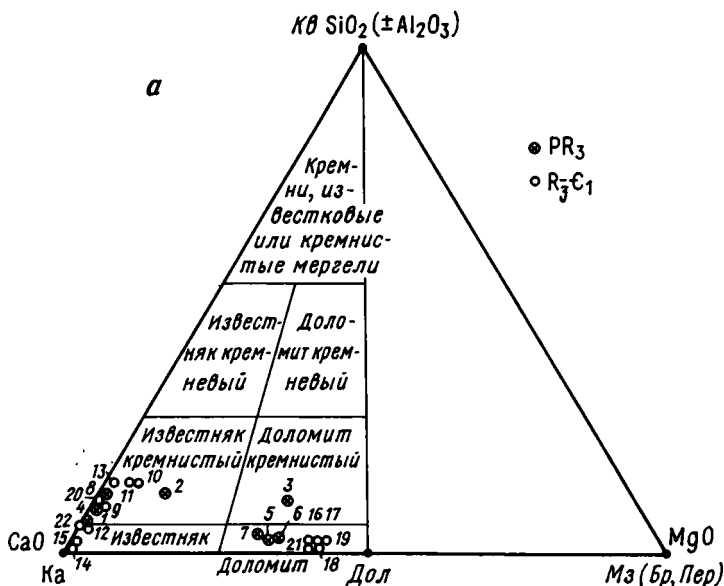


Рис. 11. Характеристика карбонатных пород, вмещающих скарноворудные проявления

а – систематика карбонатных пород, согласно [6], точки – химические составы (в мас. %) карбонатных пород (см. табл. 7,8); *б* – диаграмма состав–парагенезис для силикатно-карбонатных пород [по 10]

генезис, составленная В.М. Венидиктовым [10], по которой определяется состав минералов-примесей в метаморфизованной или метасоматически измененной карбонатной породе. Среднее содержание (в г/т) элементов-примесей в доломитах магнезиально-скарновых рудных полей: Pb – 55–60 ($K_k = 2,5 \div 3,0$), Zn – 1000–1050 ($K_k = 13$), Ag – 2–3,0 ($K_k = 5,5$), Cu – 40 ($K_k = 14$), Cr – 13–14 ($K_k = 0,4$), Sr – 200 ($K_k = 0,4$). Бор присутствует в незначительных количествах (0–300).

Мраморизованные известняки и мраморы PR₃ – это средне- и крупнозернистые (размер зерен 0,5–2,0 мм) породы от светло-серого до черного цвета, массивные или полосча-

тые. Структура обычно неравномернозернистая, гранобластовая. Породы сложены кальцитом, примесь других минералов (диопсида, граната, цеолитов, каолинита) не более 10% (см. рис. 11, б). По химическому составу они отвечают известнякам с примесью кремнистого (глинистого) материала (содержание $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$ выше 5 ат. %). Элементы-примеси (в г/т): Ва — 100–150 ($K_K = 0,12 \div 0,19$), Sr — 500–600 ($K_K = 1,1 \div 1,3$), Cr — 1000–1100 ($K_K = 10 \div 11$), Zn — 0–900 ($K_K < 11,3$), Pb и Cu — 0–50 ($K_K^{Pb} < 2,5$; $K_K^{Cu} < 0,9$). Необходимо также отметить, что доломитовые и известковые мраморы в пределах скарноворудных полей часто включают горизонты и прослои метаморфизованных эффузивов и песчано-глинистых пород. К ним относятся метадиабазы, амфиболиты, Амф + Би + Пл и Кв + Пл + Би-гнейсы и кристаллосланцы, кварциты, метапесчаники и другие породы, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации.

В контактовых ореолах интрузивных комплексов в результате термального метаморфизма карбонатные породы с примесью алюмосиликатного материала нередко преобразуются в кальцифиры, известково-силикатные роговики с диопсидом, гроссуляром, плагиоклазом, кварцем, а также роговики с биотитом, полевым шпатом, кварцем, кордиеритом, андалузитом, силлиманитом (фибrolитом) и др. Однако большая часть скарновых месторождений и рудопроявлений связана с метасоматическим преобразованием карбонатных и вулканогенно-осадочных пород R_3 — E_1 .

Существенно карбонатный тип разреза развит преимущественно в Северной Монголии. Здесь хубсугульская серия [15] объединяет мощный комплекс известняков, доломитов, известковых песчаников и сланцев с подчиненным развитием кремнистых пород. Так, мощность доломитов в составе дооднурской свиты в этой серии оценивается в пределах 500–840 м, известняков в хоридулинской свите — 1200 м. В контактовых ореолах интрузий с доломитами хубсугульской серии нами впервые для Монголии установлены магнезиальные скарны. В ряде скарновых месторождений и рудопроявлений (Гурбульджи-Ула, Шара-Булак, Дзабхан-Гол, Верхнехунгульгульская группа и др.) в бассейне рек Дзабхан-Гол, Хунгуй-Гол вмещающими породами являются известняки и доломиты цаганломской свиты. В других районах карбонатные породы (известняки, доломиты) образуют горизонты, пачки и линзы в вулканогенно-карбонатных и терригенно-карбонатных разрезах R_3 — E_1 .

Вулканогенные породы в Озерной (хребет Ханхухэй, Цаган-Шибегу и др.) и Идэрской (бассейн р. Идэр) зонах представлены основными и средними эффузивами (диабазы, базальтовыми и андезитовыми порфиритами и их туфами) с горизонтами филлитовых сланцев, алевролитов; в Тарято-Селенгинской (хребет Тарбагатай) и Джидинской зонах присутствуют также эффузивы кислого состава (дацитовые и липаритовые порфириты и их туфы). В Хангай-Хэнтэйской зоне, Центральной и Северо-Восточной Монголии, Баян-Хонгорской зоне, в бассейне р. Керулен в вулканогенно-карбонатных разрезах развиты измененные зеленокаменные эффузивы основного и среднего состава и их пирокластические производные. Следует подчеркнуть, что в составе вулканогенно-карбонатных разрезов мощности карбонатных пород могут достигать значительных размеров. Например, в Озерной зоне — до 250 м, в Идэрской и Баян-Хонгорской зонах — до 300 м, в Хангай-Хэнтэйской — до 550–750, в Тарято-Селенгинской — до 1200 м. К разрезам такого типа в указанных зонах приурочена большая группа месторождений и рудопроявлений магнезиально-скарновой (Дзагастун, Богдайн-Аршан, Томур-Тай, Билютийн-Гол и др.) и известково-скарновой (Кобдоская, Хаджитинская группы, Тоглоин-Худук, Харганта и др.) формаций.

С терригенно-карбонатным типом разрезов на юго-востоке Хэнтэя, по левобережью р. Онон, в бассейне р. Керулен, в Средней Гоби (орцогинская свита) связаны скарноворудные проявления Чиндомани-Ула, Баян-Обо, Бурэн-Цогт, Орцог-Обо и др. В этом типе разрезов карбонатные породы (преимущественно известняки) образуют линзы, прослои, пачки различной мощности (100–600 м) среди филлитов, сланцев, песчаников, алевролитов и других терригенных пород. Доломиты и доломитовые мраморы (R_3 — E_1) в контактовых ореолах интрузий ряда магнезиально-скарновых месторождений и

Таблица 8

Химический состав (в мас.%) карбонатных пород ($R_2 - \text{C}_1$)

Местоположение, рудопроявление	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
9. Прихубсугулье	Мрамор	3,40	0,04	1,80	0,49
10. Прихубсугулье	Измененный доломитовый мрамор	8,30	0,04	0,60	0,23
11. Прихубсугулье	То же	7,10	0,03	0,90	0,19
<i>Западная Монголия</i>					
12. В 30 км от г. Кобдо	Мрамор	1,13	0,02	1,11	0,01
<i>Озерная зона</i>					
13. Хапчайское	"	5,42	0,07	2,63	0,69
14. Тоглоин-Худук	"	1,20	0,01	0,10	0,32
<i>Юго-западный Хангай</i>					
15. Шара-Булак	"	0,80	Сл.	0,20	0,13
<i>Западный Хангай</i>					
16. Гурбульджи-Ула	Доломитовый мрамор	0,50	0,01	0,72	0,77
<i>Идэрская зона</i>					
17. Дзагастун	То же	0,31	0,01	0,60	0,19
18. Дзагастун	"	0,65	Сл.	Сл.	0,25
<i>Шарасусгольское поднятие</i>					
19. Билютийн-Гол	"	0,53	—	0,41	0,24
<i>Тарято-Селенгинская зона</i>					
20. Ихэ-Бумбуин	Мрамор	4,15	0,05	1,46	0,40
<i>Орхоно-Селенгинская зона</i>					
21. Оют-Тологой	Доломитовый мрамор	0,59	0,01	0,64	0,40
<i>Южный Керулен</i>					
22. Ундурийн-Буц	Мрамор	2,45	0,09	0,32	Не обн.

* В сумму входят F—0,018; HCl—0,03.

Примечание. Аналитики Г.С. Есикова, О.Г. Уанова, Е.П. Фролова (ЦХЛ ИГЕМ АН СССР); И.А. Симонов, С.Н. Гордеева (ЦХЛ ГИН АН СССР).

рудопроявлений (Гурбульджи-Ула, Дзагастун, Билютийн-Гол, Оют-Тологой) представлены мелко- или среднезернистыми, обычно осветленными (белыми, светло-серыми) разностями с массивной, иногда полосчатой текстурой. В сравнении с доломитами докембрия эти карбонатные породы отличаются еще более высоким (до 21,5 мас.%) содержанием MgO и незначительным содержанием SiO₂ + Al₂O₃ и по составу отвечают почти чистым доломитам (табл. 8; см. рис. 11, а). Минеральная примесь серпентина, хлорита и рудных не превышает 5% (см. табл. 8, рис. 11, б). Содержания в них элементов-примесей изменяются в пределах (в г/т): Ba — 0—100, Cr — 10—1600, Ni — 0—400, Cu и Pb — 0—30, Zn — 0—600, Ag — 0—40, В — 0—60. Содержание Sr довольно постоянно и составляет 100 г/т.

Известняки и их мраморизованные разности во внешних зонах известково-скарновых рудных тел образовались по чистым (рифовым) и кремнистым известнякам (ан. 12, 14, 15, 22). Породы сложены кальцитом с незначительной примесью пироксена, хлорита, в апомагнезиальных разностях — серпентина, флогопита. Содержание характерных элементов-примесей также варьирует в широких пределах (в г/т): Be — 0—3, Ba и Cu — 0—100, Pb — 0—40, Zn — 0—600, Ni — 0—1000, Cr — 0—2800, Sr — 100—4400, В — 0—30.

FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	CO ₂	Сумма
Нет	0,07	1,24	50,27	0,02	—	1,42	0,12	39,50	98,37
0,26	0,01	3,05	49,92	0,11	0,02	0,25	0,17	36,55	99,51
0,28	0,01	2,96	50,62	0,04	0,01	0,77	—	37,53	97,48
—	0,13	0,75	53,74	—	0,02	1,07	0,05	42,5	100,53
0,31	0,26	0,63	49,09	0,15	0,08	0,84	0,05	38,73	98,95
0,08	0,04	0,20	54,38	0,06	0,02	0,28	—	42,98	99,67*
0,22	0,07	0,41	54,96	0,06	0,04	0,42	—	42,74	100,05
—	0,28	21,04	30,06	0,02	—	0,38	0,77	45,68	100,23
Нет	0,08	21,04	29,95	0,03	0,01	0,39	0,09	46,80	100,50
0,10	0,04	21,52	30,95	0,03	0,01	0,29	—	46,34	100,18
0,09	—	21,32	29,60	0,02	0,01	0,77	—	46,85	99,84
0,22	0,21	0,43	51,06	0,10	0,04	0,35	0,04	41,20	99,71
Нет	0,10	20,97	30,60	0,03	0,02	0,72	0,02	46,20	100,30
0,47	0,07	0,35	53,52	0,07	0,08	0,29	0,10	42,05	99,86

Северо-Монгольская зона в PZ_{1-2} характеризуется формациями переходной и континентальной стадий развития земной коры. В составе осадочных толщ широко распространены терригенные породы (песчаники, алевролиты, сланцы, гравеллиты и др.). В Монгольском Алтае, в северо-западной и северо-восточной Монголии также развиты эффузивы и их туфы основного, среднего и кислого состава. Известняки имеют подчиненное значение, образуя маломощные (10–30 м) прослои и линзы в эффузивно-осадочных и карбонатно-терригенных разрезах. Более мощные (свыше 100 м) пачки карбонатных пород имеют локальное развитие.

Скарноворудные проявления в связи с карбонатными породами раннего палеозоя пока не выявлены. Известны отдельные известково-скарновые месторождения и рудопроявления, сформировавшиеся при метасоматическом преобразовании вулканогенно-карбонатных пород (Шибейн-Гол, Монгольский Алтай) и известняков D_{1-2} (Салхитская группа, Северо-Восточная Монголия). К концу PZ_2 на территории Северного мегаблока установился континентальный режим с терригенным осадконакоплением и наземным вулканизмом. Скарноворудные проявления в связи с вулканотерригенным профилем вмещающих пород неизвестны.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ СКАРНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

До настоящего времени специальное изучение вещественного состава скарнов и руд на месторождениях и рудопроявлениях Монголии не проводилось. В монографии "Геология Монгольской Народной Республики" [17] при описании полезных ископаемых черных, цветных и редких металлов впервые дана краткая характеристика геологической позиции месторождений и рудопроявлений скарновой формации и их пространственного размещения на территории региона с приближенной оценкой вещественного состава скарнов и руд.

Дифференцированный анализ минерального и химического состава исходных скарнов и продуктов их изменения в связи с орудением различного типа, а также вмещающих карбонатных пород позволяет разделить скарновые месторождения и рудопроявления на две главные группы, известные в СССР и во многих регионах мира: месторождения и рудопроявления в магнезиальных и собственно известковых скарнах. Выявление самостоятельной группы месторождений и рудопроявлений в апомагнезиальных известковых скарнах представляет определенные трудности и требует детальных исследований на предполагаемых скарнорудных проявлениях (Томур-Тэ и др.).

МЕСТОРОЖДЕНИЯ И РУДОПРОЯВЛЕНИЯ МАГНЕЗИАЛЬНО-СКАРНОВОЙ ФОРМАЦИИ

Магнезиальные скарны как самостоятельные формации на территории МНР ранее не выделялись и были выявлены нами впервые в начале 80-х годов [63]. Месторождения этой формации установлены нами в Хангае (западное и южное его обрамление), Прихубсугулье, Средней Гоби, на севере Хэнтя в результате ревизии многих скарнорудных объектов.

Магнезиальные скарны по геологической позиции, особенностям строения и состава скарнорудных тел, а также по условиям образования имеют много общего с таковыми на Алданском щите, в Горной Шории, Кузнецком Алатау, Казахстане и других районах СССР, а также с сопряженными районами Китая, Кореи и других стран [61, 71, 72, 74, 75].

К магнезиальным скарнам относятся реакционно-метасоматические породы, образующиеся в результате гранитизации доломитов под воздействием трансмагматических флюидов, выделяющихся из жидкой магмы. Типоморфными минералами собственно магнезиальных скарнов являются гиперстен, фассанит, диопсид, шпинель, форстерит, плагиоклаз, кальцит.

В табл. 9 приведены краткие геологические сведения о месторождениях и рудопроявлениях формации магнезиальных скарнов Монголии. Для таких скарнов характерна приуроченность к контактовым ореолам интрузий PZ_1-PZ_3 с пачками доломитов PR_3 и R_3-E_1 , мощность которых в разрезах карбонатного типа может достигать нескольких сотен метров. Интрузивы, продуцирующие рудоносные магнезиальные скарны, имеют состав от диоритов до гранитов и лейкогранитов и, как было показано выше, относятся к магматическим комплексам габбро-диоритовой и гранодиорит-гранитной формаций.

В Прихубсугулье встречены магнезиальные скарны в контакте с нефелиновыми сиенитами. На р/п Дзагастуин, Дурвэлджин и Обот гранитоидные породы и мигматиты образуются в результате магматического замещения (гранитизации) сланцево-гнейсовой толщи протерозоя. В фациях эндоконтакта отмечаются субщелочные граниты, граносиениты, кварцевые сиениты и монцониты. Неровная линия контакта с инъекцией интрузивного материала в скарны, зоны брекчирования в контактах с ними, явления мигматизации, ксенолиты магнезиальных скарнов в приконтактных зонах интрузий — характерные текстурно-структурные признаки формирования магнезиальных скарнов Монголии на магматическом этапе.

Таблица 9

**Геологическая характеристика локализации месторождений и рудопроявлений
магнезиально-скарповой формации**

Рудопроявление	Состав интрузий, возраст	Вмещающие породы, возраст	Форма, размер рудных тел	Тип оруденения
1	2	3	4	5
Байдарик	Гнейсы, гранито-гнейсы, PR	Доломитовые мраморы, PR	Линзы, межпластовые тела	Практически безрудные
Дзала-Ула	Кварцевые диориты	То же		Магнетитовый (+ бораты)
Дурвэлджин	Гранито-гнейсы, PZ ₁	”	Контактные пласто- и линзообразные тела (мощность 3–100 м, протяженность 40–380 м)	Магнетит-людовигитовый
Обот	Биотитовые граниты (керуленская серия), гранито-гнейсы, кварцевые порфиры, PZ ₉ , граниты и гранит-порфиры, MZ	”	Межпластовые тела, линзы неправильной формы, различной мощности и протяженности, прослежены на глубину до 150–200 м и более	Комплексный, магнетит-сульфидный с висмутом и боратами (вонсенитом, ссайбе-литом)
Хубсугул	Субщелочные граниты, PZ ₁	Доломитовые мраморы, R ₃ –V (хубсугульская серия)	Небольшие контактовые тела, линзы	
Бу-Цаган	Гранодиориты-граниты, лейко-граниты, C ₂	Доломитовые мраморы, PR	Неправильной формы контактовые тела и линзы (мощность 3–8 м, протяженность 6–100 м)	Магнетит-людовигитовый (с Au)
Дзагастуин	Кварцевые диориты, C ₂ – ₃	Доломитовые мраморы, V–E ₁	Контактные тела неправильной и линзообразной формы (мощность до 18 м, протяженность до 100 м)	Магнетитовый (с людовигитом)
Оют-Тологой	Кварцевые диориты, PZ ₁	То же	Контактные тела неправильной формы (мощность 5–8 м, протяженность до 70 м)	Магнетит-людовигит-медно-сульфидный (с халькопиритом, борнитом, Au)
Томур-Тай	Гранитоиды, C ₂ – ₃	”	Пластовые тела	Магнетит-сульфидный (с боратами)
Билэтийн-Гол	Граниты, PZ ₃	”	Контактные тела неправильной формы и линзы (мощность до нескольких метров, протяженность 10–15 м)	Магнетит-людовигит-шеселитовый
Ушкин-Даба	Диориты, гранодиориты, C ₂ – ₃	Доломитовые мраморы, (?)	Линзообразные контактовые тела	Магнетитовый (с халькопиритом)

Таблица 9 (окончание)

1	2	3	4	5
Томур-Тологой	Диориты, $\text{E}_2 - \text{E}_3$	Доломитовые мраморы, $\text{V} - \text{E}_1$	Контактные залежи сложной линзообразной формы (мощность 6–150 м, протяженность 50–400 км), на глубину прослежены до 150–200 м	Магнетит-сульфидный (с пирротинном, сфалеритом и др.)
Гурбульджи-Ула	Диориты, граниты, граносиениты, P	Доломитовые мраморы, $\text{R}_3 - \text{E}_1$ (цаганломская свита)	Контактные тела (мощность 5–20 м, протяженность до 300 м), прослежены на глубину до 40 м	Магнетит-сфалеритовый (с молибденитом)
Хархан-Гол	Нефелиновые сиениты, граносиениты, PZ_3	Доломитовые мраморы, $\text{V} - \text{E}_1$	Небольшие контактовые тела	Безрудные
Харату-Ула	Граниты, J_3	Андезитовые и дацитовые порфириты, их туфы с горизонтами доломитов, PZ_3	На поверхности отдельные тела неправильной формы (мощность до 70 м в раздувах, протяженность 250 м). По разрезам скважин это межпластовое тело (мощность 150–200 м и более)	Магнетит-сульфидный (со сфалеритом)

Магнезиальные скарны образуют обычно контактовые тела неправильной, линзообразной или пластовой формы различной протяженности (иногда до 1000 м — Обот) и мощностью в первые десятки метров. На р/п Гурбульджи-Ула магнезиально-скарновые тела прослежены до глубины 40 м, на месторождении Томур-Тологой и р/п Обот — соответственно до 220 и 250 м. На других объектах рудоносные магнезиальные скарны вскрыты только с поверхности выработками.

Более ранние (PR и $\text{R}_3 - \text{E}_1$) магнезиальные скарны практически безрудные, в PZ_1 с ними генетически и пространственно связано железное, борно-железное и комплексное ($\text{Fe} + \text{B} + \text{W}$, $\text{Fe} + \text{B} + \text{Cu}$) оруденение. В PZ_3 выявлены также магнезиальные скарны с комплексным $\text{Fe} + \text{B} + \text{Cu}$ (Au) оруденением и полиметаллами ($\text{Zn} + \text{Pb}$).

Минеральный состав магнезиальных скарнов

Общий минеральный состав скарновых пород и руд на месторождениях и рудопроявлениях Монголии приведен в табл. 10. При всей сложности состава магнезиальных скарнов они отличаются однообразным набором минералов. В строении скарновых тел обычно участвуют минеральные ассоциации собственно магнезиальных скарнов, продуктов их постмагматического преобразования и руд.

На диаграмме рис. 12 показаны соединенные коннодами парагенезисы собственно магнезиальных скарнов магматического этапа, черные точки отвечают составам минералов, образованных при постмагматических изменениях. Диаграмма состав—парагенезис построена с учетом химического состава минералов магнезиальных скарнов, приведенного в табл. 11–14. Ниже дана краткая характеристика наиболее важных и распространенных минералов этих скарнов и их преобразованных разновидностей.

Таблица 10

Минеральный состав магнезиальных скарнов и связанного с ним оруденения

Минерал	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Скарновые и околоскарновые породы													
Шпинель	—	—	+	+	+	+	—	+	+	—	+	—	—
Доломит	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Кальцит	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Апатит	—	+	+	+	+	+	—	—	+	+	+	+	+
Форстерит	+	+	—	+	+	+	—	+	+	+	+	+	—
Сфен	—	+	+	—	+	+	+	+	+	—	+	+	+
Фассаит	—			+	+			+					
Диопсид	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Флогопит I	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+
Битовнит, анортит	+	№ 45	+	+	№ 56–87	+	+	+	+	—	—	+	+
Послескарновые метасоматиты													
Брусит	—	+	+	—	+	+	+	—	+			—	
Кальцит	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Перовскит	—	—		—	—	+	—	+	—	—	+	+	
Гроссуляр–андрадит	—	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Гумит	—	+	+	—	+	—	—	+	—	+			—
Клиногумит	—			—	+	+	—	+	—	+	+	+	—
Хондродит	—	+	—	—	+	—	—	+	—		+		—
Везувиан	—	—	—	+	+	—	—	+	+	+	+	+	+
Пироксен	—	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Салит	—	+	+	+	+	+	+	+	—	+	+	+	+
Тремолит	+	—	+	—	+	+	+	+	—	+	+	—	+
Паргасит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—
Серпентин	+	+	+	+	+	—	+	+	+	+	+	+	+
Хризотил-асбест				—	—	—	+	—	—	+		—	—
Флогопит II	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	—
Серицит	—	+	+	—	+	+	—	—	+			+	—
Хлорит	—	—	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Пеннин	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—	+	—	+
Амезит	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—
Ксантофиллит	—	+	—	—	+	+	+	+	—	—	+	+	—
Скаполит	+	+	—	+	+	+	+	—	—	—	+	—	+
Эпидот	—	+	+	+	—	—	—	—	—	—	—	+	+
Клиноцоизит	—	+	—	—	+	—	—	—	—	—	+	—	—
Алланит	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Альбит, олигоклаз	—	+	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	+
Цеолиты	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	+
Волластонит	—	—	—	—	+	—	—	—	+	—	—	—	—
Пренит	—	+	—	—	+	—	—	—	—	—	+	—	—
Руды													
Галенит	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—
Сфалерит	—	—	—	—	—	—	—	—	+	+	+	+	+
Пирротин	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	+	+	—
Пирит	—	—	—	—	—	—	—	+	—	+	+	+	+
Молибденит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—
Борнит	—	—	—	—	+	—	—	—	+	+	+	+	—
Халькопирит	—	—	—	—	+	—	—	+	+	+	+	+	+
Гематит	—	—	—	—	+	—	—	+	+	+	+	+	+
Магнетит	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Шеелит	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—
Суанит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Т а б л и ц а 10 (окончание)

Минерал	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	Р у д ы												
Котонт	—	—	—	—	+	+	—	—	+	—	—	—	—
Флюоборит	—	—	—	—	+	—	—	—	+	—	—	—	—
Ашарит (ссайбелиит)	—	+	—	—	+	+	+	+	+	—	—	+	—
Людовигит													
магнезиолюдвигит	—	—	—	—	+	+	+	+	—	—	—	—	—
вонсенит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	+
Малахит	—	—	—	—	+	—	—	—	+	+	+	+	+

П р и м е ч а н и е. Месторождения и рудопроявления: 1 — Хархан-Гол; 2 — Хубсугул; 3 — Дзала-Ула; 4 — Ушкин-Даба; 5 — Оют-Тологой; 6 — Билпотийн-Гол; 7 — Дзагастуин; 8 — Дурвэлджин; 9 — Бу-Цаган; 10 — Томур-Тологой; 11 — Гурбульджи-Ула; 12 — Обот; 13 — Харату-Ула.

Клинопироксен входит в состав всех выделенных типов пород. Макроскопически он белого, светло-зеленого и зеленого цвета, мелко- и среднезернистый. В шлифах, как правило, бесцветный или бледно-зеленый. Форма самая разнообразная — неправильная, изометричная (роговиковая), таблитчатая, удлинненно-призматическая, часто встречаются радиально-лучистые агрегатные скопления. Светопреломление клинопироксена колеблется в интервалах: $n_g = 1,694 \div 1,725$ и $n_p = 1,664 \div 1,699$; $c: N_g = 39 \div 43^\circ$; $2V = 60 \div 70^\circ$. Анализ оптических данных показал, что значения $n_g = 1,694 \div 1,706$ характерны для клинопироксенов мономинеральных пироксеновых скарнов, пироксен-форстеритовых пород и их серпентинизированных разностей, а также для пироксен-флогопитовых пород и отвечают обычным диопсидам.

В парагенезисе со шпинелью клинопироксен имеет повышенный показатель преломления: $n_g = 1,712 \div 1,716$, $n_p = 1,687 \div 1,689$. Для него характерна сильная дисперсия угла оптических осей $\rho > v$. Дисперсионный эффект визуально проявляется в разрезах, почти перпендикулярных к плоскости оптических осей; в этом положении клинопироксен вместо погасания приобретает аномальные интерференционные окраски. Как известно, такие оптические свойства проявляются обычно у диопсид-авгитов и салит-авгитов, а также фассаитов [22, 23, 73]. В пироксен-плагноклазовых около-

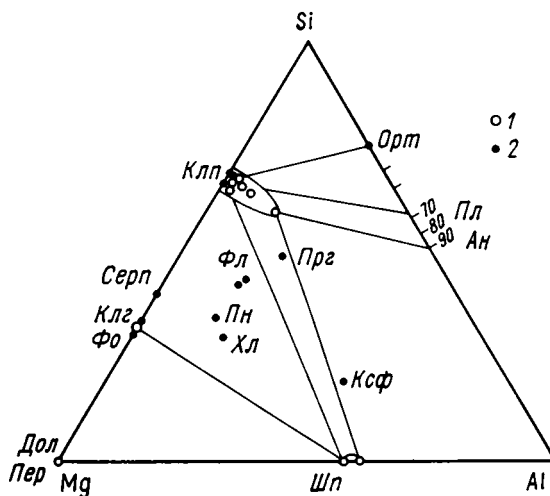


Рис. 12. Диаграмма состав—парагенезис магнезиальных скарнов

1 — минералы собственно магнезиальных скарнов; 2 — минералы постмагматического этапа преобразования

Таблица 11

Химический состав (в мас.%) клинопироксенов магнезиальных скарнов

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	54,84	54,25	54,41	54,10	53,09	54,00	55,89	53,06	49,28	45,80	55,18
TiO ₂	—	—	—	0,23	—	0,02	—	0,45	0,73	1,57	—
Al ₂ O ₃	0,21	0,32	1,74	1,72	2,0	1,40	0,11	2,89	4,44	9,45	—
Fe ₂ O ₃	—	—	0,85	1,36	—	2,15	—	—	—	—	—
FeO	0,33	1,03	—	—	2,19	—	2,02	2,99	3,03	4,71	0,94
MnO	0,13	0,08	0,10	0,49	0,66	0,24	0,32	0,77	0,61	0,05	—
MgO	18,64	18,37	17,39	16,84	15,72	16,67	16,73	16,13	15,23	13,63	17,6
CaO	25,29	25,55	25,50	25,25	25,53	25,51	25,04	25,13	26,04	23,80	26,2
Na ₂ O	0,26	0,01	—	—	—	—	—	0,10	—	0,26	0,06
K ₂ O	0,04	0,11	—	—	—	—	—	0,02	—	0,01	—
Сумма	99,74	99,72	99,99	99,99	99,19	99,99	100,11	101,54	99,36	99,28	99,92
<i>n_g</i>	1,692	1,692	1,690	1,701	1,704	1,697	1,694	1,712	1,705	1,714	—
<i>n_p</i>	1,660	1,661	1,664	1,670	1,673	1,666	1,662	1,687	1,675	1,685	—
<i>fm</i>	0,86	3,79	3,09	4,44	6,5	7,07	8,8	9,5	9,8	7,28	3,06
<i>al</i>	0,14	0,21	2,3	2,33	3,7	2,03	0,06	3,6	6,4	16,17	—
Кристаллохимическая формула											
Si	1,99	1,98	1,97	1,97	1,96	1,97	2,03	1,91	1,81	1,69	2,00
Al	0,01	0,01	0,03	0,02	0,04	0,04	0,01	0,08	0,17	0,27	—
Al	—	—	0,04	0,05	0,05	0,03	—	0,04	0,02	0,04	—
Ti	—	—	—	0,01	—	—	—	0,01	0,02	—	—
Fe ³⁺	—	0,03	0,03	0,04	—	0,07	—	—	—	—	—
Mg	1,01	0,99	0,94	0,90	0,86	0,91	0,91	0,86	0,83	0,75	0,95
Fe ²⁺	0,01	0,03	—	—	0,06	—	0,06	0,09	0,09	0,14	0,03
Mn	—	—	—	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	—	—
Ca	0,98	0,99	0,99	0,99	1,00	1,00	0,98	0,97	1,03	0,95	1,02
Na	—	—	—	—	—	—	—	0,01	—	0,02	—

Примечание. 1, 3 — диопсидовый скарн; 2 — измененный *Фо* + *Пи* скарн; 4 — *Пи* + *Гр* + *Эп* — эндоскарн; 5 — *Пи* + *Фо* скарн; 6 — *Фо* + *Пи* + *Шп* скарн; 7 — *Пи* + *Клг* + рудные; 8–11 — *Пи* + *Шп* порода. Рудопроявления: 1 — Билпотий-Гол; 2 — Оют-Тологой; 3, 6 — Бу-Цаган; 4 — Дзагастуни; 5 — Гурбульджи-Ула; 7 — Томур-Тологой; 8, 9 — Дурвэлджин; 10 — Ушкин-Даба; 11 — Харату-Ула. Аналитик В.А. Бороныхин (рентгеноспектральная лаборатория ИГЕМ АН СССР).

скарновых породах и пироксен-гранатовых (с везувианом, эпидотом и др.) эндоскарнах внутренних частей магнезиально-скарновых тел светопреломление клинопироксена по $n_g = 1,707 \div 1,725$. Дисперсия оптических осей в этом случае отсутствует или проявлена очень слабо. По парагенезису с минералами апомагнезиальных известковых скарнов и оптическим свойствам клинопироксен относится к салиту.

Химические составы клинопироксенов из различных магнезиально-скарновых пород изученных месторождений рудопроявлений (см. табл. 11) показывают, что они отличаются высокой магнезиальностью, содержат Al₂O₃ (0,1–4,44, максимальное содержание 9,45 мас.%) и Fe₂O₃ (0,0–2,15 мас.%). Более высокие глиноземеистость (al^1) и железиистость (fm^2) отмечаются в клинопироксене, находящемся в парагенезисе со шпинелью. Клинпироксены соответствуют фассаиту и фассаит-диопсиду. Их состав отвечает чистому диопсиду (табл. 11, ан. 11) на постмагматическом этапе (в парагенезисе с флогопитом). В клинопироксенах из оруденелых и преобразован-

$$^1 al = \frac{Al}{[Si + Al] + [Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Al]} 100.$$

$$^2 fm = \frac{\Sigma Fe}{\Sigma Fe + Mg} 100.$$

Таблица 10 (окончание)

Минерал	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Руды													
Котоит	-	-	-	-	+	+	-	-	+	-	-	-	-
Флюоборит	-	-	-	-	+	-	-	-	+	-	-	-	-
Ашарит (осайбелиит)	-	+	-	-	+	+	+	+	+	-	-	+	-
Людвицит													
магнезиолюдвигит	-	-	-	-	+	+	+	+	-	-	-	-	-
вонсенит	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	+
Малахит	-	-	-	-	+	-	-	-	+	+	+	+	+

Примечание. Месторождения и рудопроявления: 1 – Хархан-Гол; 2 – Хубсугул; 3 – Дзала-Ула; 4 – Ушкин-Даба; 5 – Оют-Тологой; 6 – Билотийн-Гол; 7 – Дзагастун; 8 – Дурвэлджин; 9 – Бу-Цаган; 10 – Томур-Тологой; 11 – Гурбульджи-Ула; 12 – Обот; 13 – Харату-Ула.

Клинопироксен входит в состав всех выделенных типов пород. Макроскопически он белого, светло-зеленого и зеленого цвета, мелко- и среднезернистый. В шлифах, как правило, бесцветный или бледно-зеленый. Форма самая разнообразная – неправильная, изометричная (роговиковая), таблитчатая, удлинненно-призматическая, часто встречаются радиально-лучистые агрегатные скопления. Светопреломление клинопироксена колеблется в интервалах: $n_g = 1,694 \div 1,725$ и $n_p = 1,664 \div 1,699$; $c: N_g = 39 \div 43^\circ$; $2V = 60 \div 70^\circ$. Анализ оптических данных показал, что значения $n_g = 1,694 \div 1,706$ характерны для клинопироксенов мономинеральных пироксеновых скарнов, пироксен-форстеритовых пород и их серпентинизированных разновидностей, а также для пироксен-флогопитовых пород и отвечают обычным диопсидам.

В парагенезисе со шпинелью клинопироксен имеет повышенный показатель преломления: $n_g = 1,712 \div 1,716$, $n_p = 1,687 \div 1,689$. Для него характерна сильная дисперсия угла оптических осей $\rho > v$. Дисперсионный эффект визуально проявляется в разрезах, почти перпендикулярных к плоскости оптических осей; в этом положении клинопироксен вместо погасания приобретает аномальные интерференционные окраски. Как известно, такие оптические свойства проявляются обычно у диопсид-авгитов и салит-авгитов, а также фассанитов [22, 23, 73]. В пироксен-плаггиоклазовых около-

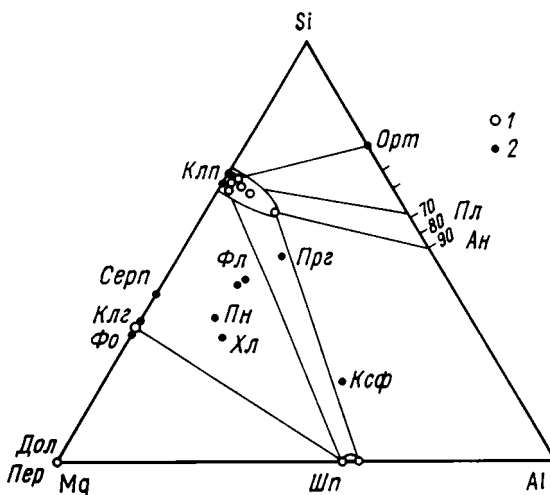


Рис. 12. Диаграмма состав–парагенезис магнезиальных скарнов

1 – минералы собственно магнезиальных скарнов; 2 – минералы постмагматического этапа преобразования

Таблица 11

Химический состав (в мас.%) клинопироксенов магнезиальных скарнов

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	54,84	54,25	54,41	54,10	53,09	54,00	55,89	53,06	49,28	45,80	55,18
TiO ₂	—	—	—	0,23	—	0,02	—	0,45	0,73	1,57	—
Al ₂ O ₃	0,21	0,32	1,74	1,72	2,0	1,40	0,11	2,89	4,44	9,45	—
Fe ₂ O ₃	—	—	0,85	1,36	—	2,15	—	—	—	—	—
FeO	0,33	1,03	—	—	2,19	—	2,02	2,99	3,03	4,71	0,94
MnO	0,13	0,08	0,10	0,49	0,66	0,24	0,32	0,77	0,61	0,05	—
MgO	18,64	18,37	17,39	16,84	15,72	16,67	16,73	16,13	15,23	13,63	17,6
CaO	25,29	25,55	25,50	25,25	25,53	25,51	25,04	25,13	26,04	23,80	26,2
Na ₂ O	0,26	0,01	—	—	—	—	—	0,10	—	0,26	0,06
K ₂ O	0,04	0,11	—	—	—	—	—	0,02	—	0,01	—
Сумма	99,74	99,72	99,99	99,99	99,19	99,99	100,11	101,54	99,36	99,28	99,92
<i>n_g</i>	1,692	1,692	1,690	1,701	1,704	1,697	1,694	1,712	1,705	1,714	—
<i>n_p</i>	1,660	1,661	1,664	1,670	1,673	1,666	1,662	1,687	1,675	1,685	—
<i>fm</i>	0,86	3,79	3,09	4,44	6,5	7,07	8,8	9,5	9,8	7,28	3,06
<i>al</i>	0,14	0,21	2,3	2,33	3,7	2,03	0,06	3,6	6,4	16,17	—
Кристаллохимическая формула											
Si	1,99	1,98	1,97	1,97	1,96	1,97	2,03	1,91	1,81	1,69	2,00
Al	0,01	0,01	0,03	0,02	0,04	0,04	0,01	0,08	0,17	0,27	—
Al	—	—	0,04	0,05	0,05	0,03	—	0,04	0,02	0,04	—
Ti	—	—	—	0,01	—	—	—	0,01	0,02	—	—
Fe ³⁺	—	0,03	0,03	0,04	—	0,07	—	—	—	—	—
Mg	1,01	0,99	0,94	0,90	0,86	0,91	0,91	0,86	0,83	0,75	0,95
Fe ²⁺	0,01	0,03	—	—	0,06	—	0,06	0,09	0,09	0,14	0,03
Mn	—	—	—	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	—	—
Ca	0,98	0,99	0,99	0,99	1,00	1,00	0,98	0,97	1,03	0,95	1,02
Na	—	—	—	—	—	—	—	0,01	—	0,02	—

Примечание. 1, 3 — диопсидовый скарн; 2 — измененный $\Phi\text{о} + \text{Пи}$ скарн; 4 — $\text{Пи} + \text{Гр} + \text{Эп}$ — эндоскарн; 5 — $\text{Пи} + \Phi\text{о}$ скарн; 6 — $\Phi\text{о} + \text{Пи} + \text{Шп}$ скарн; 7 — $\text{Пи} + \text{Клг} + \text{рудные}$; 8–11 — $\text{Пи} + \text{Шп}$ порода. Рудопроявления: 1 — Билпотийн-Гол; 2 — Оют-Тологой; 3, 6 — Бу-Цаган; 4 — Дзагастуин; 5 — Гурбульджи-Ула; 7 — Томур-Тологой; 8, 9 — Дурвэлджин; 10 — Ушкин-Даба; 11 — Харату-Ула. Аналитик В.А. Боронихин (рентгеноспектральная лаборатория ИГЕМ АН СССР).

скарновых породах и пироксен-гранатовых (с везувианом, эпидотом и др.) эндоскарнах внутренних частей магнезиально-скарновых тел светопреломление клинопироксена по $n_g = 1,707 \div 1,725$. Дисперсия оптических осей в этом случае отсутствует или проявлена очень слабо. По парагенезису с минералами апомагнезиальных известково-выс скарнов и оптическим свойствам клинопироксен относится к салиту.

Химические составы клинопироксенов из различных магнезиально-скарновых пород изученных месторождений рудопоявлений (см. табл. 11) показывают, что они отличаются высокой магнезиальностью, содержат Al_2O_3 (0,1–4,44, максимальное содержание 9,45 мас.%) и Fe_2O_3 (0,0–2,15 мас.%). Более высокие глиноземаистость (al^1) и железистость (fm^2) отмечаются в клинопироксене, находящемся в парагенезисе со шпинелью. Клинпироксены соответствуют фассаиту и фассаит-диопсиду. Их состав отвечает чистому диопсиду (табл. 11, ан. 11) на постмагматическом этапе (в парагенезисе с флогопитом). В клинопироксенах из оруденелых и преобразован-

$$^1 al = \frac{Al}{[Si + Al] + [Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Al]} 100.$$

$$^2 fm = \frac{\Sigma Fe}{\Sigma Fe + Mg} 100.$$

Химический состав (в мас.%) минералов магнезиальных скарнов

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO ₂	—	—	—	41,20	41,57
Al ₂ O ₃	66,40	64,63	66,42	—	—
FeO	9,88	9,28	9,32	2,86	5,53
MnO	0,50	2,97	0,68	3,89	0,53
MgO	18,10	14,31	15,09	51,48	50,70
ZnO	4,98	8,81	9,36	—	—
CaO	—	—	—	0,07	—
Сумма	99,86	100,00	100,87	99,50	99,68
Светопреломление	—	$n = 1,778$	$n = 1,765$	—	$n_y = 1,683$
Кристаллохимическая формула					
Si	—	—	—	1,00	1,01
Al	2,00	2,00	2,00	—	—
Mg	0,56	0,60	0,69	1,86	1,86
Mn	0,07	0,02	0,01	0,04	0,01
Zn	0,17	0,18	0,09	—	—
Fe ²⁺	0,20	0,20	0,21	0,06	0,11
<i>fm</i>	23,5	26,7	25,6	3,03	5,77

Примечание. Шпинель: 1 — из *Шп* + *Пи* + *Пл* породы (Ушкин-Даба); 2 — из *Шп* + *Пи* (с *Мт*) породы (Дурвэлджин); 3 — из *Шп* + *Пи* + *Фо* породы (Бу-Цаган); форстерит: 4 — из *Пи* + *Фо* (с *Серп*, *Гр*, *Амф*, *Шп*, *Мт*) породы (Гурбульджи-Ула); 5 — из *Пи* + *Фо* (с *Серп*, *Фл*, *Мт*, *Люде*) породы (Оют-Тологой). Аналитик В.А. Боронихин (рентгеноспектральная лаборатория ИГЕМ АН СССР).

ных разностей магнезиальных скарнов глиноземистость обычно снижается, железистость не превышает 9%.

Шпинель отмечается во многих магнезиально-скарновых объектах. Парагенезисы шпинели с клинопироксеном, форстеритом, карбонатами образуют магнезиальные скарны и кальцифиры магматического этапа. Как реликтовый минерал шпинель встречается в постмагматических ассоциациях с ксантофиллитом, флогопитом, везувианом, гранатом, эпидотом (клиноцоизитом, цоизитом). С магнетитом шпинель образует сростания и характерные структуры распада. Содержание шпинели в собственно магнезиальных скарнах составляет 15–20%, в кальцифирах — не более 5%.

Зеленая и темно-зеленая шпинель встречается в виде тонких прожилков и агрегатных скоплений среди клинопироксена и форстерита скарновых пород. Под микроскопом она от голубовато-зеленого до светло-зеленого цвета, изотропная, иногда зональная. Зерна обычно неправильной, ксеноморфной формы.

Состав и оптические свойства шпинели изменяются в зависимости от парагенетических соотношений. В парагенезисе с клинопироксеном светопреломление шпинели равно 1,759–1,765, с форстеритом — 1,765–1,768. В ассоциации с магнетитом светопреломление повышается до 1,778–1,780 и, наоборот, в ассоциации с ксантофиллитом, гранатом снижается до 1,730–1,737.

В табл. 12 приведены результаты химических анализов шпинели из различных парагенетических ассоциаций и рудопроявлений, из которых видно, что шпинель отличается сложным составом. Помимо Al и Mg, она содержит закись железа и марганца, а также окись цинка. Во всех случаях по содержанию Mg и Fe ($Mg > Fe$) шпинель ближе к плеонасту. Шпинель с содержанием окиси цинка ниже закиси железа (ан. 1) относится к цинксодержащему плеонасту, а в случае равных содержаний (ан. 2, 3) — к магноферроганиту. Содержание Mn в шпинели незначительно (0,01–0,07 ат.% на форм. ед.). Результаты химических анализов и приведенные выше вариации значений показате-

Таблица 13

Химический состав (в мас.%) минералов из преобразованных магнезиальных скарнов

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	39,60	42,9	32,45	19,55	35,51	42,53
TiO ₂	0,06	—	0,02	0,10	—	—
Al ₂ O ₃	13,50	14,28	22,45	42,26	—	1,35
Fe ₂ O ₃	0,42	—	—	—	—	—
FeO	1,78	3,06	5,74	2,96	14,36	1,22
MnO	0,25	0,06	0,63	—	2,87	0,14
MgO	26,33	28,3	24,13	20,49	44,09	42,02
CaO	1,36	0,14	—	12,80	—	—
Na ₂ O	0,44	0,04	0,36	—	—	—
K ₂ O	8,79	8,34	10,62	—	—	12,74
H ₂ O ⁺	1,83	—	—	—	3,13	—
F	2,09	—	—	—	—	—
CO ₂	1,71	—	—	—	—	—
П.п.п.	2,91	—	—	—	—	—
Сумма	101,07	97,12	96,41	98,16	99,16	100,0
Кристаллохимическая формула						
Si	2,86	2,88	2,26	1,34	3,99	1,97
Al	1,14	1,13	1,74	2,66	—	0,07
Al	0,01	—	0,11	0,7	—	—
Ti	—	—	—	—	—	—
Fe ³⁺	0,03	—	—	—	—	—
Mg	2,83	2,83	2,52	2,08	7,38	2,90
Mn	—	—	0,03	—	0,28	—
Fe ²⁺	0,11	0,17	0,34	0,17	1,35	0,05
Ca	—	0,01	—	0,93	—	—
Na	0,05	—	0,05	—	—	—
K	0,81	0,79	0,95	—	—	—
F	0,48	2,00	2,63	—	—	—
ОН	1,78	—	—	2,08	2,00	4,00
Cl	0,48	—	—	—	—	—
<i>fm</i>	4,7	5,7	12	7,5	15,0	—
<i>al</i>	16,5	16,1	26,6	48,6	—	—

Примечание. 1 — флогопит из измененного *Фо + Шп* скарна; 2 — флогопит из *Пи + Фл* породы; 3 — слюда из *Пи* скарна; 4 — ксантифиллит из *Пи + Шп* скарна; 5 — клиногумит из *Мт-Сф* руды; 6 — серпентин из измененного магнезиального скарна. Рудопроявления: 1 — Дурвэлджин; 2 — Оют-Тологой; 3 — Харату-Ула; 4 — Ушкин-Даба; 5 — Томур-Тологой; 6 — Гурбульджи-Ула. Аналитик В.А. Боровихин (рентгеноспектральная лаборатория ИГЕМ АН СССР).

лей преломления этого минерала из различных минеральных ассоциаций скарнов, по-видимому, связаны с изменением в ее составе содержания Mg и Zn. Ее железистость составляет 23–27% (содержание герцинитового минерала 20–21%).

В кальцифирах внешней зоны магнезиальных скарнов шпинель отличается иными свойствами. Под микроскопом она мелкозернистая, бесцветная или бледно-фиолетовая; форма зерен идиоморфная, квадратная и октаэдрическая. Обычно шпинель в виде отдельных зерен неравномерно рассеяна среди минералов кальцифира. В табл. 1, *a* видны скопления зональной шпинели в кальцифире. Светопреломление бесцветной шпинели ($n = 1,735$) отвечает составу магнезиальной. В кальцифирах шпинель замещается флогопитом, магнетитом.

Таблица 14

Химический состав (в мас.%) магнезиально-скарновых пород

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	11,50	12,52	50,28	44,37	32,30	41,65	44,50	51,62	44,55
TiO ₂	0,12	0,01	0,06	0,05	0,10	0,03	3,65	0,73	1,10
Al ₂ O ₃	1,80	0,69	1,65	2,95	2,64	12,75	14,50	13,80	22,30
Fe ₂ O ₃	Необн.	0,25	1,44	2,61	0,87	3,82	3,17	0,27	0,81
FeO	2,04	Нет	0,82	0,77	0,61	0,61	4,53	3,07	2,61
MnO	0,04	0,14	0,12	0,24	0,08	1,66	0,05	0,37	0,15
MgO	20,18	12,61	19,12	31,04	18,36	10,36	6,70	4,68	4,74
CaO	32,16	38,90	24,07	9,97	26,47	26,02	15,82	14,49	21,88
Na ₂ O	0,04	0,06	0,01	0,04	0,10	0,07	0,81	5,72	0,37
K ₂ O	0,17	0,06	0,44	1,32	0,04	0,02	2,80	0,51	0,10
H ₂ O ⁻	Необн.	0,36	0,17	0,73	0,29	0,21	0,35	0,17	0,09
H ₂ O ⁺	0,78	4,31	0,95	4,28	4,33	1,33	2,14	1,02	0,44
CO ₂	31,45	31,24	—	Нет	13,35	0,52	—	3,20	—
P ₂ O ₅	—	—	1,16	0,15	—	—	—	0,22	0,29
Сумма	100,28	101,15	100,29	98,52	99,54	99,05	99,02	99,87	99,45

Примечание. 1–8 – измененные породы: 1,2 – кальцифир, 3,4 – *Пи + Шп + Фо* скарн, 5 – *Фо + Пи* скарн, 6,7 – *Пи + Шп* породы, 8 – эндоскарновая порода; 9 – околоскарновая порода. Рудопроявления: 1 – Билютин-Гол; 2,5,7 – Бу-Цаган; 3,4,8,9 – Оют-Тологой; 6 – Дурвалджин. Аналитики Г.С. Есикова (ЦХЛ ИГЕМ АН СССР); С.Н. Гордеева, И.Л. Симонов (ХАЛ ГИН АН СССР).

Форстерит – характерный минерал магнезиальных скарнов и кальцифиров внешней зоны скарноворудных тел, в которых образует парагенезисы с клинопироксеном, шпинелью, карбонатами.

Форстеритсодержащие скарны и кальцифиры, вмещающие магнетитовое, магнетит-боратное, магнетит-сульфидное оруденение, значительно серпентинизированы; часто по форстериту образуются гумитовые минералы, иногда гранат существенно андрадитового состава. В шлифах форстерит бесцветный, отличается от пироксена оптическими свойствами и продуктами изменения.

В безрудных разностях магнезиальных скарнов оптические свойства минералы ($n_g = 1,673$; $n_p = 1,638$; $n_g - n_p = 0,034$; $+2V = 82-85^\circ$) отвечают практически чистому форстериту. В оруденелых и преобразованных разностях скарнов и кальцифиров светопреломление форстерита несколько увеличивается ($n_g = 1,675 \div 1,685$ и $n_p = 1,640 \div 1,656$; $+2V = 87^\circ$).

В табл. 12 (ан. 4, 5) приведены анализы форстерита из измененных скарнов с магнетит-сфалеритовым (Гурбульджи-Ула) и магнетит-людвигитовым (Оют-Тологой) типами оруденения. В обоих случаях железистость этого минерала невысокая и составляет соответственно 3,0 и 5,8%. В незначительном количестве в составе форстерита присутствует изоморфная примесь Mn (1,0 и 4,0 мол.% тефрита). Обычно форстерит в магнетитовых рудах замещается серпентитом.

Плагиоклаз в парагенезисе с клинопироксеном образует зону околоскарнового изменения в приконтактных частях интрузий кварцевых диоритов, гранитов и аляскитов с магнезиальными скарнами. Он мелко- или среднезернистый, форма зерен изометричная, призматическая, с двойниковой структурой. Состав плаггиоклаза – от лабрадора (№ 65) до анортита (№ 95).

На рудопроявлениях Оют-Тологой, Билютин-Гол, Обот плаггиоклаз замещается более поздним **скаполитом**. Обычная форма выделений последнего – крупные идиобластовые пластинки с включениями плаггиоклаза, пироксена. По оптическим свойствам ($n_o = 1,565 \div 1,575$, $n_e = 1,545 \div 1,548$) скаполит относится к дипиру (с содержа-

нием ~44–48 мол.% мейонита). На указанных рудопроявлениях дипир сосуществует с более основным плагиоклазом; такие соотношения обычно отвечают условиям малых глубин и низкого давления при скарнообразовании.

Флогодит встречается во всех магнезиально-скарновых рудопроявлениях. Минерал обычно развивается на месте шпинель-пироксеновых и шпинель-форстеритовых скарнов и кальцифиров. На ряде рудопроявлений (Оют-Тологой, Ушкин-Даба, Билютин-Гол, Обот и др.) флогодит образует мономинеральные обособления (гнезда, жилы) в пироксеновых скарнах. На р/п Томур-Тологой, Оют-Тологой и Обот флогодит (+ серпентин) с магнетитом образует скарноворудные зоны. Наблюдается темно-зеленая слюда, от мелкочешуйчатой до крупнопластинчатой (размером 1–2 см), в шлифах бесцветная или слабоокрашенная с оптическими свойствами: $n_g = 1,585 \div 1,592$, $n_p = 1,549 \div 1,552$, $n_g - n_p = 0,036 \div 0,040$. По химическому составу (табл. 14, ан. 1, 2) минерал отвечает (ОН, F) флогодиту с низкой железистостью (4,9 и 5,7%) и повышенной глиноземистостью (~16%). Флогодиты подобного состава сходны с флогодитами постмагматических магнезиальных скарнов флогодитовых месторождений [23]. На месторождении Харату-Ула флогодит магнезиальных скарнов имеет самостоятельное значение и образуется при постмагматическом преобразовании вулканогенных пород (дацитовых порфиров) в условиях их прогрессивной десиликации, инертного поведения Al_2O_3 и привноса MgO высокотемпературными растворами. Здесь эндоскарны флогодит-диопсидового состава являются рудовмещающими, и флогодит в этом случае (см. табл. 13, ан. 3) отличается высокой глиноземистостью (26%) и повышенной железистостью (12%).

Амфибол присутствует в двух видах. Самый распространенный – белый или светло-зеленый мелкопластинчатый агрегат тремолита, развивающегося на месте диопсидовых скарнов. Второй, темно-зеленый более редкий, также замещает пироксен скарнов и околоскарновых пород, по оптическим свойствам относится к железистому паргаситу ($n_g = 1,682$, $n_p = 1,662$, $-2V = 75^\circ$). На рудопроявлении Обот такой паргасит найден в пироксеновых и пироксен-флогодитовых скарнах, в околоскарновых породах он сопровождается новообразованным калиевым полевым шпатом.

Ксантофиллит редко встречается в измененных магнезиальных скарнах. Минерал типоморфен для магнезиальных скарнов малых глубин. На рудопроявлениях Ушкин-Даба и Билютин-Гол ксантофиллит образуется во внутренних зонах магнезиально-скарновых тел на месте пироксен-шпинелевых пород (табл. I, б). Минерал наблюдается в удлиненно-призматических кристаллах, радиально-лучистых агрегатах, двойниковых срастаниях. Светопреломление ксантофиллита $n_g = 1,651 \div 1,657$, $n_p = 1,639 \div 1,645$; свойственный ему плеохроизм в тонких шлифах практически не проявлен. Ксантофиллит характеризуется (см. табл. 13, ан. 4) невысоким содержанием SiO_2 , отношение $Al^{IV} : Si$ близко к 2 : 1, содержание закиси железа ~3,0 мас.%. По химическому составу и оптическим свойствам ксантофиллит Монголии близок к такому из доломитовых контактов, например Крестмора (штат Калифорния, США) и Адамелло (Италия) [20]. Сопутствующими минералами ксантофиллита являются клинопироксен, флогодит, гроссуляровый гранат.

Постмагматическое образование ксантофиллита за счет пироксен-шпинелевой ассоциации происходит при частичном удалении MgO и Al_2O_3 , тем не менее повышенная магнезиальность и глиноземистость в участках метасоматического преобразования скарна сохраняется. Несомненно также влияние при этом существенно водного флюида.

Наблюдениями Н.Н. Перцева [61] установлено довольно определенное место ксантофиллита в скарновом процессе. Этот минерал является одним из наиболее ранних высокотемпературных продуктов изменения магнезиальных скарнов. Он возникает до флогодитизации шпинели и может замещаться флогодитом. Структурные взаимоотношения с гроссуляром показывают, что ксантофиллит образуется в близко к известково-скарновому высокотемпературному преобразованию магнезиальных скарнов.

Клиногумит — наиболее распространенный минерал гумитовой группы в преобразо-

ванных магнезиальных скарнах внешней зоны скарноворудных тел. К ним относятся оруденелые и измененные разности форстеритовых, шпинель-форстеритовых скарнов и кальцифиров. В магнезиальных скарнах Монголии клиногумит является универсальным минералом, сопутствующим магнетитовым, магнетит-боратным, магнетит-сульфидным (со сфалеритом) рудам. Клиногумит — мелкозернистый. На фоне других минералов он выделяется желто-бурой окраской, в шлифах слабоокрашенный. Форма зерен пластинчатая с характерными полисинтетическими двойниками по (001). Клиногумит развивается на месте форстерита, наследуя его магнезиальность. Имеющиеся данные о химическом составе этого минерала (см. табл. 13, ан. 5) показывают, что его железистость может достигать 15%, светопреломление высокое ($n_g = 1,696$, $n_p = 1,653$).

На рудопрооявлениях Билютин-Гол и Обот клиногумит встречается в ассоциации с флогопитом, но структурные соотношения их недостаточно четкие. Однако, по наблюдениям Л.И. Шабынина и др. [75], на многих месторождениях магнезиально-скарновой формации эта пара минералов может возникать близко-одновременно в зонах скарновой колонки. Парагенезис клиногумита и флогопита свидетельствует о повышенной химической активности F при их образовании. Е.Н. Граменицкий [18] полагает, что парагенезис гумит + флогопит отражает не только увеличение химической активности фтора, но и пропорциональное возрастание кислотности постмагматических растворов.

На регрессивной стадии при дальнейшем падении температуры в условиях малых глубин резко уменьшается давление CO_2 и его мольная доля в водном флюиде, а возрастающая химическая активность H_2O способствует следующему этапу гидратизации магнезиально-скарновых силикатов. Возникает новый комплекс минералов: *серпентин*, *хлорит*, *брусит*, *водные бораты*, *кальцит* и др. Образование этих минералов происходит без существенного перемещения SiO_2 , Mg выносятся в кальцифиры и мраморы, производя бруситизацию и вторичную доломитизацию; кальцийсодержащие минералы замещаются более бедными кальцием ассоциациями и рудными минералами [61, 75].

Широко распространенный *серпентин* обычно развивается по форстериту, клиногумиту и диопсиду. Минерал редко встречается в виде пластинок с четкими кристаллическими контурами, чаще образует глобулярные псевдоморфозы по форстериту в кальцифирах, гнезда и пятна мелкочешуйчатого и плотного агрегата в измененных и оруденелых скарнах. По химическому составу (см. табл. 13, ан. 6) и светопреломлению ($n = 1,578$) серпентин относится к антигориту. В плотных агрегатах серпентина часто встречаются прожилки хризотил-асбеста. Примечательно, что с переотложенным серпентином связана мартитизация магнетита. Обычным его спутником в рудах изученных магнезиально-скарновых проявлений является также *хлорит*. Бесцветные в шлифах базальные пластинки и агрегатные скопления хлорита по оптическим свойствам ($n_m = 1,58 \div 1,61$, $n_g - n_p = 0,012 \div 0,015$) отвечают аметиту.

Брусит отмечается преимущественно на рудопрооявлениях с борной минерализацией. Пластинчатый или тонковолокнистый брусит встречается в кальцифирах с магнетитом, людвигитом, ашаритом и др.

В табл. 1, в, 2 показан фрагмент кальцифира с поздним бруситом, развитым по периферии глобулярного серпентина. Собственно бруситовые (апопериклазовые?) мраморы, характерные для внешних зон магнезиальных скарнов малых глубин, имеют ограниченное развитие и установлены пока только на рудопрооявлениях Билютин-Гол, Оют-Тологой.

Типы пород, слагающих скарновые тела, и их зональность

Скарноворудные тела на месторождениях и рудопрооявлениях магнезиально-скарновой формации представляют собой линзы и пластовые залежи, сформировавшиеся на магматическом этапе в контактовых ореолах гранитоидных интрузий в доло-

митах. К редкому типу рудных тел в магнезиальных скарнах постмагматического этапа относятся межпластовые залежи железо-полиметаллического месторождения Харату-Ула, возникшие при метасоматическом преобразовании вулканогенно-осадочных пород в высокотемпературном контактовом ореоле гранитоидной интрузии. Минеральный состав магнезиальных скарнов магматического этапа и их преобразованных разностей, пространственное распределение скарновых пород и руд в разрезах скарновых тел показывают, что они сложены в общем однотипными метасоматическими породами с определенным и последовательным их размещением в направлении от доломита к замещающей его интрузивной породе.

Во внешнем обрамлении скарноворудных тел вмещающие *доломиты* представлены мелко- или среднезернистыми, белыми, светло- или темно-серыми ("искристыми") породами с содержанием MgO в пределах 17–21 мас.% и примесью алюмосиликатного материала в среднем не более 3,0 мас.% (см. табл. 7, 8). Поскольку количество химических анализов карбонатных пород ограничено, для контрольной диагностики их состава использовалась методика окрашивания [76], которая позволяла также по структурным соотношениям доломита и кальцита визуально оценивать явления дедоломитизации во вмещающих карбонатных породах, обычно широко распространенной во внешних зонах магнезиальных скарнов. На рудопроявлениях и месторождениях магнезиально-скарновой формации Монголии раздоломитчивание вмещающих пород сопровождается образованием кальцифиров, реже бруситовых (апопериклазовых?) или котоитовых мраморов. Явления кальцитизации доломитов, происходящие одновременно с образованием апомагнезиальных известковых скарнов, здесь практически не проявлены.

В контакте с доломитовыми мраморами обычно располагается зона кальцифиров и их измененных аналогов — офикальцитовых пород. Только на рудопоявлении Билютин-Гол доломиты переходят в котоитовые мраморы. Свежие, малоизмененные кальцифиры (табл. II, а) сохранились только во внешних частях скарноворудных тел на рудопоявлениях Оют-Тологой и Билютин-Гол. Это светло-серые и белые среднезернистые породы, практически не содержащие магнетита, сложены чистым (безжелезистым) форстеритом, клиногумитом (вместе составляют около 10% объема породы), бесцветной магнезиальной шпинелью (не более 5–7%), иногда диопсидом, кальцитом, доломитом, бруситом, зеленым магнезиальным людвигитом, ашаритом, котоитом, флюоритом.

На других рудопоявлениях (Дурвэлджин, Бу-Цаган, Гурбульджи-Ула, Томур-Тологой) с доломитовыми мраморами контактируют измененные и оруденелые кальцифиры (оруденелые офикальцитовые породы). На фоне доломитовых пород они контрастно выделяются зеленовато-серой и зеленовато-черной окраской, а также глобулярной, пятнистой и полосчатой текстурой. Породы сложены серпентином, мелкочешуйчатым флогопитом, доломитом, кальцитом, хлоритом, бруситом. В ассоциации с магнетитом могут присутствовать сульфиды железа, свинца, цинка и борные минералы (людвигит, ашарит и др.).

В табл. 14 приведены результаты химических анализов измененных кальцифиров. По сравнению с исходным доломитовыми мраморами (см. табл. 7, 8) кальцифиры отличаются присутствием SiO_2 (до 11,5–12,5 мас.%), Al_2O_3 (до 1,8 мас.%) и в общем незначительным изменением соотношений магнезии и извести.

Практически на всех изученных магнезиально-скарновых рудопоявлениях примерно средняя часть скарноворудных тел (между оруденелыми кальцифирами и внутренней, тыловой зоной пироксен-шпинелевых пород) сложена сильно оруденелыми и измененными магнезиальными скарнами. Пространственное распределение парагенетических ассоциаций пород в поперечных разрезах скарноворудных тел оценить довольно трудно, особенно в условиях их значительного постмагматического преобразования и оруденения. Тем не менее установлено, что на рудопоявлениях Гурбульджи-Ула, Оют-Тологой и Дурвэлджин на границе с кальцифирами оруденению подвергаются шпинель-форстеритовые скарны (табл. II, б), а на рудопоявлениях Билютин-

Гол, Бу-Саган, Дзагастуин — шпинель-пироксен-форстеритовые породы. Последние очень неоднородные по внешнему облику, минеральному составу и текстурным особенностям, менее измененные участки обычно сменяются более измененными и оруденелыми вплоть до полного их замещения рудными минералами (магнетит + сульфиды, магнетит + бораты). Поэтому исходные количественные соотношения главных минералов скарнов — шпинели, форстерита и пироксена — определить с достоверностью практически не представляется возможным. В сохранившихся участках магнезиальные скарны сложены клинопироксеном (с $fm = 3 \div 8$, $al = 2 \div 4\%$), форстеритом (с $fm = 5 \div 8$), зеленой шпинелью (магноферрогранитом ?) с fm порядка 24–25%. В апоскарновых рудах на месте исходных минералов магнезиальных скарнов развиваются клиногумит, флогопит, тремолит, серпентин, хлорит, иногда андрадитовый гранат.

От других магнезиальных скарнов породы, сложенные минеральной ассоциацией пироксен + шпинель + форстерит, даже с явлениями замещения шпинели флогопитом и форстерита серпентином, отличаются высоким содержанием MgO (см. табл. 14, ан. 4), а в сравнении с кальцифирами — уменьшением содержания извести и резким скачкообразным увеличением кремнезема.

На всех изученных рудопроявлениях развиты так же шпинель-пироксеновые скарны и их измененные аналоги — флогопит-пироксеновые породы. Эти породы занимают четкое положение в строении скарноворудных тел, располагаясь во внутренних частях, на границе с пироксен-плаггиоклазовыми околоскарновыми породами или эндоскарновыми зонами интрузий. Неизменная шпинель-пироксеновая порода сложена клинопироксеном, зеленой шпинелью и избыточным кальцитом (0–15%), сфеном. Она в большинстве случаев сохраняется в виде реликтовых участков среди флогопит-пироксеновых пород и апомагнезиальных известковых скарнов. В неизменных участках скарна клинопироксен представлен фассаитом, фассаит-диопсидом, зеленая шпинель по составу отвечает цинксодержащему плеонасту. В флогопит-пироксеновых породах флогопит обычно неравномерно распределен среди массы пироксена (диопсида), в виде гнездобразных обособлений, прожилков и жил (Билютин-Гол, Обот и др.). На месте этих пород образуются более поздние минеральные ассоциации с паргаситом, тремолитом, ксантофиллитом, гроссуляром, везувианом, хлоритом, пренитом. Рудная минерализация в шпинель-пироксеновых магнезиальных скарнах и их измененных разновидностях внутренней зоны скарноворудных тел встречается спорадически. К ней относятся вкрапленное магнетитовое оруденение на рудопроявлениях Дурвэлджин, Обот, Гурбульджи-Ула, Харату-Ула, вкрапленное магнетит-шеелитовое оруденение на проявлении Билютин-Гол (в измененном пироксеновом скарне).

В табл. 14 (ан. 6–8) приведены результаты химических анализов шпинель-пироксеновой и флогопит-пироксеновой пород из участков вблизи контакта с околоскарновой породой. По сравнению со шпинель-пироксен-форстеритовыми магнезиальными скарнами, шпинель-(флогопит)-пироксеновые породы отличаются значительным увеличением содержания Al_2O_3 и уменьшением — MgO .

Пироксен-плаггиоклазовая околоскарновая порода слагает зону на границе между шпинель-пироксеновым магнезиальным скарном и интрузивной породой и образуется в результате магматического замещения доломитов, а на рудопроявлениях Дурвэлджин и Обот — при замещении гнейсов и кристаллосланцев. Обычно это мелко- и среднезернистые, светло- или темно-серые породы, сложенные клинопироксеном (фассаитом, авгитом), основным плаггиоклазом (от лабрадора до битовнита), сфеном. Структура породы гипидиоморфная. Околоскарновые породы, образованные при гранитизации метаморфитов, имеют роговиковую структуру с мелкими изометричными зернами плаггиоклаза и пироксена. На рудопроявлении Хархан-Гол в контакте с нефелиновыми сиенитами околоскарновые породы имеют пироксен-микроклиновый состав. В табл. 14 (ан. 9) приведен химический состав пироксен-плаггиоклазовой околоскарновой породы; она характеризуется очень высоким содержанием (накоплением) глинозема.

Замещение околоскарновых пород минералами известковых скарнов — явление распространенное на магнезиально-скарновых рудопоявлениях. На месте пироксен-плаггиоклазовых пород образуются минеральные ассоциации пироксен + плаггиоклаз + + клиноцоизит, пироксен + плаггиоклаз + гранат, пироксен + гранат. Плаггиоклаз замещается также скаполитом, ортоклазом (?), диопсид-авгитом, паргаситом. На некоторых рудопоявлениях (Гурбульджи-Ула, Дзагастуин) пироксен-плаггиоклазовая околоскарновая порода полностью вытесняется пироксен-гранатовым апомагнезиальным известковым скарном. Замещение захватывает также зону, сложенную шпинель- (флогопит)-пироксеновой породой, с образованием известкового скарна с везувианом,grossуляром, клинопироксеном.

Пространственное размещение минеральных ассоциаций апомагнезиальных известковых скарнов в поперечном разрезе выглядит следующим образом: пироксен-плаггиоклазовая околоскарновая порода $\leftarrow \text{Пи} + \text{Пл} (\text{Ск}) + \text{Гр} (\text{Клн}) \leftarrow \text{Пи} + \text{Гр} \longrightarrow \longrightarrow \text{Пи} + \text{Гр} + \text{Вез} \longrightarrow \text{Пи} + \text{Вез} \longrightarrow \text{Пи} + \text{Шпн} (\text{Фл})$ магнезиальный скарн.

Соответственно в ассоциациях известковых скарнов происходит и изменение состава минералов. Постепенно падает основность плаггиоклаза (до андезина, андезин-олигоклаза); так же в направлении к пироксен-гранатовому скарну изменяется состав граната (от чистого grossуляра до граната с содержанием до 40 мол.% андрадита); пироксен из фассаита и диопсида преобразуется в салит.

Рудная минерализация в апомагнезиальных известковых скарнах встречается спорадически. Это вкрапленность и прожилки сульфидов (пирротина, сфалерита, галенита, халькопирита и др.) в пироксен-гранатовых скарнах на рудопоявлениях Гурбульджи-Ула, Томур-Тологой, Обот. Минералогический интерес представляет также находка борного минерала вонсенита в ассоциации с сульфидами в апомагнезиальном пироксен-гранатовом скарне рудопоявления Обот.

Как уже отмечалось выше, образование магнезиальных скарнов на изученных рудопоявлениях связано с внедрением в доломиты интрузий диоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов, гранитов и лейкогранитов. В направлении к контакту с магнезиальными скарнами диориты и кварцевые диориты обычно переходят в кварцевые монциты и кварцевые сиениты (Бу-Цаган, Гурбульджи-Ула, Дзагастуин), отличающиеся появлением в их составе авгита (он постепенно вытесняет роговую обманку и биотит), а также увеличением содержания ортоклаза и соответственно уменьшением плаггиоклаза. Благодаря эндоконтактной калишпатизации биотитовые граниты переходят в субщелочные граниты, кварцевые сиениты и аляскиты (Хубсугул, Билютийн-Гол).

Приконтактное повышение щелочности магматической породы при образовании магнезиальных скарнов — распространенное явление в доломитовых контактах многих регионов и рассмотрено В.А. Жариковым [22] на примере магнезиально-скарновых месторождений Средней Азии и Н.Н. Перцевым [61] — в Верхоянье и других районах. Такое эндоконтактное преобразование интрузивных пород связано с отраженной волной щелочности (по Д.С. Коржинскому). При вступлении флюидов кислой магмы в основную среду скарнов в силу принципа взаимодействия оснований происходит резкое возрастание химической активности щелочей с обратной диффузией их в магму, способствующих образованию фаций повышенной щелочности в эндоконтактах.

Детальное составление опорных (поперечных) разрезов через скарноворудные тела на изученных рудопоявлениях и исследование изменения минерального состава слагающих их пород и руд позволило выявить зональное строение (метасоматическую зональность). Однако прежде необходимо отметить, что геологические разрезы не всегда могут в полной мере соответствовать метасоматическим колонкам магнезиальных скарнов по целому ряду причин. Замещаемые породы обычно неоднородны по составу и характеризуются чередованием прослоев (пачек) доломитовых и кальцитовых мраморов различного состава, ороговикованных пород и других метаморфитов. Породы различаются элементами залегания слоистости и контактов пород, степенью проницаемости для магматических флюидов. Отдельные зоны в магне-

зальных скарнах могут выпадать из разреза при замещении внешних зон тыловыми по мере нарастания реакционного взаимодействия или более позднем постмагматическом их преобразовании и других явлениях. Подобные усложнения и отклонения от метасоматической зональности магнезиальных скарнов неоднократно подчеркивались Л.И. Шабыниным [74]. Тем не менее общая тенденция последовательного распределения пород (зон) в скарных телах сохраняется.

Наиболее полно первичная метасоматическая зональность проявлена в доломитовых контактах на рудопроявлениях Гурбульджи-Ула, Оют-Тологой. Зональность выглядит следующим образом: кварцевый диорит|кварцевый сиенит эндоконтакта|пироксен-плагноклазовая околоскарновая порода|шпинель-клинопироксеновый скарн|шпинель-форстеритовый скарн|форстерит-шпинелевый кальцифир|доломит.

Близкие по строению метасоматические колонки отмечаются также на Бу-Цаган, Дзагастуин, Ушкин-Даба. Некоторые отличия проявляются во внутренней части колонки, сложенной переменными количествами клинопироксена, шпинели, форстерита с постепенным уменьшением клинопироксена или шпинели в сторону кальцифира. На указанных рудопроявлениях магнезиально-скарновые тела имеют такое строение: гранитоид (диорит, гранодиорит, гранит)|кварцевый монзонит, кварцевый сиенит эндоконтакта|пироксен-плагноклазовая околоскарновая порода|шпинель-клинопироксеновый скарн|клинопироксен-шпинель-форстеритовый скарн|форстеритовый кальцифир ($\pm$ Шп, Пи)|доломит.

На рудопроявлении Билютин-Гол скарновая колонка имеет более простое строение: биотитовый гранит|кварцевый сиенит или субщелочной гранит эндоконтакта|шпинель-пироксеновый скарн|форстеритовый кальцифир|доломит. В южной части рудопроявления на границе между доломитами и кальцифирами отмечается зона светлых (светло-желтых) мраморов, располагающихся в одном направлении с первоначальным напластованием доломитов. Обращает на себя внимание выветрелый и пористый вид мраморов. Под микроскопом поры обычно имеют четкие геометрические контуры (квадратные, округлые и др.), реликты первичных минералов не сохранились. Можно предположить, что выщелоченными минералами могли быть пластинки брусита или зерна котоита (?). Выпадение из внутренней части скарновой колонки зоны с пироксеном, шпинелью и форстеритом, по-видимому, связано с ее замещением следующей шпинель-пироксеновой зоной. Такие явления возможны в условиях разрастания тыловых зон и замещения ими зон предыдущих.

Простое строение имеют также малоомощные магнезиальные скарны в доломитовых контактах с нефелиновыми сиенитами (Хархан-Гол). Во внешней зоне магнезиальных скарнов здесь развиты измененные кальцифиры, во внутренней зоне — пироксеновые ($\pm$ шпинель) скарны. В контакте со скарнами в нефелиновых сиенитах в заметном количестве появляется пироксен (развивается по роговой обманке), нефелин замещается альбитом, и в результате этого в зоне близскарнового изменения пироксен находится в ассоциации с альбитом или ортоклазом (микроклином), позднее образуются скаполит и гранат.

В восточной части Среднеобийского района на р/п Дурвэлджин и Обот магнезиальные скарны образовались при гранитизации крупных провесов кровли карбонат-метаморфической толщи PR_3 , залегающих среди крупного гранитоидного массива PZ_1 . Метаморфическая толща сложена гнейсами, кристаллосланцами, кварцитами, метаэффузивами. В контактовом ореоле интрузии на участках, где в разрезах присутствуют прослои и пачки доломитов, а гнейсы инъецированы гранитоидным материалом (с образованием ортоклазовых мигматитов, постепенно переходящих в гранито-гнейсы и лейкограниты), образовались пластовые тела и линзы магнезиальных скарнов. Здесь метасоматическая зональность характеризуется развитием магнезиальных эндоскарнов, образующихся в результате реакционного преобразования гнейсов (гранито-грейсов) под влиянием магматических флюидов, извлекающих MgO и CaO из доломитов.

Выявленная нами ранее [63] по поперечным разрезам через скарноворудное тело на рудопроявлении Дурвэлджин горизонтальная зональность представляется в следую-

щем виде: мигматит|пироксен-плагноклазовая околоскарновая порода|шпинель-пироксеновый эндоскарн|шпинель-форстеритовый экзоскарн|форстеритовый кальцифир. Близкая зональность проявлена в скарноворудном теле Центрального участка рудопроявления Обот, прослеженная в вертикальном разрезе скв. 15. На Северном участке строение скарноворудного тела усложняется развитием в эндоскарновых зонах более поздних пироксен-гранатовых известковых скарнов, а также многократным повторением в вертикальном разрезе скв. 19 магнезиальных эндо- и экзоскарнов или колонок типа гранитоид|пироксен-полевошпатовая околоскарновая порода|флогопит (шпинель)-пироксеновый скарн|флогопит (шпинель)-форстеритовый скарн. Кальцифиры и магнезиальные карбонатные породы в разрезах отсутствуют, поскольку полностью преобразованы в магнезиальные экзоскарны. Первичная метасоматическая зональность в магнезиальных скарнах постмагматического этапа Харату-Ула отличается простым строением: гранитоид|вулканогенная порода|флогопит-клинопироксеновая эндоскарновая порода|клинопироксеновый экзоскарн|доломит. Зона околоскарновых пород в разрезах отсутствует, на ее месте развиты ортоклазовые эпидозиты известковых скарнов. Строение скарноворудных тел еще более усложняется замещением зон магнезиальных скарнов гроссуляровым гранатом, салитом, отложением магнетит-сфалеритовых руд, образованием метасоматитов стадии кислотного выщелачивания и неоднократным повторением их в разрезах скарновых залежей. Выявление зонального строения (метасоматической зональности) на изученных рудопроявлениях магнезиально-скарновой формации может иметь большое практическое приложение для поисково-разведочных работ. В Монголии, как и на других месторождениях [2, 23, 35, 61, 62, 72, 75] этой формации, устанавливается избирательная приуроченность различных типов оруденения к вполне определенным типам и зонам магнезиальных скарнов в метасоматической колонке.

Состав оруденения и его локализация

Большая часть контактово-метасоматических месторождений и рудопроявлений Fe, Cu, Pb, Zn, W и других металлов Монголии ранее относилась к магнетитовому, халькопирит-магнетитовому, сфалерит-магнетитовому, шеелит-сульфидному минеральным типам оруденения в известковых скарнах [17]. В результате проведенных нами в последние годы детальных исследований минерального состава скарнов и руд на ряде скарново-железородных месторождений и рудопроявлений удалось установить, что часть этих объектов принадлежит к магнезиально-скарновой формации. Первая находка людвигита и других борных минералов [46] в магнезиально-скарновых железородных проявлениях позволяет также пересмотреть формационный тип оруденения в скарнах. Среди изученных рудных объектов достаточно четко выделяются рудопроявления с людвигит-магнетитовым (Оют-Тологой, Билютийн-Гол, Дурвэлджин, Бу-Цаган, Дзагастуйн), сульфидно-магнетитовым (Гурбульджи-Ула, Харату-Ула, Томур-Тай, Томур-Тологой), магнетитовым (Ушкин-Даба) типами оруденения в магнезиальных скарнах. На рудопроявлении Обот руды относятся к более сложному, полисульфидно-магнетитовому типу с висмутом и людвигитом.

Следует обратить внимание на новый для Монголии тип людвигит-магнетитового оруденения в магнезиальных скарнах. Такого типа рудопроявления распространены в различных рудных районах этого региона (см. рис. 1). Рудные скопления в магнезиальных скарнах и кальцифирах на этих объектах характеризуются более высокими содержаниями магнетита и людвигита в сравнении с сопровождающей их сульфидной минерализацией (халькопиритом, борнитом с золотом — на р/п Оют-Тологой и шеелитом — на р/п Билютийн-Гол). При этом в пределах скарноворудных тел наблюдается бедная вкрапленная магнетитовая минерализация, приуроченная к внутренней зоне флогопит (шпинель)-пироксенового скарна. Людвигит в этой зоне не встречается. Наиболее значительные скопления магнетитовых (±людвигит) руд локализованы во внутренней зоне скарноворудных тел — в измененном ±пироксен ±шпинель ±форстеритовом

скарне. Руды здесь отличаются густовкрапленной, пятнисто-гнездообразной, массивной, иногда полосчатой текстурой (табл. II, в, 2, табл. VI, а). Существенно лудовитовые ($\pm$ магнетит) разности локализуются преимущественно в кальцифирах и редко в мраморах.

Ведущая роль в составе борно-железных руд принадлежит *магнетиту*. Вместе с магнетитом ($\pm$ бораты, сульфиды) в рудах в переменных количествах присутствуют различные скарновые минералы. Структурные соотношения магнетита с магнезиально-силикатной частью руд неоднозначные. Панксемоморфные структуры, отличающиеся близкими кристаллическими контурами зерен магнетита и минералов собственно магнезиальных скарнов (шпинели, форстерита, фассаита), и более позднее развитие серпентина и флогопита на стыках зерен магнетита с форстеритом и шпинелью могут свидетельствовать об образовании части магнетита в скарновую стадию, к концу магматического этапа (сопутствующее оруденение). Развитие сидеронитовых структур замещения магнетитом магнезиально-силикатных руд вплоть до образования массивных руд, замещение магнетита сульфидами (пирротинном, сфалеритом) указывают на образование другой части магнетита на постмагматическом этапе, до наложенных сульфидных руд. Однако на основании одних визуальных наблюдений структурно-текстурных соотношений (табл. III, а, б) трудно с достаточной степенью достоверности оценить во времени место образования магнетита в магматическом и постмагматическом процессах, а также установить число выделившихся генераций [74]. Дополнительные сведения могут быть получены при более детальном изучении оптических и физических свойств магнетита, его химического состава и внутреннего строения. В рудах магнезиальных скарнов в отраженном свете (при увел. 100–300 и более) было выявлено негомогенное строение магнетита, проявляющееся в образовании закономерно расположенных микровключений — структур распада твердого раствора магнетит–шпинель и магнетит–ильменит (?) (табл. III, в, 2).

Комплексными исследованиями фазового состава магнетитов, его физических свойств, морфологических типов структур распада твердого раствора и т.д., проведенными Л.В. Чернышевой с соавторами [69] на примере различных типов месторождений Советского Союза, в том числе и скарновых, удалось выявить устойчивые типоморфные признаки, по которым можно установить формационный тип магнетитовых месторождений, а в пределах конкретных типов — выделить этапы и стадии формирования руд. Используя опыт предыдущих исследователей, мы изучили микронеоднородность магнетитов из различных групп высокотемпературных минеральных ассоциаций: магнезиальных скарнов магматического этапа, преобразованных магнезиальных скарнов и для сравнения из магнетитовых руд железорудных проявлений в известковых скарнах.

В процессе изучения использовался комплекс методов: оптическая микроскопия, химический анализ, рентген, микрорентгеноспектральный анализ и электронная микроскопия. При оптическом изучении магнетитов из руд с минералами собственно магнезиальных скарнов в отраженном свете (увел. свыше 150) их внутренняя неоднородность проявляется в наличии тонких капельных включений шпинели и тонкопластинчатых образований ильменита (?) (табл. III, в, 2). Капельные включения обычно равномерно распределяются в пределах зерен. Три серии параллельно ориентированных пластинок ильменита (?) образуют характерную решетчатую микроструктуру, особенно четко проявляющуюся на поверхности аншифа при окислении (замещении гематитом). В рудах постмагматического этапа (с серпентином, флогопитом, хлоритом и др.) магнетит также имеет неоднородное строение, но неравномерное распределение капельной и решетчатой фаз выражено более резко. Капельные микровключения шпинели концентрируются в центральной части зерен, собираются в цепочки, параллельные направлениям пластинчатых образований. В отраженном свете магнетит кремово-розового цвета. Значения отражения $R = 19,1 \div 19,6\%$ и не являются решающими признаками при оценке состава магнетитов в различных минеральных ассоциациях.

В табл. 15 приведены химические составы магнетитов из борно-железных руд в магнезиальных скарнах. Магнетиты отличаются переменным составом. В рудах с минерала-

Таблица 15

Химический состав (в мас.%) магнетита из руд в магнезиальных скарнах

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	0,15	0,08	0,14	0,13	0,04	—	—	—
TiO ₂	0,04	0,11	0,14	0,46	0,13	0,03	0,14	—
Al ₂ O ₃	3,01	1,47	2,88	3,29	0,66	0,16	0,16	0,06
Fe ₂ O ₃	66,06	68,33	67,31	67,23	72,43	68,94	68,91	72,57
FeO	18,57	23,38	19,24	17,37	19,51	30,47	30,49	24,90
MnO	9,90	3,93	6,56	7,13	0,84	0,04	0,25	0,35
MgO	1,45	2,22	3,45	4,19	7,03	0,36	0,05	2,09
ZnO	0,22	0,48	0,28	0,20	0,07	—	—	—
Сумма	99,4	100,0	100,0	100,0	100,71	100,0	100,0	100,0

Кристаллохимическая формула

Si	0,01	0,004	0,004	0,00	—	—	—	—
Al	0,13	0,067	0,127	0,14	0,031	0,01	0,01	—
Cr	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe ²⁺	1,86	1,929	1,87	1,85	1,969	1,99	1,99	2,04
Ti	0,02	0,002	0,002	0,01	0,002	0,001	0,002	—
V	—	—	—	—	—	—	—	—
Mg	0,08	0,125	0,191	0,23	0,38	0,021	0,007	0,16
Ni	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe ²⁺	0,58	0,735	0,596	0,53	0,591	0,979	0,979	0,78
Zn	—	0,013	0,006	0,01	0,002	—	—	—
Mn	0,32	0,124	0,204	0,22	0,024	0,001	0,01	0,02
Ca	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. 3, 4, 6 — массивные руды; 1, 2, 7 — вкрапленные руды из *Шп + Пш* (7) и *Пш + Фл* (2) скарнов; 5 — густовкрапленные руды. 1, 6, 7 — Рудопроявления: Дурвэлджин, 2—4 — Бу-Цаган. Аналитик В.А. Боронихин (рентгеноспектральная лаборатория ИГЕМ АН СССР).

ми собственно магнезиальных скарнов (магматического этапа) магнетит выделяется повышенным содержанием Mn (3,9—9,9%), Mg (1,5—4,19) и Al (1,47—3,29%). Закись марганца и окись магния частично входят в состав микровключений шпинели, остальная часть, по расчетным данным, возможно, составляет твердый раствор $\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}\text{O}_4$ — $\text{MgFe}_2^{3+}\text{O}_4$ — $\text{MnFe}_2^{3+}\text{O}_4$ матрицы магнетита. Окись цинка (0,2—0,5%) входит в состав шпинели или франклининовой составляющей в магнетите; окись титана (не более 1,0%) — в состав микровключений шпинели. Из других элементов-примесей в составе магнетита отмечается Co (0,05—0,07%), Ni (0,001—0,008%).

Магнетиты из руд с магнезиально-силикатными минералами постмагматического этапа характеризуются резким уменьшением содержания MgO и закиси марганца; химические составы (см. табл. 15, ан. 6, 7) близки к теоретическому составу магнетита.

Для диагностики фазового состава были получены дебаграммы гетерогенных магнетитов из магнезиальных скарнов (рентгеноструктурная лаборатория ИГЕМ АН СССР). Съемка проводилась в камере Гинье; в качестве внутреннего стандарта использовался металлический кремний ($a = 5,430 \text{ \AA}$). На дебаграммах четко выявляется раздвоение линий с индексами (311) и (400), также свидетельствующее о неомогенном (по крайней мере двухфазном) составе изученных магнетитов. Расчетные данные показывают, что линии с параметром $a = 8,402 \text{ \AA}$ принадлежат магномagnetиту, а линии с параметром $a = 8,735 \text{ \AA}$ могут отвечать магнезиоферриту (магномagnetиту?). Линии ильменита и магнезиальной шпинели на дебаграммах не установлены, поскольку эти фазы присутствуют в магнетите в незначительном количестве и образуют субмикроскопические включения в его матрице. Исследования особенностей внутренней структуры магнети-

тов проведены Р.В. Боярской на электронном микроскопе (ИГЕМ АН СССР). В протравленных HCl образцах магнетита при увеличении свыше 3000 под микроскопом выявилась сложная картина структур распада твердого раствора, включающая две, а иногда и три ступени распада и отвечающая, по-видимому, различным стадиям (условиям) образования. Во всех случаях в магнетите из руд магнезиальных скарнов видны капельные выделения и цепочечные скопления шпинели, в промежутках между ними — пластинчатый распад типа "структуры ткани" (табл. IV). Размеры капельных включений варьируют в пределах 0,5–1,0 мкм; пластинчатые выделения составляют десятки и сотые доли микрометра в ширину и 1,0 мкм и более в длину. Последние образуют системы параллельных пластин, пересекающихся под углом 90 или 60°. Как правило, участки с тем или иным типом распада окружены зонами чистого магнетита, что связано, по-видимому, с диффузионными явлениями в кристалле. Такие картины внутренней неоднородности в структуре магнетита ближе всего отвечают магнетиту из руд с минералами магнезиальных скарнов постмагматического этапа.

Под действием селективного травления в отдельных случаях удалось извлечь протравленные фазы из образцов на реплику. Это позволило провести локальный электронно-зондовый анализ извлеченного материала с целью определения возможного состава фаз. В результате этого установлено, что среди капельных (квадратных) форм присутствуют минеральные образования, в состав которых входят: 1) Mg, Al, Fe, Zn; 2) Mg, Al, Si, Mn, Fe, Zn; 3) Fe. На основе этих пока лишь качественных определений можно предположить, что среди капельных включений встречаются близкие по составу к шпинели исходного магнезиального скарна (цинксодержащему плеонасту или магноферроганиту) и еще более сложные шпинели с примерным составом $(Zn, Fe, Mn)(Al, Fe)_2O_4$, а также окислы железа (гематит, маггемит). Необычным является вхождение в состав рассматриваемых выделений магнетита значительного количества кремния. Повышенные содержания этого элемента фиксируются также при рентгено-спектральном анализе состава зерен магнетита (см. табл. 15). Интересно отметить, что пластинчатые образования, наблюдаемые в структурах распада магнетитов из руд магнезиальных скарнов, чаще всего включают следующие элементы: Mg, Al, Si, Fe, Zn, а иногда Mn. Однако выявленное во многих случаях качественное соответствие компонентного состава капельных и пластинчатых выделений в магнетите позволяет отнести их к продуктам распада твердого раствора в виде одной минеральной фазы — шпинели.

Полученные результаты электронно-микроскопического изучения морфологии и фазового состава структур распада магнетитов из скарновых руд Монголии позволяют сделать некоторые общие замечания. По внутренним структурам распада можно четко различать генерации магнетитов из руд магнезиальных и известковых скарнов. Различия во внутренней структуре в магнетитах из руд магнезиальных скарнов магматического и постмагматического этапов более тонкие. Присутствие в структурах распада магнетита шпинели, близкой по составу к таковой в собственно магнезиальных скарнах, указывает на его выделение на магматическом этапе как наиболее ранней (первой) генерации в этих скарнах.

На регрессивном этапе преобразования магнезиальных скарнов и руд в магнетите с многократным распадом, по-видимому, могут быть обнаружены явления обменной диффузии некоторыми компонентами (Mg, Al, Fe, Mn) в системе магнетит—поровый раствор с образованием магнетита второй генерации (в ассоциации с серпентином, флогопитом, хлоритом), состав которого близок к теоретическому. Характерно также, что предварительный качественный (локальный) электронно-зондовый анализ фаз в структурах распада магнетита не выявил окиси титана — основного компонента ильменита, являющегося продуктом распада твердого раствора в титаносодержащих магнетитах (титаномagnetитах).

Другой важной составной частью борно-железных и других комплексных руд является *людвигит*. Первая находка людвигита и других сопутствующих борных минералов сделана нами в магнезиальных скарнах и кальцифирах рудопроявления Оют-Тологой, ранее относимого к медно-известково-скарновой формации (южная часть

Таблица 16

Химический состав (в мас.%) и оптические свойства людвигитов

Компоненты	Оют-Тологой	Билютийн-Гол	Компоненты	Оют-Тологой	Билютийн-Гол
SiO ₂	1,20	0,37	Минальный состав (в мол.%)		
TiO ₂	—	0,07	Mg ₂ Fe ³⁺ (BO ₃) O ₂	80,7	87,1
SnO ₂	—	0,54	Fe ₂ Fe ³⁺ (BO ₃) O ₂	1,8	8,9
Al ₂ O ₃	4,30	0,97	Mg ₂ Al ³⁺ (BO ₃) O ₂	17,5	4,0
Fe ₂ O ₃	35,32	37,65	Кристаллохимическая формула		
B ₂ O ₃	16,72	17,30	B	1,00	1,00
FeO	1,34	6,34	Mg	1,96	1,82
MgO	40,42	36,98	Fe ²⁺	0,04	0,18
MnO	0,06	0,12	Fe ³⁺	0,82	0,95
CaO	0,28	0,56	Al	0,17	0,04
Na ₂ O	0,01	0,02	Sn	1,00	0,01
K ₂ O	0,035	—	<i>n_g</i>	1,952±0,006	—
H ₂ O	0,25	—	<i>n_p</i>	1,816±0,005	—
Сумма	99,935	100,92	<i>n_g - n_p</i>	1,14—1,36	—
			2 <i>V</i> , °	Очень мал	—

П р и м е ч а н и е. Аналитик Ю.В. Долинина (ЦХЛ ИГЕМ АН СССР).

Орхоно-Селенгинской меднорудной зоны [17]). Далее борная минерализация была установлена в железорудных магнезиальных скарнах Билютийн-Гол, Дзагастуин, Бу-Цаган, Дурвэлджин и Обот, которые также считались железорудными объектами в известковых скарнах.

На всех этих рудопроявлениях скопления людвигита находятся преимущественно во внешней части скарноворудных тел: в шпинель-форстеритовых кальцифирах и магнетитовых рудах среди измененных пироксен-шпинель-форстеритовых скарнов (ближе к зоне кальцифиров) и очень редко встречаются в измененных (котоитовых?) мраморах. Наиболее значительные скопления людвигита отмечаются на р/п Оют-Тологой, где его содержание в кальцифире может достигать 70—80% объема породы. Темно-зеленый людвигит обычно собирается в розетки или радиально-лучистые агрегаты, по-разному распределенные среди светлой, почти белой, существенно карбонатной породы. Текстуры людвигитсодержащих пород (руд) вкрапленные, густовкрапленные (оспенные), полосчатые. Под микроскопом (табл. V) видно, что минерал имеет тонкоиглольчатые спутанно-волокнистые агрегаты, длиннопризматические кристаллы и радиально-лучистые сростки, ореолы тонкоиглольчатых образований вокруг зерен магнетита. Цвет людвигита зеленый до прозачно-зеленого и черный непрозрачный. Зеленые разности — с четким плеохроизмом от темно-зеленого (по *n_m* и *n_p*) до красновато-бурого (по *n_g*); светопреломление высокое: *n_g* = 1,952 ÷ 1,962 (± 0,005), *n_p* = 1,810 ÷ 1,815 (± 0,005), *n_g* - *n_p* = 0,14, 2*V* — очень мал. В табл. 16 приведены два химических анализа чисто отобранного прозрачно-зеленого людвигита. Оптические свойства и химический состав отвечают магнезиолюдвигиту с низкой железистостью (*fm* = 2 ÷ 9%). Магнезиолюдвигит отличается также невысоким содержанием SiO₂ и незначительной примесью Mn и Sn.

Черная непрозрачная разновидность минерала из магнетитовых руд, определенная по рентгенограмме (*hkl* — 640), относится к собственно людвигиту с *fm* = 32 ÷ 72%, промежуточному члену в непрерывной серии людвигит—вонсенит [2]. В рудах магнезиально-скарнового типа людвигит наблюдается в ассоциации с форстеритом, клиногумитом, шпинелью, серпентином, кальцитом, магнетитом. В апомагнезиальных скарнах р/п Обот в ассоциации с железистым гранатом и сульфидами (сфалеритом, халько-

пиритом) найден вонсенит — наиболее железистый член серии. Черные непрозрачные призматически-шестоватые кристаллы образуют вроски в андрадитовом гранате. Состав минерала, определенный по рентгенограмме ($hkl - 441$) отвечает вонсениту ($fm \approx 80\%$).

Структурные соотношения людвигита и магнетита, минеральные ассоциации сопутствующих скарновых минералов указывают на постмагматическое образование людвигита в магнезиальных рудах и кальцифирах (наложенная минерализация), хотя магнетит встречается и как продукт гистерогенного разложения людвигита.

В ассоциации с людвигитом часто присутствует ссайбелиит, реже котоит и флюоборит (Билютин-Гол). *Ссайбелиит* (ашарит) $MgHBO_3$ выделяется тонковолокнистым строением и буроватым цветом в прозрачных шлифах. Развивается он в кальцифирах и мраморах внешней зоны магнезиальных скарнов с замещением людвигита, котоита, брусита, магнезиального карбоната. Часто ссайбелиит встречается как переотложенный минерал, выполняя трещины в карбонатных породах и измененных магнезиальных скарнах во внутренних частях скарноворудных тел. Оптические свойства и химический состав ссайбелиита в тонковолокнистых агрегатах определить трудно. В кристаллических формах этот минерал практически не встречается.

Флюоборит $MgBO_3 [F, OH]_3$ определению диагностирован на рудопроявлении Билютин-Гол, где он развивается по людвигиту (табл. V, 2). Под микроскопом видно, что минерал бесцветный, одноосный, отрицательный. По оптическим свойствам: $n_0 = 1,559 \pm 0,003$, $n_e = 1,525 \pm 0,003$, $n_0 - n_e = 0,034$ и параметром элементарной ячейки: $a = 8,908$ и $c = 3,0962$ Å минерал ближе к гидроксилфлюобориту.

Котоит $Mg_3 [BO_3]_2$ очень неустойчивый минерал и редко сохраняется в кальцифире или мраморе. Обычно на его месте, на выветрелой поверхности, остаются пустоты, по геометрическим контурам близкие к котоиту. Под микроскопом на стенках пустот можно видеть каемки тонковолокнистого ссайбелиита. Редкие реликтовые зерна котоита обычно бесцветные, корродированные, отличаются призматической спайностью в двух направлениях и тонкополосчатыми двойниками. В ассоциации с котоитом отмечаются магнезиолюдвигит, ссайбелиит, кальцит, клиногумит, брусит, серпентин.

Борно-железное оруденение сопровождается незначительной сульфидной минерализацией; на одном из рудопроявлений (Билютин-Гол) во вкрапленных магнетитовых рудах среди измененных пироксеновых скарнов встречен шеелит. Соотношения сульфидной минерализации с борно-железными рудами на изученных рудопроявлениях неоднозначные, отмечается некоторая пространственная и временная их обособленность в пределах скарноворудных тел. Так, медно-сульфидная (халькопирит + борнит) минерализация на рудопроявлении (Оют-Тологой) приурочена к жилкам и участкам, сложенным вторичным (переотложенным) серпентином в измененных магнезиальных скарнах внешней зоны. С этими же явлениями связана мартитизация магнетита в рудах. Вкрапленность пирротина, сфалерита, пирита и др. наблюдается преимущественно в апомагнезиальных, пироксен-гранатовых скарнах во внутренних зонах скарноворудных тел.

Из сульфидов железа и меди рассмотрим только ассоциацию *борнит + халькопирит*, образующих обычно сростания в поздних низкотемпературных жилках с переотложенным серпентином в магнезиальных скарнах. Скопления борнита небольшого размера: от 0,1 до 0,05 мм. Под микроскопом в отраженном свете минерал розового цвета с фиолетовым оттенком, в иммерсии отчетливо проявляется анизотропия. Химический состав борнита (в мас.%): Cu — 62,43, Fe — 11,21, S — 25,62. Сумма 99,26 отвечает структурной формуле $Cu_{4,96}Fe_{1,01}S_{4,03}$ с незначительным дефицитом меди. По предварительным данным Н.Н. Органовой (рентгеноструктурная лаборатория ИГЕМ АН СССР), изученный борнит близок к ромбической фазе с параметром ячейки $a = 10,970$ Å.

Интересны структурные соотношения борнита и халькопирита. В одних участках наблюдаются четкие картины замещения борнита халькопиритом, в других — тонко-

пластинчатые, дискообразные и неправильные выделения халькопирита в борните типа структур распада твердого раствора. Пластинки халькопирита располагаются по двум кристаллографическим направлениям, пересекающимся под прямым углом. Сгущения из тонких пластинок халькопирита и некоторое отклонение их от кристаллографических направлений связано, по-видимому, с тонкой системой трещин (дислокаций) в минерале. Такого типа структуры экспериментально воспроизвели А. Дуратццо и Л.А. Тейлор [79] в системе бронит-халькопирит. По данным этих исследователей, такие микроструктуры могут образовываться или в результате распада твердого раствора при температурах 200–250 °С при замещении борнита халькопиритом, или в условиях метаморфизма. Применительно к нашему случаю образование вростков халькопирита в борните может быть связано с его метасоматическими преобразованиями по тонкой системе трещин при $T = 250\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Примечательно также, что в обогащенной медно-сульфидной фракции руд установлено золото в количестве до 120 и 150 г/т (Оют-Тологой, Бу-Цаган).

Шеелитовая минерализация в магнезиальных скарнах Монголии также выявлена впервые. Известные на этой территории скарновые проявления с сульфидно-шеелитовым ($\pm$ магнетит) типом оруденения принадлежат исключительно к известково-скарновой формации, генетически и пространственно связанной с мезозойским гранитоидным магматизмом. На борно-железном р/п Билютийн-Гол шеелит установлен в измененных пироксеновых скарнах с обильной магнетитовой вкрапленностью. Мелкие (до 0,006 мм) зерна шеелита тяготеют к участкам магнезиального скарна, замещенного мелкочешуйчатым тремолитом. По химическому составу (в мас. %: $\text{CaO} - 24,87$ и $25,13$; $\text{MoO}_3 - 45,5$ и $44,42$; $\text{WO}_3 - 29,7$ и $31,28$) минерал относится к молебдошеелиту. Образование шеелитовой минерализации на рудопроявлении происходило в стадию кислотного выщелачивания и сопровождалось тремолитизацией диопсидового скарна, благоприятной для отложения шеелита.

Следует подчеркнуть, что результаты изучения минерального состава руд на рудопроявлениях магнезиально-скарновой формации с борно-железным типом оруденения показали сложный, комплексный и многостадийный характер их отложения в собственно магнезиальных скарнах и их преобразованных разностях.

Примеры рудопроявлений и месторождений в магнезиальных скарнах

Рудопроявление Оют-Тологой находится в северо-восточной части Монголии, в среднем течении р. Еро (южнее одноименного сомона), правого притока р. Орхон. По данным Б.А. Яковлева и М. Жамсрана [17], рудопроявление относится к халькопирит-магнетитовому типу в известковых скарнах, локализованных у южной границы Орхоно-Селенгинской медной металлогенической зоны. В строении рудопроявления принимают участие карбонатные породы ($V-E_1$), диориты (PZ_1) и граниты (P). В целом площадь рудопроявления составляет около 2 км². Рудное поле имеет вытянутую в близком к меридиональному направлению форму, ограниченную тектоническими нарушениями северо-северо-восточного и восточного направлений. Рудовмещающими породами являются магнезиальные скарны с комплексным медно-борно-железным (с Au) оруденением. На этом рудопроявлении нами в старом карьере найдены кальцифилы с обильным лудвигитом оруденением. Собственно магнезиальные скарны на рудопроявлении образовались при магматическом замещении доломитов, в контактовом ореоле интрузии диоритов и кварцевых диоритов PZ_1 . Выходы светло-серых и белых доломитов и их мраморизованных разностей обнажаются в западной части рудопроявления и прослеживаются в северо-северо-восточном направлении на протяжении 1,5 км. В участках, прилегающих к скарновым образованиям, карбонатные породы (мраморы) выделяются желтым цветом и пористым строением. Под микроскопом видно, что такие мраморы содержат реликты брусита и котоита.

Гранитоидный интрузив обнажается в виде отдельных, разобленных участков среди

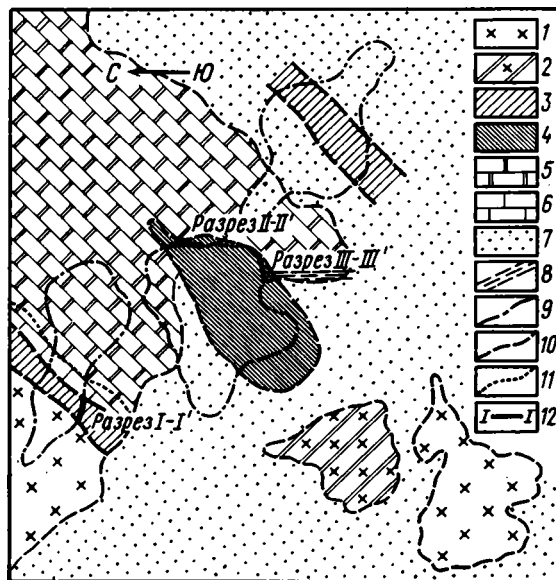


Рис. 13. Геологическая схема рудопрооявления Оют-Тологой

1 — диориты, PZ_1 ; 2 — околоскарновые породы; 3 — выходы известковых скарнов; 4 — магнезиально-скарновое рудное тело; 5 — доломиты; 6 — известняки; 7 — современные отложения; 8 — тектонические нарушения; 9 — контуры древних выработок; 10 — условные границы выходов пород; 11 — геологическая граница; 12 — разрезы I—I'

современных и четвертичных отложений (рис. 13). Интрузивные породы относятся к биотит-роговообманковым диоритам и кварцевым диоритам нормального ряда (см. табл. 2, ан. 4). Ближе к контакту с вмещающими карбонатными породами отмечаются щелочные разности типа пироксен-роговообманковых и пироксен-биотитовых монзонитов и кварцевых сиенитов. На незначительном удалении от выходов диоритов обнажаются разности апоинтрузивных пород (?), близкие по составу к пироксен-плагноклаз-гранатовым околоскарновым породам. Вдоль контакта интрузии зона скарнирования на вскрытой поверхности прослеживается на протяжении примерно 300 м.

На рудопрооявлении выделяются несколько скарноворудных тел, изучено их строение и состав в юго-западной части этого рудопрооявления.

Разрез I—I' взят по канаве (см. рис. 13):

1. Измененные диориты.

2. Пироксен-гранатовые (апомagneзиальные) скарны с тонкой инъекцией гранитоидного материала. Пироксен (диопсид, авгит) ($n_g = 1,707$), гранат переменного состава ($n = 1,760 \div 1,787$), отвечаетgrossуляр-андрадиту (Анд, $22 \div 39$ мол.%). Протяженность по разрезу не более 0,7 м.

3. Зона тектонического нарушения и сильного дробления пород (мощность 0,7 м).

4. Светлые среднезернистые измененные кальцифиры, сложенные карбонатом, серпентином, бруситом, тонковолокнистым ссайбелинитом. Кальцит и доломит определяются среди карбонатов по реакциям окрашивания.

Последующие разрезы были взяты в бортах старого карьера (рис. 14).

Разрез II-II' (восточный борт):

1. Белые мраморизованные доломиты с участками измененных бруситовых мраморов.

2. Измененные и оруденелые кальцифиры, сложенные карбонатом, форстеритом, бесцветной шпинелью, клиногумитом, серпентином, бруситом, апатитом. Рудные минералы представлены магнетитом и магнезиальным людвигитом. Из сопутствующ-

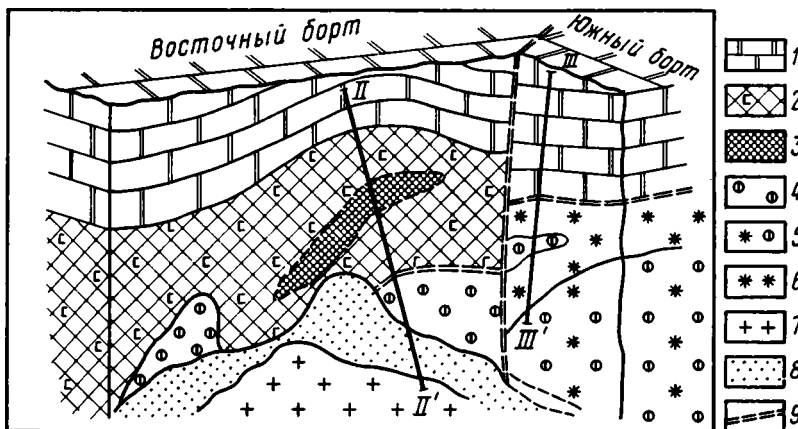


Рис. 14. Схематические геологические разрезы II-II', III-III' через скарноворудное тело

1 - доломиты; 2 - кальцифиры; 3 - оруденелые кальцифиры (с магнетитом); 4 - форстеритовые скарны; 5 - пироксен-флогопитовая порода; 6 - пироксеновый скарн; 7 - гранитоидная порода; 8 - современные отложения; 9 - тектонические нарушения

ших борных минералов отмечаются ссайбелиит, котоит. Видимая мощность кальцифиров, вмещающих магнетит-людвиговитовую минерализацию, 0,6–2,0 м.

3. Отдельные выходы слабо измененного, существенно форстеритового скарна.

4. Задернованный участок.

5. Светлая среднезернистая интрузивная порода, по составу близкая к кварцевому сиениту или аляскиту (?). Порода сложена преимущественно ортоклазом, кварцем, в незначительном количестве присутствуют альбит, амфибол, структура аллотриоморфнозернистая.

Разрез III-III' по южному борту карьера (см. рис. 14):

1. В верхней части стенки карьера обнажаются белые крупнозернистые доломитовые мраморы.

2. Зона тектонического нарушения и дробления пород (мощность 0,2 м).

3. Светлые существенно пироксеновые (диопсидовые ?) скарны (видимая мощность 0,5 м).

4. Форстеритовые скарны (мощность около 0,3 м).

Граница форстеритовых скарнов со следующей зоной неровная, извилистая.

5. Пироксеновые скарны, аналогичные скарнам зоны 3 (мощность 0,6 м).

6. Пироксен-флогопитовые породы с неравномерным распределением в ней флогопита, выделяются участки существенно пироксенового состава с гнездообразными мономинеральными обособлениями флогопита. В уступе выработки зона вскрыта не полностью, видимая мощность не более 1,0 м.

В отвалах старых выработок взяты образцы сильно измененных магнезиальных (Пи + Шп + Фо) скарнов с полисульфидной минерализацией. Обогащенная рудная проба показала содержание в ней следующих рудных компонентов (г/т): Ti – 1100–1300, Co – 16–20, Ni – 8–10, Pb – 7–10, Zn – 140–170, Bi – 9–36, Ag – 40–73, В – 30–220, Au – 4–9. В образцах измененных магнезиальных скарнов под микроскопом определены следующие рудные минералы: магнетит, сфалерит, халькопирит, борнит, малахит, галенит (?), ссайбелиит. Спектрохимический анализ существенно медно-сульфидной фракции выявил более высокие содержания Au (120 и даже 1570 г/т).

Анализ распределения пород и их минеральных парагенезисов в разрезах магнезиально-скарновых образований позволяет отметить следующее. На рудопроявлении Оют-Тологой исходные магнезиальные скарны сформировались на магматическом этапе. На отдельных участках (см. разрезы) можно видеть развитие более мощной

тыловой (шпинель-пироксеновой) зоны за счет замещения внутренней ($Шпн + Пш + \Phi_0$) зоны, практически не встреченной в описанных выше разрезах. Пироксен-плагноклазовые околоскарновые породы также отсутствуют в разрезах, по-видимому, вследствие полного их замещения пироксен-гранатовыми известковыми скарнами.

В постмагматических условиях (на регрессивной стадии) исходные магнезиальные скарны и кальцифилы интенсивно замещались флогопитом, серпентином, хлоритом, бруситом, борными минералами и сульфидами. Реконструированную метасоматическую зональность в этих скарнах можно представить, по-видимому, в следующем виде: интрузивная порода | пироксен + плагноклазовая околоскарновая порода (может отсутствовать) | шпинель + пироксеновый скарн | шпинель + пироксен + форстеритовый скарн | форстеритовый ($\pm Шпн$) кальцифир | периклазовый мрамор | доломит. Минеральный состав скарнов и руд приведен в табл. 10. Рудная минерализация комплексная, с магнетитом, магнезиальным людвигитом, борнитом, халькопиритом, сфалеритом и другими минералами. Преимущественно с медно-сульфидными рудами связано присутствие в них золота.

Магнезиальный людвигит и другие сопутствующие борные минералы (+ магнетит) приурочены чаще к зоне форстеритовых кальцифиров. Распределение магнезиолюдвигита в кальцифире обычно неравномерное: обогащенные участки (с содержанием людвигита до 40–60 об.%) сменяются кальцифирами с убогой вкрапленностью. Розетки и радиально-лучистые агрегаты темно-зеленого магнезиолюдвигита образуют разнообразные текстуры в кальцифире — вкрапленные (оспенные) и полосчатые (табл. II, в, г). Описание минеральных парагенезисов и химического состава магнезиолюдвигита приведено выше.

Магнетит присутствует практически во всех зонах скарнов. Во внутренней, пироксен-(шпинель) флогопитовой зоне и внешней зоне кальцифиров он образует соответственно вкрапленные, мелкозернистые существенно магнетитовые и магнетит-людвигитовые руды; во внутренних частях магнезиальных скарнов среди измененных шпинель-пироксен-форстеритовых скарнов и в участках, пограничных с кальцифирами, магнетит слагает гнездообразные обособления массивной руды. Структурно-текстурные соотношения полисульфидных руд с магнетитовыми и магнетит-людвигитовыми рудами не ясны. Борнит и халькопирит отмечаются в прожилках с серпентином, секущим преобразованные магнезиальные скарны. Не исключено также выделение сульфидов на заключительном этапе известково-скарнового преобразования магнезиальных скарнов (стадии кислотного выщелачивания и отложения сульфидов).

Рудопроявление Билпотийн-Гол. Расположено в верховьях одноименной реки, в 32 км северо-восточнее сомона Баян-Булак, в юго-западной части Шараусгольского поднятия нижнепалеозойской структуры юго-западного обрамления Хангай-Хэнтэйской зоны герцинид. В районе рудопроявления широко развиты метаморфизованные песчаные, песчано-глинистые и карбонатные осадочные породы. Выходы на поверхность гранитоидного интрузива составляют около 0,36 км². В плане интрузивное тело имеет изометричную (близкую к округлой) форму и, по-видимому, является сателлитом крупного интрузива раннепалеозойского возраста в юго-западной части поднятия (рис. 15).

Интрузивные породы представлены крупнозернистыми биотитовыми гранитами с фациями кварцевых монзонитов и сиенитов в эндоконтакте. Среди вмещающих пород отмечаются апофизы биотитовых гранитов с турмалином и дайки гранит-порфиров. В контактовом ореоле интрузива биотитовых гранитов развиты роговики и магнезиальные скарны с шеелит-людвигит-магнетитовым оруденением. Выделяются следующие минеральные ассоциации роговиков: кварц + плагноклаз + биотит + кордиерит; кварц + плагноклаз + биотит + мусковит; кварц + слюда + андалузит + ортоклаз; кварц + плагноклаз + пироксен + гранат + слюда. Подобные минеральные ассоциации пород появляются при контактовом метаморфизме песчано-глинистых, глинистых пород и относятся к роговиковой фации метапеллитов. Их образование возможно в условиях высокой температуры (600–800 °C) и небольшого литостатичес-

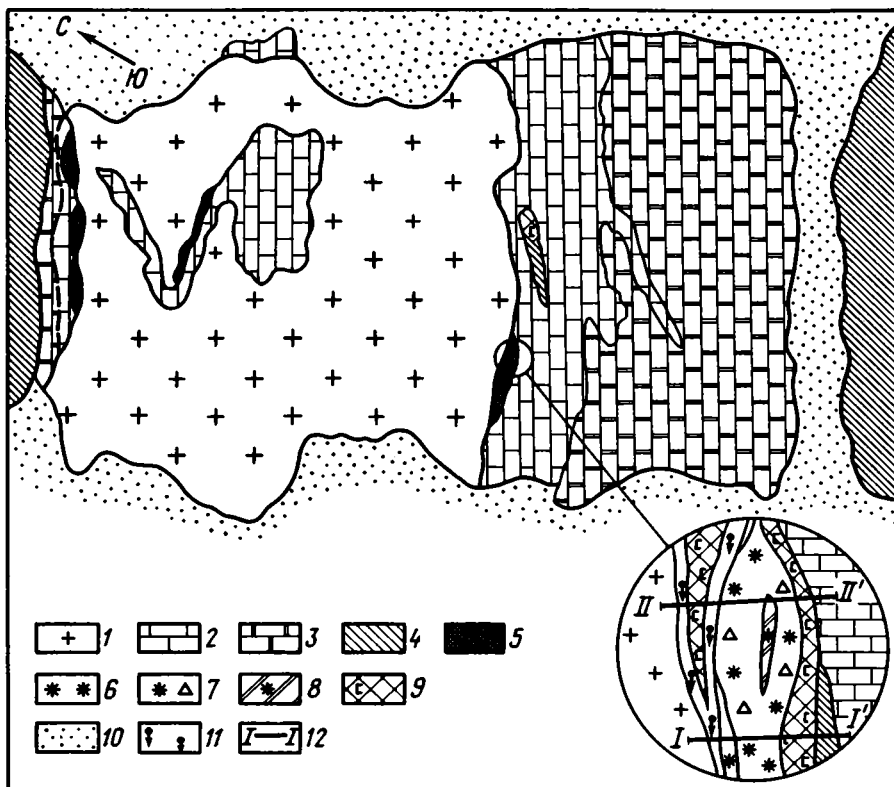


Рис. 15. Схематическая геологическая карта строения рудопоявления Билютийн-Гол

1 – биотитовые граниты, PZ_1 ; 2 – кальцитовые мраморы с бруситом, котоитом; 3 – доломиты; 4 – роговики; 5 – скарноворудные тела; 6 – пироксеновые скарны; 7 – пироксен-флогопитовые скарны; 8 – околоскарновые породы; 9 – кальцифиров; 10 – современные отложения; 11 – задержанный участок; 12 – разрез I–I'

кого давления ($P \leq 2$ кбар). Роговики обычно отмечаются за пределами скарноворудных тел, среди карбонатных пород и кальцифиров.

Магнезиальные скарны на рудопоявлении Билютийн-Гол формировались при контактовом взаимодействии гранитоидной магмы с горизонтами доломитов вмещающей осадочной толщи. Линзовидные магнезиально-скарновые образования приурочены преимущественно к вогнутым участкам контакта интрузии с карбонатными породами, на выпуклых контактах скарны практически отсутствуют. Зона рудоносных скарнов (мощность до 12 м) выявлена также на контакте ксенолита доломитов в центральной части выходов биотитовых гранитов. Скарноворудные тела отличаются различной протяженностью и мощностью. Наиболее мощное из них (до 20 м при протяженности до 120 м) располагается в юго-западной части рудопоявления, а в северо-восточной его части скарноворудное тело прослежено вдоль контакта на расстоянии 250 м, но мощность его не превышает первых десятков метров.

Строение скарноворудных тел на Билютийн-Голе представлено на разрезах (рис. 16). Следует отметить, что людвигит-магнетитовое оруденение приурочено к зоне кальцифиров. Распределение людвигита в кальцифирах неравномерное, от густовкрапленного до полосчатого. Содержание людвигита составляет до 30–40, а участками до 50–60% объема породы. По оптическим свойствам и химическому составу (см. табл. 16) минерал относится к магнезиолюдвигиту ($f_m = 8,9\%$). Сопутствующим борным минералом здесь является флюоборит, образующий каемки вокруг радикально-лучистых сростаний магнезиолюдвигита. В этом же участке скарноворуд-

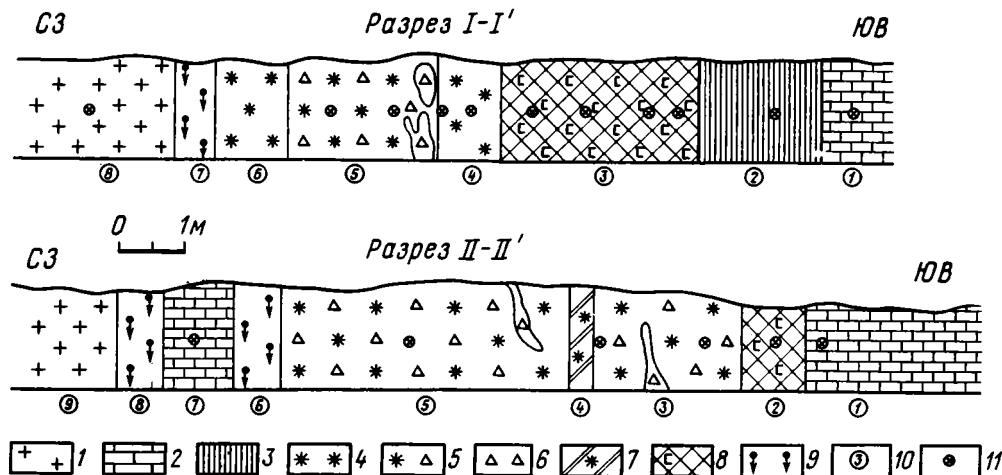


Рис. 16. Схематические геологические разрезы рудопоявления Билютин-Гол

1 - интрузивные породы; 2 - кальцитовые мраморы с бруситом, ктонитом; 3 - роговики; 4 - пироксеновые скарны; 5 - пироксен-флогопитовые скарны; 6 - флогопитовые обособления; 7 - околоскарновые породы; 8 - кальцифиры с людвигитом и магнетитом; 9 - задернованные участки; 10 - номера зон; 11 - места взятия образцов

ного тела к зоне кальцифиров с людвигитом примыкают измененные магнезиальные скарны с густой вкрапленностью магнетита и более редкой вкрапленностью шеелита. Нерудные минералы представлены пироксеном, тремолитом, флогопитом, клиногумитом, кальцитом.

В результате изучения рудоносных магнезиально-скарновых образований рудопоявления Билютин-Гол можно отметить особенности строения. Метасоматическую зональность магнезиальных скарнов можно представить в следующем виде: гранит|шпинель-пироксеновый скарн|форстеритовый кальцифир|доломит. Внутренняя зона скарнов с парагенезисом $Шпн + Пу + Фо$ в приведенных разрезах отсутствует, тогда как тыловая зона $Пу + (Шпн)$ флогопитовой породы заметно разрастается и, возможно, полностью вытесняет внешнюю зону ($Шпн + Пу + Фо$) на магматическом этапе формирования скарновой колонки. Во всех описанных разрезах кальцифиры внешнего обрамления скарновых образований сменяются зоной пироксен + (шпинель) флогопитовых пород, и только пока в одном случае, в контакте с кальцифиром, встречена зона сильно орудуемых скарнов с пироксеном, тремолитом, флогопитом (по шпинели), клиногумитом (по форстериту), которые по положению в скарновой колонке и минеральной ассоциации можно рассматривать как зону преобразованных на постмагматическом этапе пироксен-шпинель-форстеритовых скарнов. На рудопоявлении во вмещающих доломитах внешней зоны обрамления магнезиально-скарновых пород достаточно четко проявлено их раздоломитивание (дедоломитизация) с образованием бруситсодержащих мраморов, примыкающих к зоне форстеритовых кальцифиров. Минеральный состав скарнов и руд этого рудопоявления приведен в табл. 10.

На рудопоявлении Билютин-Гол выделяются следующие минеральные типы руд: людвигитовые ($\pm$ флюоборит) в кальцифирах и шеелит-магнетитовые в магнезиальных скарнах. Распределение людвигита в кальцифире неравномерное, содержание людвигита составляет 30–40% объема породы, в рудах с гидроксил-флюоборитом — увеличивается до 60–70%. Присутствие гидроксил-флюоборита [60] среди борных минералов является одним из поисковых критериев обнаружения крупных тел с богатой людвигитовой минерализацией.

Текстура руды — оспенная, густовкрапленная (табл. VI, а). Магнетитовые руды с шеелитом встречены в измененных магнезиальных скарнах, локализованы в погранич-

ных участках двух смежных скарновых зон; пироксеновых ($\pm$ флогопит, тремолит) и пироксен + флогопит (шпинель) + клиногумит (форстерит) скарнов. Текстура руды мелкокрапленая. Мелкозернистый магнетит образует густую, а шеелит более бедную вкрапленность в магнезиальном скарне (табл. VI, б).

Рудопроявление Бу-Цаган территориально находится в Баян-Хонгорском аймаке, в 10 км к юго-востоку от одноименного сомона. По данным И.Б. Филиппова и В.Н. Выдри-на [17], это рудопроявление принадлежит к известково-скарновым с магнетитовым типом оруденения; оно располагается в юго-западном обрамлении Хангая. Характерной особенностью геолого-структурной позиции этой группы рудопроявлений является приуроченность скарнов к контактам гранитоидов S_3 тарбагатайского интрузивного комплекса с метаморфизованными карбонатно-сланцевыми и вулканогенно-сланцевыми породами PR_3 . Последние выходят на поверхность в виде отдельных тектонических блоков среди молассовых отложений Бу-Цаганской мульды и являются продолжением метаморфических пород PR_3 Байдарикского поднятия.

На площади рудопроявления к рудовмещающим породам относятся магнезиальные скарны, образующиеся по доломитсодержащим карбонатным породам (см. табл. 7) в контакте с интрузивными породами Улинурского массива. Карбонатные породы с горизонтальными кристаллосланцев и гнейсов образуют ксенолит (провес кровли) в гранитоидах. На рудопроявлении большую часть интрузивного массива составляют биотитовые граниты, и лишь в центральной его части есть выходы пироксен-роговообманковых гранодиоритов. В юго-западной части рудопроявления отмечаются зоны мигматитов и гранито-гнейсов PR_3 .

По минеральному и химическому составу (см. табл. 5) гранитоиды массива относятся к породам нормальной щелочности. Величины содержания в них Rb, Li, Cs (см. табл. 3) ближе к средним содержаниям, вычисленным В.В. Ляховичем [49] для гранитоидов корового происхождения. По химическому составу и распределению элементов-примесей гранитоиды Бу-Цаганского рудопроявления ближе всего к гранодиорит-гранитному геохимическому типу массивов, выделенных В.И. Коваленко на территории Монголии [37]. Как показали опорные разрезы, рудовмещающие магнезиальные скарны образуются в контакте с пироксен-роговообманковыми гранодиоритами и крупнозернистыми биотитовыми гранитами. Эндоконтактовые изменения в гранодиоритах выражены в повышенной основности плагиоклаза (до № 44–45) и увеличении содержания пироксена или роговой обманки; и биотитовых гранитах отмечается переход к субщелочным фациям лейкогранитов (см. табл. 5, рис. 7, б). Примечательно также, что в самих биотитовых гранитах, с которыми связано борно-железное оруденение в скарнах, отмечаются участки, прожилки, жилы с турмалином, плагиоклазом и кварцем.

В пределах рудоносной зоны площадью $250 \times 750 \text{ м}^2$ выявлены 14 магнетитовых тел жилообразной формы (мощность 0,3–4,5, протяженность 6–300 м [17]). Строение и минеральный состав магнезиальных скарнов и локализация руд изучены по разведочным канавам, пройденным в различных участках рудопроявления Бу-Цаган. Анализ изученных разрезов позволяет представить исходную метасоматическую зональность магнезиальных скарнов в следующем виде: гранитоид | пироксен + плагиоклазовая околоскарновая порода (может отсутствовать) | пироксен + шпинелевый скарн | пироксен + шпинель + форстеритовый скарн | форстеритовый кальцифир | доломитовый мрамор.

Собственно магнезиальные скарны на рудопроявлении Бу-Цаган образовались на магматическом этапе при гранитизации доломитов, о чем свидетельствуют минеральные парагенезисы $Pu + Shn$, $Shn + Fo + Pu$ и их пространственное положение в метасоматической колонке, а также ксенолиты того же минерального состава в приконтактовых частях гранитоидов. Следует также отметить, что часть вкрапленного магнетитового оруденения формировалась еще на магматическом этапе. Такое предположение основано на визуальном изучении структурных соотношений магнетита с минералами собственно магнезиальных скарнов, а также на результатах детального изучения химического

состава и внутренней неоднородности магнетита (структур распада) с применением различных методик исследования на электронном микроскопе.

На постмагматическом этапе во внутренних участках магнезиально-скарновых тел по шпинель-пироксеновым породам и гранитоидам эндоконтакта развиваются известковые скарны с гроссуляровым гранатом, везувианом, салитом и с незначительной вкрапленностью медных и других сульфидов. Во внешних зонах магнезиальных скарнов и кальцифиров расположены магнетитовые руды с боратами (людвигитом, ссайбелинитом и др.), а минералы исходных скарнов интенсивно замещены серпентином, термолитом, хлоритом, кальцитом. Минеральный состав скарнов и руд приведен в табл. 10. Более подробные характеристики их свойств, химического состава и минеральных парагенезисов можно найти в соответствующих описаниях и таблицах, приведенных выше.

На рудопроявлении Бу-Цаган распространен преимущественно магнетитовый тип оруденения в магнезиальных скарнах и кальцифиров. Текстуры магнетитовых руд – вкрапленные, полосчатые, массивные. Присутствие людвигита и ссайбелинита в рудах представляет скорее минералогический интерес. Визуальная количественная оценка в магнетитовых рудах более железистого людвигита затруднена. Подчиненное значение имеет также медно-сульфидная минерализация, с которой, по-видимому, связано повышенное содержание в магнетитовых рудах Au (до 150 г/т).

Дурвэлджинская группа рудопроявлений и месторождений, включающая месторождения Дурвэлджин и Обот, расположена в восточной части Центральной Монголии (на юго-западе Хэнтэйского аймака, к северу от ст. Хара-Айрак). Общая геологическая позиция рудного района определяется приуроченностью к восточному окончанию крупной PR структуры – Среднеобийскому поднятию. С отдельными выходами PR фундамента этой структуры связана большая часть скарново-железорудных месторождений и рудопроявлений данного района.

Локально-рудоносные скарны этой группы рудопроявлений приурочены к разновеликим останцам и провесам кровли карбонатно-метаморфической толщи PR_3 сохранившимся в различных частях крупного массива PZ_1 гранитоидов керуленского интрузивного комплекса. Гранитоиды нарушены системой субмеридиональных и северо-восточных разломов, контролирующих распределение оруденения.

На месторождении Дурвэлджин, по данным предыдущих исследователей Б.М. Казакова и Н.П. Гилевой [17], карбонатно-метаморфическая толща сложена биотитовыми и двуслюдяными кристаллосланцами, биотитовыми и пироксеновыми гнейсами с линзобразными прослоями мраморизованных известняков, а также кварцитов и других метапород. Скарново-магнетитовые залежи приурочены к контактам известняков с лейкократовыми гранитами, послонно инъецировавшими вмещающую толщу пород (рис. 17). Гранитоиды интенсивно катаклазированы вдоль многочисленных трещин и разломов субмеридионального направления [17].

По составу гнейсы и кристаллосланцы относятся к фациям метapelитов, где выделяется устойчивая минеральная ассоциация кварц + лабрадор + мусковит + ортоклаз + кордиерит, сопровождающаяся алюмосиликатами (андалузит + силлиманит). Минеральная ассоциация метapelитов отвечает среднетемпературной фации двуслюдяных гнейсов и роговиков, а по парагенезису *Андл + Би + Му + Орт* может быть отнесена к более высокотемпературной субфации роговиков, образовавшихся в контактовом ореоле гранитоидной интрузии PZ_1 в условиях небольших глубин ($P_{лит} = 1,5 \div 2,0$ кбар) [45, 53]. В зоне контакта двуслюдяных гнейсов с гранитоидами широко развиты мигматиты, характеризующиеся тонкой послонной инъецией гранитоидного материала в гнейсах и кристаллосланцах.

Как показали опорные разрезы и изучение минерального состава скарнов и руд, на контакте мигматитов и доломитовых мраморов развиты скарноворудные тела магнезиально-скарновой формации с магнетитовым и людвигит-магнетитовым минеральными типам оруденения. На месторождении выявлены четыре разобнесенных скарноворудных тела, образующие линейную, согласную со структурой вмещающих пород рудоносную

Рис. 17. Схематическая геологическая карта месторождения Дурвэлджин (по [17])

1 – четвертичные отложения; 2 – мраморизованные известняки; 3 – кристаллические сланцы с прослоями известняков; 4 – инъекционные (гранитизированные) гнейсы; 5 – гранитоиды, PZ₁; 6 – скариово-магнетитовые руды

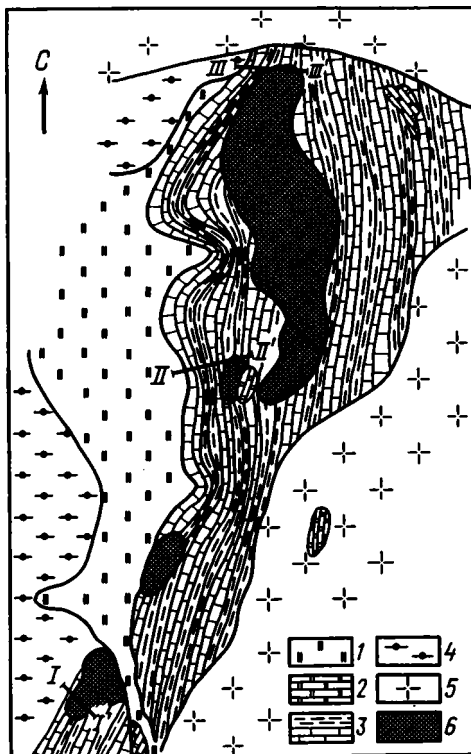
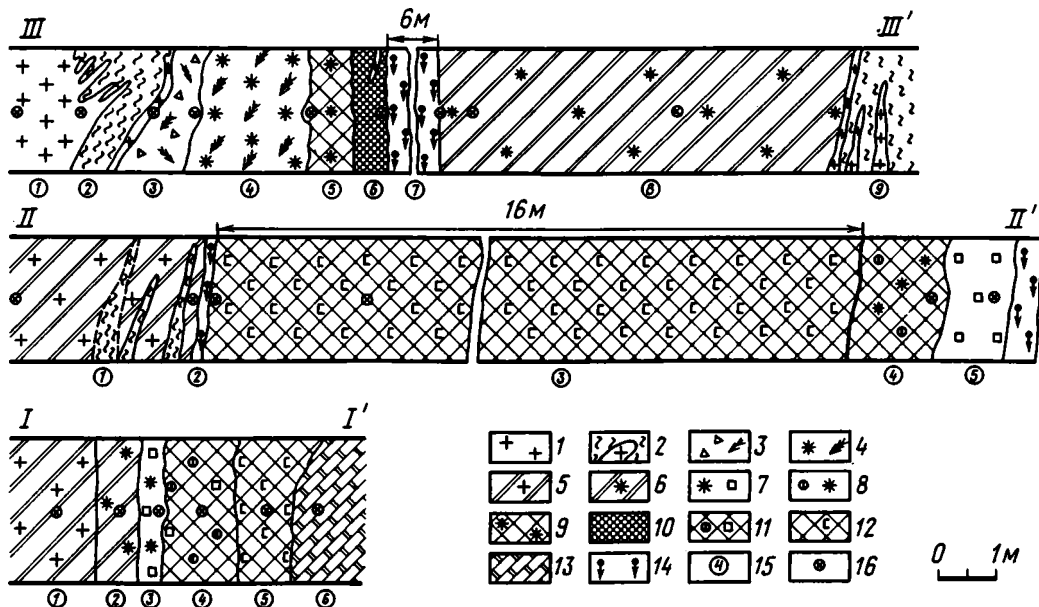


Рис. 18. Схематические геологические разрезы I-I', II-II', III-III' через скарноворудные тела месторождения Дурвэлджин

1 – граниты; 2 – гранитизированные гнейсы; 3 – флогопит-амфиболовая порода; 4 – амфиболовая порода с пироксеном; 5 – окварцованный околоскарновый ортоклазит; 6 – пироксен-плагноклазовая околоскарновая порода; 7 – шпинель-пироксеновый скарн; 8 – пироксен-форстеритовый скарн; 9 – оруденелый пироксеновый скарн; 10 – массивные магнетитовые руды; 11 – оруденелый шпинель-форстеритовый скарн; 12 – оруденелый и измененный кальцифир; 13 – доломитовый мрамор; 14 – задернованные участки; 15 – номера зон; 16 – места взятия образцов



зону (протяженность около 800 м). Наиболее крупное северное тело имеет протяженность 380 м и мощность 40–100 м. Размеры других тел соответственно варьируют от 40 до 85 и от 15 до 35 м. Несколько поперечных разрезов через скарноворудные тела месторождения Дурвэлджин приведены на рис. 18. Анализ строения этих тел и минеральных парагенезисов скарновых пород в различных участках месторождения Дурвэлджин

казал, что метасоматическая зональность может быть представлена в следующем виде: лейкогранит | мигматит, гранито-гнейс | пироксен + плагиоклазовая околоскарновая порода | шпинель + пироксеновый скарн | шпинель + форстеритовый скарн | форстеритовый кальцифир | доломитовый мрамор.

Магнетитовое оруденение (массивные и густовкрапленные руды) локализовано в шпинель-пироксеновых и шпинель-форстеритовых скарнах, а вкрапленные магнетитовые руды с людвигитом и ссайбелинитом приурочены к кальцифирам и имеют минералогический интерес. Внутренняя неоднородность магнетита со структурами распада, парагенезисы со шпинелью, фассаитом и форстеритом свидетельствуют об образовании части вкрапленного магнетитового оруденения в собственно магнезиальных скарнах на магматическом этапе. Большая часть магнетита руды с серпентином, флогопитом и хлоритом, который отличается отсутствием или лишь незначительной примесью Al_2O_3 и MgO и, по-видимому, может рассматриваться как магнетит второй генерации постмагматического этапа. Близко или одновременно с ним образуются также людвигит и ссайбелинит, слагающие вкрапленные руды в кальцифирах.

Во внутренних зонах скарноворудных тел по пироксен-плагиоклазовым и шпинель-пироксеновым породам на постмагматическом этапе развиваются практически безрудные известковые скарны с гранатом, везувианом, салитом. Минеральный состав скарнов и руд приведен в табл. 10.

Месторождение Обот расположено в 30 км к северо-западу от г. Бороундур. Оно также принадлежит к магнезиально-скарновой формации и по своей геолого-структурной позиции, строению скарноворудных тел и локализации оруденения сходно с месторождением Дурвэлджин. Однако руды месторождения Обот относятся к более сложному (комплексному) сульфидно-магнетитовому минеральному типу с боратами и висмутом. На площади месторождения широко развиты мелко- и среднезернистые биотитовые граниты керуленского интрузивного комплекса. К позднепалеозойскому интрузивному комплексу относятся небольшие субвулканические тела кварц- и фельзит-порфиров, к раннему мезозою — дайкообразные тела гранитов и гранит-порфиров.

Вмещающие породы представлены нерасчлененными протерозойскими образованиями сложного состава, включающими кварцево-сланцевые сланцы, биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы, мигматиты, гранито-гнейсы, кварциты, мраморизованные известняки и доломиты. Толща сильно дислоцирована и характеризуется изменчивостью элементов залегания. Изолированные выходы вмещающих пород на современной поверхности не позволяют достаточно однозначно оценить, являются ли они выступом протерозойского фундамента или относятся к остаткам и провесам кровли среди гранитоидной интрузии. Изучение строения рудоносных участков по разрезам скважин показывает, что на глубинах порядка 150 и 230 м скарны и гранито-гнейсы переходят в интрузивные биотитовые граниты; это свидетельствует в пользу второго предположения.

Площадь месторождения пересекается системой многочисленных тектонических нарушений северо-северо-восточного и северо-западного направлений. Образование рудовмещающих магнезиальных скарнов контролируется в основном разрывными нарушениями северо-восточного направления.

На месторождении Обот выделяются два крупных участка — Центральный и Северный. На Центральном участке (рис. 19) рудоносные скарны образуют внутрипластовые, линзовидные и неправильной формы тела во вмещающей метаморфической толще различной протяженности и мощности. Наиболее крупное из них прослеживается на поверхности на расстоянии до 1000 м в длину и около 200 м в ширину. Нами изучено строение одного из скарноворудных тел в вертикальном разрезе скв. 15, пройденной в северо-северо-восточной части Центрального участка (рис. 20).

Изучение минерального состава скарнов и руд, их пространственного размещения в вертикальном разрезе скважины показало следующее. Магнетитовые руды, располагающиеся в верхней части разреза, залегают в измененных форстерит + (шпинель) флогопитовых магнезиальных скарнах, достигающих мощности 60 м. Здесь отсутствуют

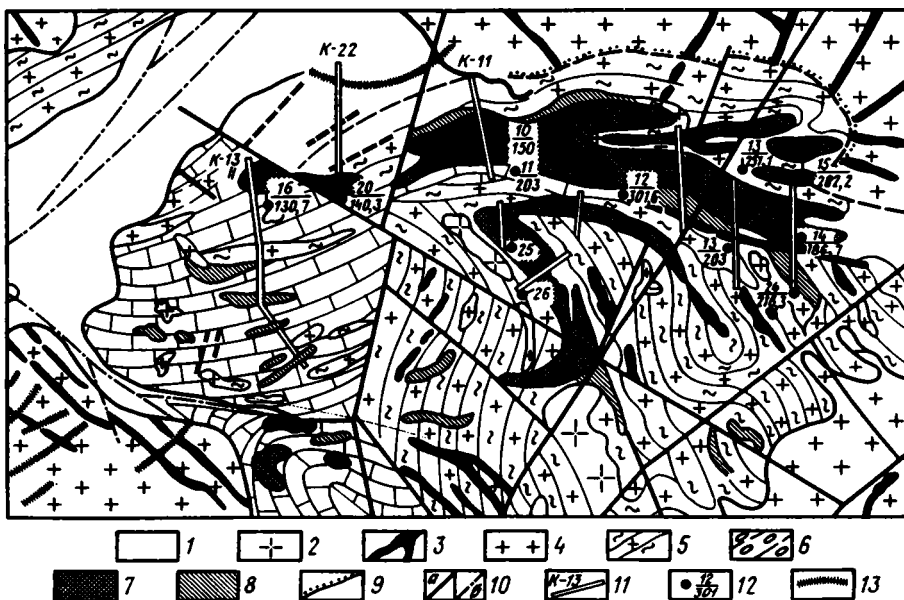


Рис. 19. Схематическая геологическая карта Центрального участка месторождения Обот (составлена Г.А. Долговым, Н. Сурэнжавом, Л.К. Исмаиловым в 1984 г.)

1 — современные отложения; 2 — гранит-порфиры, МZ₁; 3 — субвулканические тела кварцевых и фельзитовых порфиров, PZ₃; 4 — средние и мелкозернистые биотитовые граниты керуленской серии; 5 — гнейсы, мигматиты, гранито-гнейсы; 6 — конгломераты; 7 — тела магнетитовых руд; 8 — безрудные скарны; 9 — контактовые роговики, скарнированные; 10 — разрывные тектонические нарушения: а — главные, б — второстепенные; 11 — канава и ее номер; 12 — скважина (в числителе — номер, в знаменателе — глубина, м); 13 — кварцевые и флюорит-кварцевые жилы

обычные для внешнего обрамления скарноворудных тел зоны кальцифиров и вмещающих карбонатных пород. Тем не менее не вызывает сомнений, что исходные форстерит-шпинелевые магнезиальные скарны образовались путем замещения доломитовых карбонатных пород и относятся к экзоскарнам.

Ниже по разрезу скважины располагаются безрудные скарнированные гнейсы и гранито-гнейсы (мигматиты), включающие пироксен-полевошпатовые околоскарновые породы и пироксен + (шпинель) флогопитовые скарны, которые мы относим к магнезиальным эндоскарнам. Здесь широко проявлено известково-скарновое преобразование пород.

Метасоматическая зональность в исходных магнезиальных скарнах изученной части Центрального участка рудопроявления может быть представлена в следующем виде: биотитовый гранит|гранито-гнейс (мигматит)|пироксен-полевошпатовая околоскарновая порода|пироксен-шпинелевый эндоскарн|форстерит + шпинелевый экзоскарн. При этом отмечается некомпенсированное развитие магнезиальных эндо- и экзоскарнов: по мощности зона экзоскарнов заметно превосходит размеры развития эндоскарнов. Состав и строение метасоматической колонки и указанное некомпенсированное соотношение мощностей эндо- и экзоскарнов — характерные особенности контакто-инфильтрационного образования магнезиальных скарнов при реакционном взаимодействии доломитов с гнейсами и кристаллосланцами на фронте магматического этапа замещения [23, 25].

Массивные и вкрапленные магнетитовые руды локализованы исключительно в измененных форстерит-шпинелевых скарнах. По форстериту развивается клиногумит, а шпинель последовательно замещается флогопитом и хлоритом.

Большая часть площади Северного участка месторождения занята протерозойскими метаморфическими породами и гранито-гнейсами, среди которых отмечаются несколько

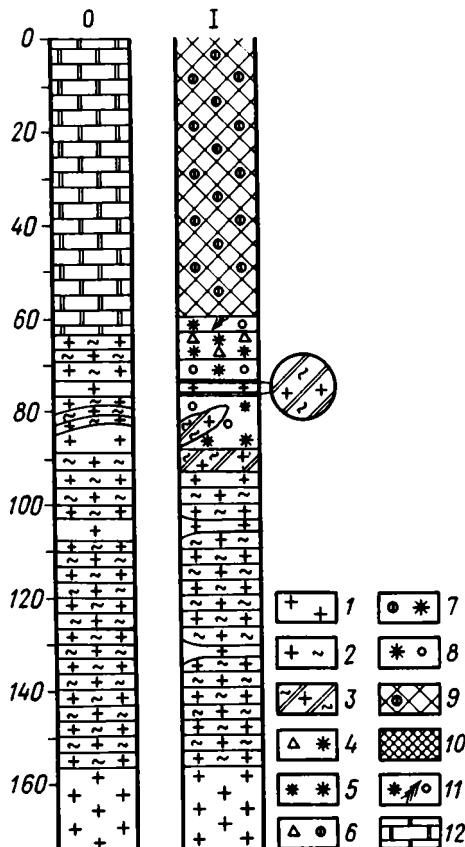


Рис. 20. Геологический разрез через скарноворудное тело по скв. 15, месторождение Обот

0 — исходные породы; I — наблюдаемые породы
 1 — биотитовые граниты; 2 — гранито-гнейсы; 3 — околоскарновые породы; 4—9 — скарны:
 4 — пироксен-флогопитовый, 5 — пироксеновый, 6 — флогопит-форстеритовый, 7 — пироксен-форстеритовый, 8 — пироксен-гранитовый, 9 — оруденелый форстеритовый; 10 — массивные руды, 11 — пироксен-гранат-амфиболовые породы; 12 — доломиты



Рис. 21. Схематическая геологическая карта Северного участка месторождения Обот (составлена Г.А. Долговым, Н. Суренжовым, Л.К. Исмаиловым)

Обозн. см. на рис. 19

ко разобренных и меньших по размерам выходов биотитовых гранитов (рис. 21). Линзовидные скарноворудные тела межпластового типа также залегают среди пород вмещающей толщи и гранито-гнейсов. Протяженность их на поверхности до 250 м, мощность до 40 м. Строение одного из скарноворудных тел, минеральный состав и локализация оруденения детально изучены в разрезе скв. 19, пройденной в центральной части Северного участка (рис. 22). Скарноворудные тела по сравнению с Центральным участком имеют более сложное строение, обусловленное метасоматическим преобразованием нескольких пачек гнейсов и доломитов. В разрезе скв. № 19 это проявляется чередованием зон измененного форстерит + шпинелевого и пироксен + шпинелевого скарна, околоскарновой пироксен-полевошпатовой породы с участками гранито-гнейса (мigmatita). Строение скарнового тела еще более усложняется известково-скарновым преобразованием пироксен + (шпинель) флогопитовой и околоскарновых пород, а также гранито-гнейса (мigmatita) с образованием пироксен + гранатового скарна.

В этом разрезе скважины, так же как и в предыдущем, не встречены кальцифилы

Рис. 22. Схематический геологический разрез через скарново-рудное тело по скв. 19, месторождение Обот

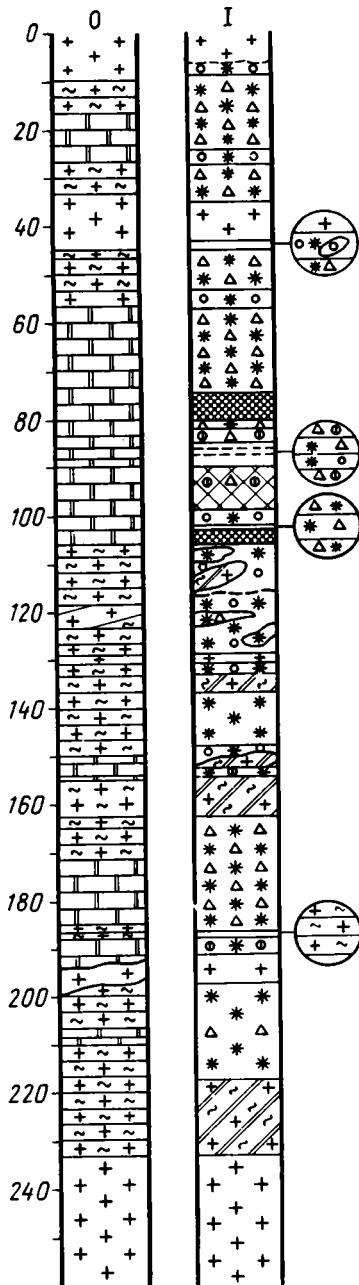
Обозн. см. на рис. 20

и неизменные горизонты доломитов. Образование измененных форстерит + (шпинель) флогопитовых экзоскарнов происходит за счет доломитов. Это не вызывает сомнения. Строение скарнового тела может рассматриваться как результат многократного повторения метасоматической колонки магнезиальных скарнов, установленной и в разрезе скв. 15 (см. рис. 20). Однако соотношения суммарной мощности околоскарновой и пироксен + (шпинель) флогопитовой пород и таковой для форстерит + (шпинель) флогопитового экзоскарна обратные, и их некомпенсированное строение определяется более мощным развитием эндоскарнов по сравнению с экзоскарнами. Причина разрастания зон эндоскарнов пока не ясна. В данном случае необходимо тщательное изучение состава скарновых минералов для уточнения роли диффузионного перемещения компонентов на общем фоне контактово-инфильтрационного механизма образования магнезиальных скарнов, а также выявления пироксен-полевошпатовых и пироксен-шпинель-флогопитовых экзоскарнов по доломитам, присутствие которых в разрезе скважины может изменить имеющееся несоответствие мощностей эндо- и экзоскарнов. Выявлены интересные особенности минерального состава и локализации оруденения в скарнах: густовкрапленные магнетитовые руды здесь тоже приурочены к измененным форстерит-шпинелевым скарнам (с нерудными минералами — форстеритом, флогопитом, клиногумитом, хлоритом), но в них присутствуют также пирротин, пирит и вероятен людвигит.

В апомагнезиальном известковом скарне, развивающемся на месте пироксен-флогопитовой породы, отмечается сфалерит-халькопиритовая минерализация с вонсенитом, сопровождаемая более андрадитовым гранатом, эпидотом, хлоритом, кальцитом. В сульфидных рудах известковых скарнов установлен самородный висмут (до 50 г/т). Минеральный состав скарнов и руд рудопроявления Обот приведен в табл. 10.

Анализ геологических условий, минерального состава и строения рудоносных магнезиальных скарнов Дурвэлджинской группы месторождений и рудопроявлений позволяет отметить следующие особенности их формирования.

Магнезиальные скарны образовались при гранитизации доломитов и гнейсов при участии магматогенных растворов. Минеральный состав и строение магнезиально-скарновой колонки определяются инфильтрацией (осложненной диффузией) магматогенными растворами кремнезема, глинозема в доломиты и выносом из доломитов и скарнов Mg, Ca и CO₂ в сторону алюмосиликатной породы. Магнезиальные скарны относятся к безгиперстеновой фации, формирующейся в условиях высокого химического потенциала кальция. Присутствие в контактовых ореолах интрузий Дурвэлджинской группы, в том числе и во внешних зонах магнезиальных скарнов, высокотемпературных



роговиков с кордиеритом, андалузитом (фации метапелитов), позволяет определить глубину их формирования по давлению литостатической нагрузки ($P_{\text{лит}} = 1,5 \div 2,0$ кбар), отвечающему мезоабиссальной фации глубинности [25, 53].

Часть сопутствующего (вкрапленного) магнетитового оруденения в магнезиальных скарнах формируется на магматическом этапе. Массивные и густовкрапленные руды образуются на послемагматическом этапе среди преобразованных магнезиальных скарнов. Людвиговитовая минерализация, обычно сопутствующая магнетитовым рудам в измененных магнезиальных скарнах и кальцифирах, на рудопроявлении Обот связана с известково-скарновым преобразованием этих скарнов и сопровождается сульфидами меди, свинца и возможно, самородного висмута.

Месторождения и рудопроявления магнезиально-скарновой формации с полисульфидно-магнетитовым типом оруденения на изученной территории Монголии имеют ограниченное распространение и невелики по масштабам. Геологические условия их образования, минеральный состав скарнов и руд, строение скарнорудных тел приводятся ниже.

Рудопроявление Гурбульджи-Ула расположено в верховьях р. Хунгуй-Гол и относится к верхнехунгуйской группе медно-полиметаллических рудопроявлений Северной Монголии. Территория рудного района сложена вулканическими образованиями D_{1-2} , среди которых на современной поверхности обнажаются отдельные выступы складчатого основания ($R_3 - E_1$). Многочисленными преимущественно субширотными и субмеридиональными разломами район разбит на ряд крупных блоков [17, 66]. Площадь рудопроявления сложена преимущественно вулканогенно-терригенно-карбонатными породами $R_3 - E_1$ (цаганоломская свита), прорванными небольшими телами и дайками граносиенитов Р, вдоль контактов с которыми развиты серпентиновые скарны со сфалеритовым оруденением. Протяженность рудоносной зоны 300 м, мощность 15–20 м. Рудопроявление разведано с поверхности несколькими выработками и скважиной до глубины 40 м. Более детальное изучение геологического строения площади рудопроявления показало, что среди карбонатных пород цаганоломской свиты здесь развиты доломиты и доломитовые мраморы (см. табл. 8). Вулканические образования D_{1-2} представлены андезит-дацитовыми и липаритовыми порфиритами, малые интрузивные тела и дайки – диоритами, диорит-порфирами, гранитами и граносиенитами.

Магнезиальные скарны формируются в контактах диоритов с доломитами цаганоломской свиты. Диориты сложены плагиоклазом (№ 48–50), кварцем (мало), роговой обманкой, биотитом. Структура гипидиоморфнозернистая, в периферической части интрузива переходит в порфировидную и порфировую.

Эндоконтактовые изменения проявляются в развитии заметного количества пироксена, ортоклаза; плагиоклаз последовательно замещается альбитом и ортоклазом. Кварц в породах эндоконтакта отсутствует. Низкотемпературные изменения в диоритах приводят к появлению эпидота, хлорита, серишита. На площади рудопроявления через зону скарнирования взяты опорные разрезы (рис. 23). По приведенным разрезам измененных и оруденелых магнезиально-скарновых пород трудно установить строение исходной магнезиально-скарновой зональности, но общая тенденция в распределении зон по разрезу сохраняется и представляется в следующем виде: диорит|пироксен-полевошпатовая околоскарновая порода (может отсутствовать)|пироксен-шпинелевый скарн|пироксен + шпинель + форстеритовый скарн|кальцифир|доломитовый мрамор. Внутренние зоны колонки (околоскарновая и пироксен-шпинелевая) интенсивно замещаются известковыми скарнами с гроссуляровым гранатом, везувианом, салитом. Известково-скарновое преобразование захватывает также и внешнюю зону, где в ассоциации с форстеритом, серпентином развивается андрадитовый гранат.

Осмотрен (к сожалению, плохо сохранившийся) рудный интервал скв. № 44 (глубина 3–19 м). По разрезу скважины четко видно чередование магнетитовых и магнетит-сфалеритовых руд с густовкрапленной, гнездообразной и массивной текстурами. Со-

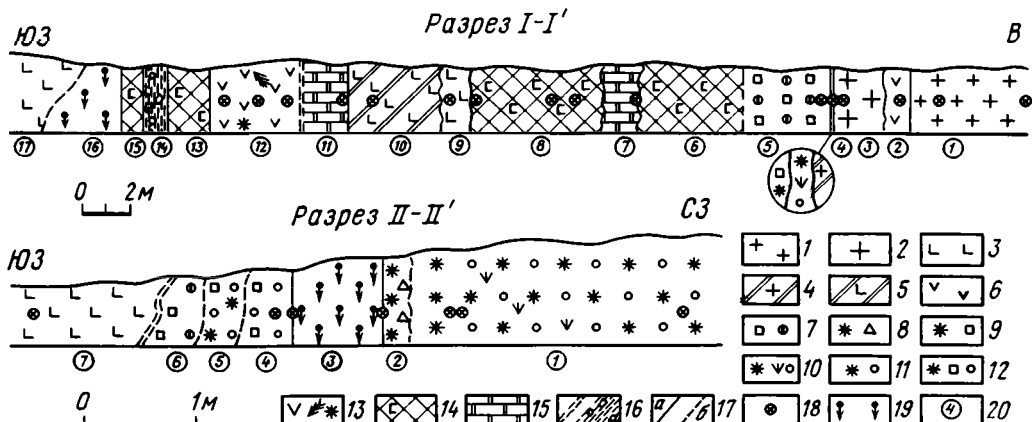


Рис. 23. Схематические геологические разрезы I-I', II-II' через скарноворудные тела рудопроявления Гурбульджи-Ула

1 — диорит; 2 — измененная гранитоидная порода эндоконтакта; 3 — измененные андезитовые порфириды; 4 — пироксен-плагноклазовая порода; 5 — околоскарная порода по эффузивам; 6 — эффузивная порода; 7 — шпинель-форстеритовый скарн; 8 — пироксен-флогопитовый скарн; 9 — шпинель-пироксеновый скарн; 10 — пироксен-гранат-везувиановая порода; 11 — пироксен-гранатовый скарн; 12 — пироксен-гранат-шпинелевая порода; 13 — измененная эффузивная порода с реликтами порфировой структуры; 14 — кальцифир; 15 — доломит; 16 — зона тектонических нарушений; 17 — границы явные (а) и нечеткие (б); 18 — места взятия образцов; 19 — задержанные участки; 20 — номера зон

держание сфалерита в руде достигает 20–40%. Безрудные участки скарна сложены форстеритом, серпентином, клиногумитом, хлоритом, кальцитом, что свидетельствует о локализации магнетитовых и магнетит-сфалеритовых руд во внешних зонах скарноворудных тел, т.е. в форстерит + шпинель + пироксеновом скарне и форстеритовом кальцифире. Изменения, связанные с отложением руд в скарнах, выражены в образовании клиногумита, серпентина, хлорита, кальцита и, возможно, существенно андрадитового граната.

Структурные соотношения главных рудных минералов указывают на развитие сфалерита позже магнетита. Появление андрадитового граната в зонах оруденелого магнезиального скарна в ассоциации с форстеритом, серпентином и клиногумитом связано с его извещество-скарновым преобразованием при замещении магнетита сфалеритом. В агрегатных скоплениях сфалерит наблюдается в виде зерен идиоморфно-пластинчатой и неправильной формы (размер до 0,5 мм) от серого до коричневого цвета в проходящем свете. Химический состав (в мас.%) сфалерита из ассоциации с магнетитом: Zn — 65,90, Fe — 1,62, Mn — 0,71, S — 32,62, сумма — 100,85 (Zn — 0,97, Fe — 0,03, Mn — 0,01)_{1,01}S — 0,98 отвечает маложелезистой его разновидности. Из других элементов-примесей в минерале присутствуют (в мас.%) Cd — 0,07–0,3, Sr — 0,01–0,05, Cu — 0,03–0,2, Co — 0,01–0,07, Ti — 0,002–0,005. В зернах сфалерита наблюдаются эмульсионные включения халькопирита. Зональное строение, особенно заметное в проходящем свете (чередование черно-коричневых, черно-серых зон), определяется переменным содержанием в сфалерите железа.

Магнетит, образующий магнетитовые руды, обычно мелкозернистый (размеры зерен 0,02–0,05 мм); зерна изометрично-идиоморфной формы слагают плотную массивную структуру руды. В ассоциации с зеленой шпинелью вкрапленный магнетит отличается внутренней неоднородностью: содержит множество микровключений шпинели с беспорядочным или ориентированным расположением ее в матрице и относится к магнетитам магматического этапа. В магнетит-сфалеритовых рудах отмечается укрупнение зерен магнетита и исчезновение микровключений шпинели по краям зерен (магнетит II генерации в парагенезисе со сфалеритом). Сопутствующим минералом таких руд является молибденит, образующий в них тонкорассеянную вкрапленность. Спек-

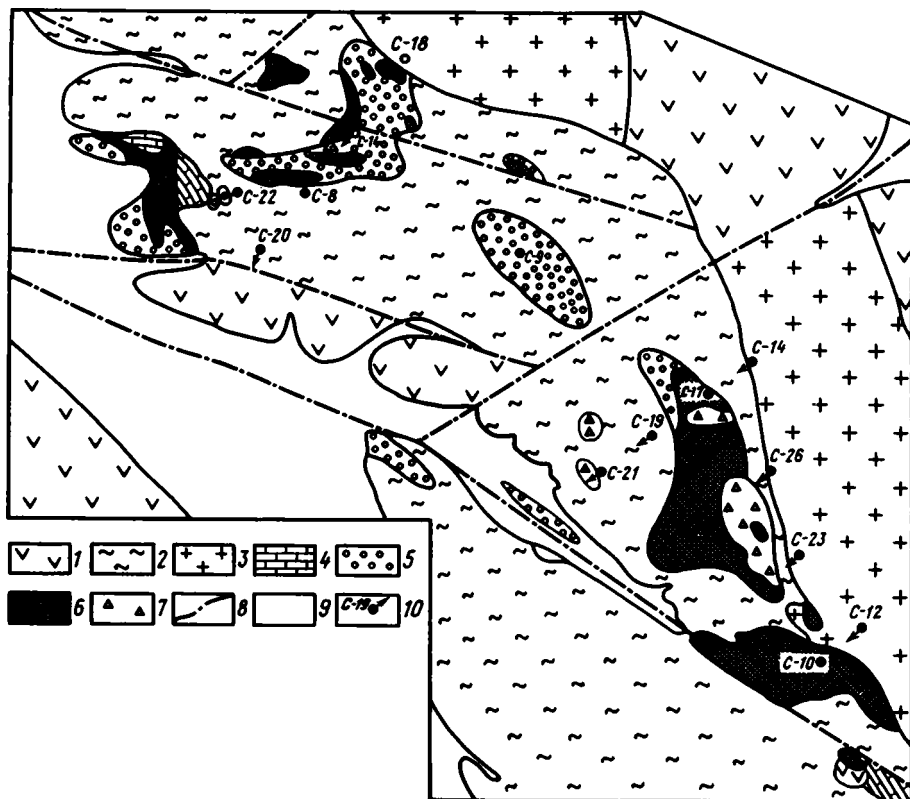


Рис. 24. Схематическая геологическая карта участка Харату-Ула (составлена работниками Комплексной поисково-геофизической экспедиции Мингео и горнорудной промышленности МНР)

1 – кристаллоластические туфы андезито-дацитового состава ($C_2 - P_1$); 2 – рассланцованные зеленовато-серые породы существенно амфиболового состава; 3 – мелкозернистые граниты ($J_2 - J_3$); 4 – карбонатные породы; 5 – скарны; 6 – руды; 7 – развалы магнетитовых тел; 8 – тектонические нарушения; 9 – четвертичные отложения; 10 – скважины

тральными анализами в керновых пробах определены Sn (10–150 г/т) и В (100–600 г/т), последний свидетельствует о возможном присутствии в рудах борных минералов.

Месторождение Харату-Ула расположено в крайней северо-восточной части Средне-гобийского аймака, в 25 км севернее сомона Баян-Джаргалант. Геологическое строение месторождения определяется его положением в северо-восточной части Среднегобийской впадины (юго-западное окончание Предхэнтейского прогиба Центральной Монголии), где большая часть территории сложена мощным комплексом вулканогенных пород андезит-дацит-риолитовой формации, терригенными осадками с пластами и линзами карбонатных пород PZ_3 . Среди вулканогенно-осадочных образований на современной поверхности выступают узкие протяженные блоки раннекаледонского фундамента, представленные сланцами и мраморами $R - E_1$. Интрузивы сложены мезозойскими гранитоидами.

В сравнении с другими месторождениями и рудопрооявлениями магнезиально-скарновой формации Монголии и других регионов мира Харату-Ула выделяется своеобразными геологическими условиями локализации скарноворудных тел. Это редкий тип постмагматических магнезиальных скарнов, сформированных путем метасоматического преобразования вулканогенно-карбонатных пород (с горизонтами и линзами доломитов) в высокотемпературном контактовом ореоле гранитной интрузии (рис. 24, 25).

В результате поисково-разведочных работ комплексной геолого-геофизической

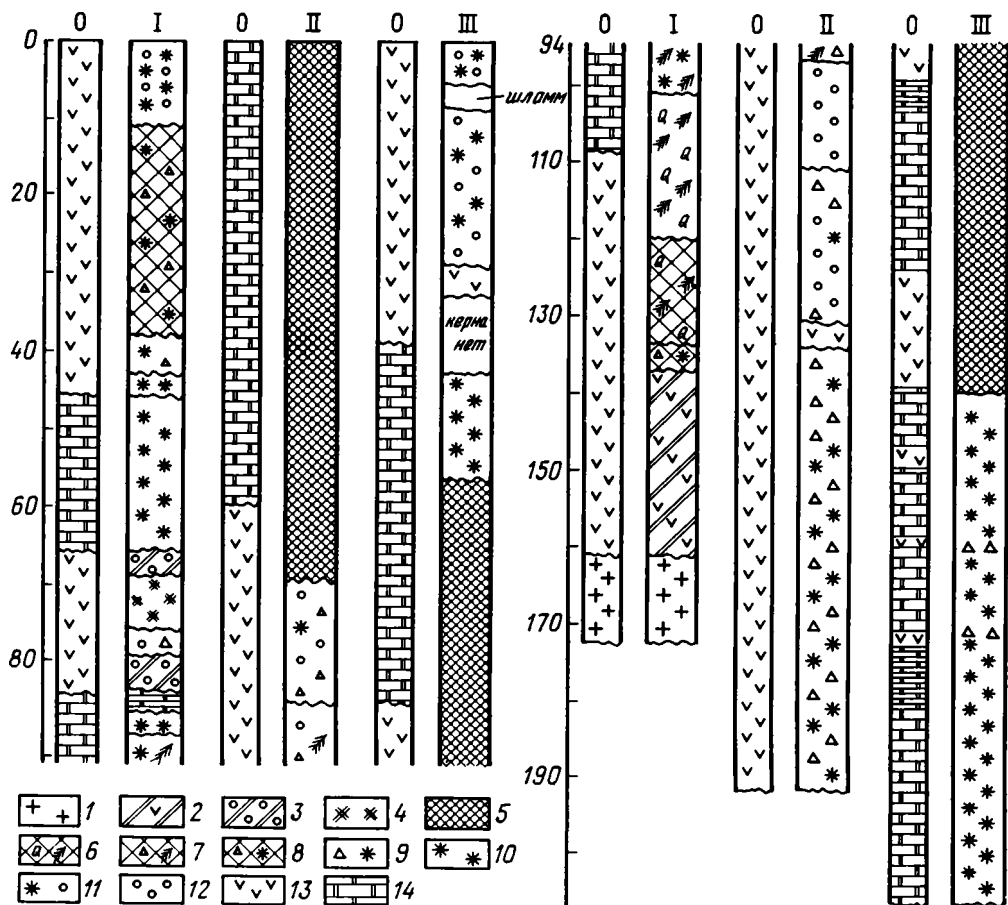


Рис. 25. Схематические геологические разрезы через скарноворудные тела участка Харату-Ула

0 — исходные породы; I—III — наблюдаемые, соответственно по скв. 18, 17 и 14
 1 — мелкозернистые граниты; 2 — околоскарновые $\Pi\text{и} + \Pi\text{л}$ породы, развивающиеся по эффузивам; 3 — околоскарновые породы $\Pi\text{и} + \Pi\text{л} + \text{Гр}$ состава; 4 — эпидозиты; 5 — магнетитовые руды; 6—8 — оруденелые породы: 6 — кварц-амфиболовые, 7 — флогопит-амфиболовые, 8 — пироксен-флогопитовые; 9—12 — скарны: 9 — пироксен-флогопитовый, 10 — пироксеновый, 11 — пироксен-гранатовый, 12 — гранатовый; 13 — эффузивные породы; 14 — карбонатные породы

экспедиции Министерства геологии и горнорудной промышленности МНР, проводимых совместно с советскими специалистами, на месторождении выявлено более десятка скарноворудных тел. Форма вскрытых на поверхности таких тел неправильная и линзообразная. Наиболее крупные из них по протяженности достигают 200–230 м, мощность 60–110 м; на глубину они прослежены на 170–200 м и более.

Анализ минерального состава скарнов, их пространственного размещения в вертикальных разрезах скважин позволил выявить следующие общие особенности строения скарноворудных тел. Скарновые залежи сложены диопсид-флогопитовыми и диопсидовыми магнезиальными скарнами, гранатовыми, гранат-эпидотовыми и эпидозитовыми фациями известковых скарнов, различными послескарновыми метасоматитами стадии кислотного выщелачивания (с поздним эпидотом, амфиболом, хлоритом, кварцем, кальцитом), магнетитовыми, магнетит-гематитовыми и магнетит-сфалеритовыми рудами. Традиционную метасоматическую зональность (колонку) магнезиальных скарнов постмагматического этапа в строении скарновых тел выявить не удалось. Породы внешней части магнезиально-скарновой колонки (кальцифиры, доломитовые мраморы) в

разрезах отсутствуют. На месте тыловых зон околоскарновых пород развиты ортоклазовые эпидозиты и эпидот-гранатовые породы следующей известково-скарновой стадии. Магнезиальные скарны также интенсивно замещаются минералами известковых скарнов — салитом и гроссуляровым гранатом — с образованием клинопироксен-гранатовых и существенно гранатовых разностей известковых скарнов. В разрезах скважин также можно видеть в целом компенсированное диффузионно-биметасоматическое развитие двух значительных по мощности зон магнезиальных скарнов: клинопироксен-флогопитовой (эндоскарны) и клинопироксеновой (экзоскарны). Первая образовалась на месте вулканитов кислого состава — дацитовых порфиритов — в результате интенсивной десиликации (выноса Si) и привноса Mg и Ca, вторая — на месте карбонатных пород в результате привноса Si.

Массивные и густовкрапленные магнетитовые руды залегают преимущественно в магнезиальных скарнах. В гранатовых скарнах оруденение вкрапленное, магнетит-гематитовое. Сфалеритовое оруденение телескопированное, наложенное на магнетитовое и сопровождается интенсивным замещением скарновых минералов карбонатом, кварцем, амфиболом, хлоритом, флюоритом.

Месторождение Томур-Тологой находится в Северной Монголии в верховьях р. Еро-Гол (правого притока р. Орхон), в 45 км севернее сомона Барун-Хара. Оно относится к группе скарново-железородных месторождений и рудопроявлений Баян-Гольской рудной зоны, расположенной в окраинной юго-восточной части крупной Орхон-Селенгинской орогенной структуры PZ₃ и ограниченной в этой части протяженным Баянгольским разломом восточного-северо-восточного направления. Месторождение Томур-Тологой расположено на участке сочленения Баянгольского разлома с оперяющими его нарушениями северо-западного и субмеридионального направления. По данным предыдущих исследований [17], месторождение приурочено к контакту гранитоидов $\epsilon_2 - \epsilon_3$ с вулканогенно-терригенно-карбонатной вмещающей толщей V- ϵ_1 (рис. 26). В восточной части месторождения гранитоиды представлены диоритами, в северо-западной части — преимущественно субщелочными гранитами с граносиенитами и сиенитами в фациях эндоконтакта. В контактовом ореоле интрузии горизонты песчаников, сланцев и доломитов превращены соответственно в роговики (с пироксеном, плагиоклазом, амфиболом, скаполитом и др.), магнезиальные и известковые скарны (скарноиды?) с магнетит-сульфидным и сульфидным оруденением. На месторождении выделяются несколько рудных тел, из которых наиболее крупными являются Восточное, Центральное, Западное и Параллельное. Рудные тела имеют протяженность 50—400 м, мощность 6—150 м и прослежены на глубину 150—220 м. На поверхности скарновородные тела представляют собой контактовые залежи, повторяющие контуры контактов с гранитоидами (Центральное, Западное) и линзообразные тела в роговиках (Восточное, Параллельное). На глубине они имеют более сложное строение и расщепляются на ряд апофиз и жил во вмещающих их породах.

Строение и минеральный состав одного из скарновородных тел изучено по стенкам разведочно-эксплуатационного карьера, оно приурочено к контакту с лейкократовыми субщелочными лейкогранитами. Гранитоиды сильно катаклазированы, но непосредственная зона контакта со скарнами скрыта от наблюдения развалами карьера. Внутренняя, безрудная часть скарновородного тела представлена зоной сильно измененных магнезиальных скарнов, сложенных диопсидом, тремолитом и флогопитом. По простиранию и в поперечном сечении зоны отмечается неоднородное строение с неравномерным распределением участков тремолитизированного пироксенового скарна и мелкочешуйчатого амфибола (тремолит-флогопитовой породы), развивающихся при постмагматическом преобразовании исходных пироксеновых и пироксен-шпинелевых разностей магнезиальных скарнов. Внутренняя, безрудная зона измененных магнезиальных скарнов обычно сменяется магнетитовыми рудами с массивной, полосчатой и густовкрапленной текстурой, на поверхности магнетитовые руды сильно окислены. Безрудные участки и прослои в руде сложены обычно серпентином (по форстериту), флогопитом, хлоритом и кальцитом. Видимая мощность рудного тела в скарнах около 6,0 м.

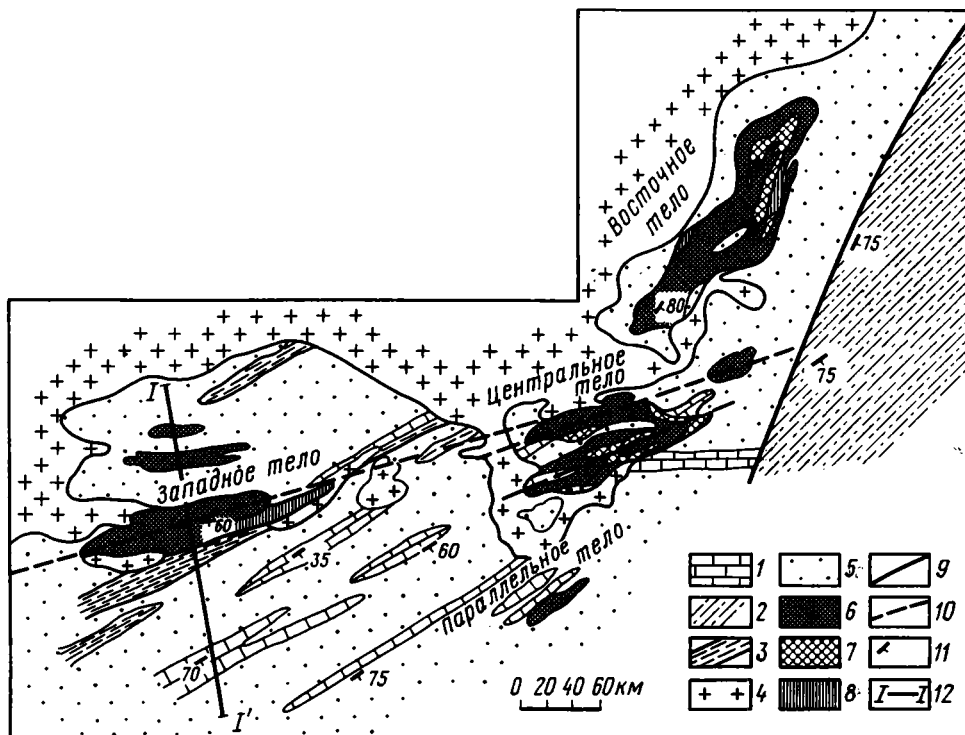


Рис. 26. Геологическая карта месторождения Томур-Тологой (по [17])

1–3 – отложения V–Є₁: 1 – известняки, мраморизованные известняки, мраморы, 2 – алевролиты, 3 – кремнистые и слюдяные сланцы; 4 – диориты Є_{2–3}, гранитоиды, граносиениты, сиениты; 5 – роговики; 6–8 – магнетитовые руды: 6 – сплошные (массивные) (Fe > 50%), 7 – вкрапленные (Fe, 30–50%), 8 – бедные вкрапленные руды (Fe, 20–30%); 9 – разломы; 10 – зоны мylonитизации; 11 – элементы залегания слоистости, полосчатости, контактов пород; 12 – разрез I–I'

На незначительном удалении, во внешней части скарноворудного тела, отмечаются выходы ороговикованных пород с плагиоклазом, биотитом, амфиболом, кварцем, пироксенном.

В рудном интервале керна, помимо существенно магнетитовых руд, встречены массивные магнетит-пирротитовые руды также с серпентином и флогопитом в безрудных участках. Содержание в рудах *пирротина* колеблется от 5 до 25%, его химический состав (в мас.%) из магнетит-пирротитовой руды: Fe – 59,03, Ni – 0,19, Co – 0,27, S – 40,22 отвечает содержанию 45,6 ат.% Fe, что ближе всего соответствует мало-железистой гексагональной (высокотемпературной) модификации. Развитие небольшого количества мелкозернистого *пиррита* по краям зерен магнетита свидетельствует о распаде твердого раствора гексагонального пирротина при падении температуры по схеме $Ro_1 + Ro_2 + Py$ (с последующим обогащением моноклинного пирротина железом). Пластинчатые сростания гексагонального и моноклинного пирротина (структуры распада), легко выявляемые под микроскопом с помощью магнитной суспензии, указывают на их образование при $T = 248^\circ\text{C}$ (низкотемпературное окончание пирит-пирротитового сольвуса [5]). Температура образования более раннего гексагонального пирротина с содержанием не более 45,6 ат.% Fe была более высокой, во всяком случае, выше начальной температуры распада 307°C [48].

Попутно заметим, что низкотемпературные (вкрапленные, прожилково-вкрапленные) руды с моноклинным пирротитом, колломорфным пиритом и халькопиритом встречаются также среди апороговиковых скарнов (скарноидов?) во внешнем обрамлении магнезиально-скарновых руд. *Магнетит* по составу и наблюдаемой внутренней

неоднородности сходен с рудами описанных выше месторождений и рудопроявлений магнезиально-скарновой формации. Отличие состоит в значительной мартизации железо-сульфидных руд. Содержание Fe в рудах колеблется от 22,37 до 58,68, S — от 0,08 до 3,16%. По содержанию железа и серы руды месторождения разделяются на мартезовские, доменные и сернистые.

В заключение подчеркнем, что результаты геологического изучения месторождения Томур-Тологой свидетельствуют о локализации магнетитовых и магнетит-сульфидных руд в преобразованных магнезиальных скарнах постмагматического этапа. Извилистые контуры контакта гранитоидного массива и приуроченность скарноворудных тел преимущественно к вогнутым его участкам позволяют предполагать формирование более ранних, собственно магнезиальных скарнов на магматическом этапе.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ И РУДОПРЯВЛЕНИЯ ИЗВЕСТКОВО-СКАРНОВОЙ ФОРМАЦИИ

Известковыми скарнами называются метасоматические породы, образующиеся в результате реакционного взаимодействия алюмосиликатных и карбонатных пород при участии постмагматических гидротермальных растворов в высокотемпературных контактовых ореолах интрузии. Типоморфными минералами известковых скарнов являются гранаты (граниты, гроссуляр-спессартины, гроссуляр-альмандины), пироксены (серии диопсид—геденбергит—иогансенит), волластонит, везувиан, эпидот, полевые шпаты (плагноклаз, ортоклаз), скаполиты, акцессорные сфен и апатит. К известковым скарнам также относятся преобразованные в постмагматический этап магнезиальные скарны с характерной минеральной ассоциацией гроссулярового граната (с примесью пироба), пироксена диопсид-салитового состава, магнезиального везувиана, клиноцоизита и др.

В пределах изученной территории Монголии широко представлены месторождения и рудопроявления известково-скарновой формации (см. рис. 1), которые связаны в раннем и среднем палеозое с переходным периодом ее тектонического развития. В позднем палеозое они имеют подчиненное значение и снова получают заметное распространение в период интенсивной магматической деятельности в восточной и северо-восточной частях Монголии в условиях континентального этапа развития региона.

В табл. 17 приведены краткие геологические данные о месторождениях и рудопроявлениях известково-скарновой формации Монголии. Металлогеническое значение месторождений и рудопроявлений этой формации меняется в зависимости от состава и возраста интрузий и их пространственного размещения в Северном мегаблоке.

В Западной Монголии рудоносные известково-скарновые образования представляют собой меридионально вытянутый пояс, ограниченный системами глубинных нарушений, из которых наиболее крупными являются Цаган-Шибетинский (на западе) и Дзабханский (на востоке) субмеридиональные разломы.

Геологическая позиция большинства известково-скарновых проявлений в пределах этого пояса определяется образованием известковых скарнов по вулканогенно-осадочным породам (с горизонтами известняков и доломитов) преимущественно V—Є₁ и в меньшей мере O—D, в контактовых ореолах крупных и мелких интрузий PZ₁₋₂. По составу раннепалеозойские интрузии, продуцирующие рудоносные скарны Западной Монголии, представлены габбро-диоритами и диоритами тохтогеншильского комплекса (Є₂₋₃) габбро-диорит-гранитной формации; среднепалеозойские — кварцевыми диоритами, гранодиоритами, гранитами и лейкогранитами гранит-гранодиоритовой формации.

Известковые скарны с железным и железно-медным оруденением образуют контактовые линзообразные и межпластовые тела различной протяженности и мощности (см. табл. 17), а также зоны скарнирования жильного типа в интрузивных (Тоглоин-Худук и др.) и эффузивных (Шибейн-Гол, Цаган-Бургасть-Гол, Таталинское и др.) породах.

В северной части Монголии контактовые ореолы многочисленных интрузий с карбо-

Таблица 17

Геологическая характеристика локализации месторождений
и рудопроявлений известково-скарновой формации

Месторождение, рудопроявление	Состав интрузий, возраст	Вмещающие по- роды, возраст	Форма, размер рудных тел	Тип оруденения
1	2	3	4	5
Западная Монголия				
Цаган-Шибетинская зона	Гранитоиды, D	Известняки, сланцы, V-Є ₁ , и эффузивно-осадочные, D ₁₋₂	Межпластовые тела неправильной формы: Восточное – 43 тыс. м ² , Западное – 0,75 тыс. м ² , прослежены на глубину 38,6–27,2 м. Запасы 3,9 млн т	Магнетитовый
Харганта				
Шибейн-Гол	Гранит-порфиры, D ₁₋₂	Эффузивно-осадочные породы, D ₁₋₂	Линзовидные тела (мощность 0,8–1,5 м, протяженность 10–25 м), три пластообразных тела (длина до 100 м, мощность 4–5 м). Запасы 3–3,5 млн т	„
Цэхир-Булак	Диориты, PZ ₂	Вулканогенно-осадочные породы, O-S	Контактные тела	„
Юго-Запад Монгольского Алтая				
Озерная зона				
Цаган-Бургасть-Гол	Гранитоиды, D ₁₋₂	Вулканогенно-осадочные породы, V-Є ₁	Контактные и межпластовые линзы, зоны скарнирования жильного типа в эффузивах	„
Таталыинское (р-н оз. Харгис-Нур)	Гранитоиды, PZ ₂	Вулканогенно-карбонатная толща (с горизонтами известняков и доломитов V-Є ₁)	Небольшие контактовые и межпластовые тела, жильные эндоскарны	„
Озерная зона				
Тоглоин-Худук	Габбро-диориты, диориты, Є ₂₋₃	То же	Линзообразные контактовые тела, жилы в интрузивных породах (мощность от нескольких до десятков сантиметров, реже 8–12 м, протяженность до 10 м)	Магнетит-сульфидный (комплексные руды Fe + Cu + Zn + Bi + Sn + Au)
Хапчайское	Гранитоиды габбро-диорит-гранитоидной формации, D ₁₋₂ и, D ₃ -C ₁	Вулканогенно-осадочные породы, V-Є ₁	Контактные линзы неправильной формы, межпластовые линзообразные тела	Магнетит-сульфидный (с Cu)
Северная Монголия				
Алаг-Эрдэнэ	Кварцевые диориты, PZ ₁	Останцы доломитовых и кальцитовых мраморов, V-Є ₁	Маломощные зоны скарнов вдоль контакта с интрузией (мощность 1–13–15 м)	Магнетит-сульфидный (с Cu)

Т а б л и ц а 17 (продолжение)

1	2	3	4	5
Монгэту-Ула	Граниты и граносениты, D ₁₋₂	Ксенолит и провесы карбонатно-сланцевых пород, PR ₃	Маломощные контактовые тела и линзы. Оруденение на двух участках площадью 350 и 3000 м ²	Магнетитовый
Хангай Шара-Булак	Гранитоиды, D ₁₋₂	Известняки, PR ₃	Линзообразные контактовые тела (мощность 15–30 м, протяженность 30–70 м)	Магнетитовый (с Cu)
Хэнтэй Ихэ-Бумбуин	Диабазовые порфириды	То же	Небольшие контактовые линзы	Магнетитовый
Средняя Гоби Баян-Джаргалант	Субщелочные граниты, сиениты (керуленская серия), PZ ₁	Ксенолит известняково-сланцевых пород, Є ₁	Линзообразная залежь площадью около 20 тыс. м ² . Ориентировочные запасы железных руд 2,5 млн т	Магнетит-сульфидный
Томур-Тэ	Биотитовые граниты, граносиениты, P	Крупные останцы доломитов и доломитовых мраморов, PR ₃	Западный участок – контактовые линзы размером до 60×30 м ² . Восточный участок – контактовые линзы, тела неправильной формы (размер наиболее крупных из них до 180×90 м ²). Запасы железа 135 тыс. т	Магнетитовый
Оют-Обо	Субщелочные габброиды, габброиды, диориты, субщелочные граниты, лейкограниты, P	Крупный останец доломитов, известняков, метаморфизованных сланцев; PR ₃	Рудоносная площадь 600 м ² , видимая мощность 15–120 м. Прогнозные запасы железных руд до глубины 100 м – 100 млн т	Комплексные руды с магнетитом, халькопиритом, шеелитом
Южный Керулен Чиндомани-Ула	Биотитовые граниты Модоходукского массива, PZ ₁	Ксенолит карбонатно-сланцевых пород, V–Є ₁	Контактные линзообразные тела. Рудоносная зона протягивается на 1500 м (мощность 100–150 м, протяженность 1500 м). Запасы железа 13 млн т	Магнетитовый с халькопиритом
Северо-Восточная Монголия Баян-Дунг	Биотитовые граниты, лейкограниты, MZ ₁	Терригенно-карбонатно-вулканогенные образования, D ₂	Линзообразные контактовые тела (мощность 100–150 м, протяженность 1–2 км)	Магнетит-полиметаллический
Эрдэнэ-Тологой	Диориты, гранодиориты, J ₂₋₃	Карбонатные породы, PR ₃ , V–Є ₁ (?)	Скарновые тела неправильной формы (мощность от первых	Магнетитовый с халькопиритом

Т а б л и ц а 17 (окончание)

1	2	3	4	5
			метров до 30–40 м, максимальная протяженность ~ 100 м)	
Южный Хэнтэй				
Бейсе	Биотитовые граниты, лейкограниты Модотинского массива, T_3-J_1	Известняково-сланцевая толща, PR_3	Пластообразные скарновые тела (протяженность 1,2–2 км). Отдельные тела прослежены на расстоянии 400 м при мощности 1,0 м	Шеелит-сульфидный
Баян-Обо	Биотитовые граниты Жанчублинского массива, T_3-J_1	Сланцы, кварциты, карбонатные породы, $V-E_1$	Межпластовые скарновые залежи (видимая мощность 15 м, протяженность до 1000 м)	То же
Южный Керулен				
Тумэн-Цогт	Субщелочные граниты, лейкограниты Хараяматинского массива, J_2-J_3	Терригенно-карбонатные осадки, PR_3-C_1	Контактовое тело (видимая мощность до 20 м, протяженность до 500 м)	Шеелит-сульфидный (+ флюорит)
Томуртыйн-Обо	Субщелочные биотитовые граниты, P	Карбонатно-сланцевая толща, D	Линзообразные тела (мощность 4–57 м, протяженность до 300 м)	Магнетит-сфалеритовый

натными породами PR_3 и $V-E_1$ пока мало изучены. Перспективными в отношении обнаружения новых площадей известковых скарнов являются мощные толщи карбонатных пород (доломитов, известняков, известковых сланцев) хубсугульской серии, слагающих территорию всего одноименного прогиба. Кроме выявленных нами магнезиальных скарнов, в этом районе известны три небольших рудопроявления в известковых скарнах, сформированные преимущественно за счет карбонатных пород в останцах и провесах кровли среди гранитоидных интрузий PZ_{1-2} . К ним относятся рудопроявления Алаг-Эрдэнэ ($Fe + Cu$ с Au) и Монгэту-Ула ($Fe + Zn + Pb$ с Au), а также вольфрам-содержащие апоскарновые и апокарбонатные грейзены рудопроявления Цаган-Ула.

Как было изложено выше, более детальное изучение многих скарноворудных объектов в западном и юго-западном обрамлении Хангая, а также на правобережье р. Орхон (Баян-Хонгорская зона) позволило установить, что большая часть из них относится к магнезиально-скарновой формации и сопровождается борной минерализацией, полиметаллами, медью (с Au). Известковые скарны на рудопроявлениях такого типа образуются в результате постмагматического (регрессивного) преобразования магнезиальных скарнов и имеют незначительное развитие во внутренних частях скарноворудных тел, а рудная минерализация в апомагнезиальных известковых скарнах обычно представляет минералогический интерес.

Железорудные месторождения и рудопроявления известково-скарновой формации в указанных районах Монголии формируются путем скарнирования пачек мраморизованных известняков карбонатных разрезов PR_3 и $V-E_1$, выступающих на современной поверхности в виде отдельных блоков, ксенолитов и провесов кровли среди гранитоидов тохтогеншильского комплекса (Богдайн-Аршан PZ_1 , Шара-Булак D и Асхату-

Улин С₃, Бу-Цаганская группа). Скарноворудные тела образуют контактовые линзовидные и неправильной формы тела, вытянутые вдоль контакта с гранитоидами.

В восточной части Центральной Монголии значительная часть известково-скарновых проявлений входит в Гобийско-Керуленский железорудный пояс; ряд рудоносных известково-скарновых объектов (с шеелитом, касситеритом, флюоритом и др.) вместе с главными типами месторождений с редкометальным оруденением кварцево-жильной и грейзеновой формаций объединяются в Восточно-Монгольскую редкометальную провинцию [17].

Геологическая позиция рудоносных (Fe, Fe + Cu, Fe + Pb + Zn и др.) известковых скарнов в пределах Гобийско-Керуленского пояса определяется выходами карбонатных пород (мраморизованных известняков и доломитов PR₃) и карбонатно-сланцевых пород V–E₁, образующих разновеликие ксенолиты или останцы кровли среди гранитоидных интрузивов керуленской серии (Баян-Джаргалант) и модоухудукского комплекса (Чиндомани-Ула) раннего палеозоя, а также среди интрузивов биотитовых гранитов, лейкогранитов и граносиенитов (Оют-Обо, Томур-Тэ) позднего палеозоя. В восток-северо-восточном окончании металлогенического пояса, в Южно-Керуленской зоне на территории Арынурского рудного узла, выделяется Салхитская группа железо-полиметаллических рудопроявлений известково-скарновой формации. Эти рудопроявления образованы в контактовом ореоле субщелочных гранитов, кварцевых сиенитов с известково-сланцевой толщей D.

Рудные тела на рассмотренных рудопроявлениях и месторождениях железорудного пояса также представлены контактовыми линзообразными телами различной мощности и протяженности, реже межпластовыми залежами. Следует отметить, что рудопроявления и месторождения известково-скарновой формации на изученной территории Монголии разведаны только с поверхности горными выработками и лишь отдельные рудопроявления и месторождения (Харганта, Томуртуйн-Обо) прослежены на глубину 100–200 м, поэтому часто дается ориентировочная оценка формы и размеров рудоносных площадей.

Редкометальные известковые скарны Восточно-Монгольской провинции формируются в контактовых ореолах мезозойских интрузий гранитов стандартного геохимического типа (по В.И. Коваленко) с известковыми мраморами PR и V–E₁. Редкометальные рудопроявления такого типа обычно располагаются на территориях крупных рудных районов и узлов с месторождениями кварцево-жильного и грейзенового типов (с вольфрамитом, шеелитом, касситеритом, флюоритом, молибденитом и др.), локализованными в крупных многофазовых массивах мезозоя.

Вольфрамовое рудопроявление Бейсе и оловянно-вольфрамовое Баян-Обо известны соответственно в Модотинском и Южно-Хэнтэйском рудных районах, где рудоносные скарны образованы в экзоконтактах крупных гранитных интрузивов жанчублинского комплекса (T–J₁). В близкой геологической обстановке развиты известковые скарны с редкометальной минерализацией в Гобийско-Керуленской зоне. Здесь известковые скарны располагаются в экзоконтактах рудоносных гранитных массивов шарахадинского комплекса (J_{2–3}). К ним относится месторождение Западное в Тумэн-Цогтинском рудном узле, мелкие тела известковых скарнов в Бурэн-Цогтинском, Среднегобийском (Ихэ-Нарыгтинхид) рудных районах. По форме рудоносные известковые скарны образуют контактовые и межпластовые залежи.

Следует отметить, что характерной особенностью редкометальных известковых скарнов является приуроченность шеелита, вольфрамита, молибденита и других сульфидов к зонам окварцевания, к жилам и штокверкам с кварцем, флюоритом, альбитом, слюдой. Развитие кварцево-рудных жил и околосильных рудоносных грейзенов с кварцем, мусковитом, альбитом, флюоритом в апикальных частях Хара-Яматинского, Модотинского, Баян-Обинского, Тумэн-Цогтинского и других массивов и кварц-полевошпатных метасоматитов с шеелит-сульфидным оруденением в скарнах, локализованных в контактах с этими массивами, свидетельствует об общенаправленном и близко-одновременном, едином гидротермальном процессе рудообразования.

В Северо-Восточной Монголии изучены два рудопоявления известково-скарновой формации, расположенные на правом берегу р. Ульдзы. На рудопоявлении Эрдэнэ-Тологой известковые скарны развиты в непосредственном контакте диоритов и гранодиоритов позднего мезозоя с толщей мраморов ($PR_3 - E_1$). На рудопоявлении Баян-Дунг скарнируются карбонатно-вулканогенные породы (D) в контактовом ореоле многофазной гранитоидной интрузии (T). В интрузивах и скарнах слабо проявлены характерные для вольфрамовых рудопоявлений околорудные изменения (грейзенизация и кварц-полевошпатовый метасоматоз) и соответственно содержание в породе W и Sn очень низкое (десятичные доли процента). Бедное вкрапленное оруденение в экзокскарнах относится к магнетит-сульфидному типу (с медью, полиметаллами). На рудопоявлении Эрдэнэ-Тологой обнаружено золото [17].

Анализ геологических условий формирования рудопоявлений известково-скарновой формации позволяет подчеркнуть следующее. Известковые скарны Монголии образуются в контактовых ореолах интрузий нормальной и повышенной щелочности (см. рис. 2) в возрастном интервале от раннего палеозоя до позднего мезозоя включительно. Литологический и стратиграфический контроль вмещающих пород определяется преимущественно пачками и горизонтами известняков и известковых сланцев в разрезах PR_3 и $R_3 - E_1$. Известковые скарны в контактах интрузии с вмещающими карбонатными породами (D) изучены недостаточно и известны лишь на отдельных рудопоявлениях.

Большое значение в формировании известково-скарновых рудопоявлений и месторождений имеют также структурно-тектонические условия. Пространственное размещение их на территории Монголии показывает, что пояса и районы развития известково-скарновых проявлений тяготеют к системам глубинных разломов северо-западного, северо-восточного и субмеридионального направлений — крупных магмо- и рудоконтролирующих структур региона. Известно, что наиболее благоприятными для образования скарновых тел являются участки прогнутой карбонатной кровли. В таких структурных условиях образуются обычно мощные залежи скарнов. Провесы и останцы кровли — очень характерная геолого-структурная особенность локализации известковых скарнов. Неровной формой контакта, линзовидными прослоями карбонатных боковых пород, развитием тектонических нарушений внутри интрузивных и эффузивных пород определяется соответственно линзообразный и жильный характер рудных залежей на известково-скарновых месторождениях.

Минеральный состав

Общий минеральный состав пород и руд на месторождениях и рудопоявлениях известково-скарновой формации приведен в табл. 18, 19, где наряду с минеральными ассоциациями известковых скарнов, околорудных метасоматитов и руд указаны и продукты их гистерогенного разложения.

При характеристике минералов главное внимание уделялось особенностям их состава и свойства в различных парагенезисах и месторождениях, образовавшихся в разных условиях.

Гранат — наиболее распространенный минерал на рудопоявлениях известково-скарновой формации. Минерал обычно слагает гранатовые мономинеральные разности скарнов, вместе со скаполитом, плагиоклазом, ортоклазом, эпидотом образует различные эндоскарновые породы, с пироксеном — соответственно пироксен-гранатовые эндо- и экзокскарны. Мелко- или среднезернистый гранат слагает плотные агрегатные скопления в скарновых зонах (породах); в друзах с кальцитом и кварцем он обычно крупнозернистый (до 1–2 см в диаметре), в виде ограненных кристаллов; цвет его изменяется от желто-зеленого до красно-бурого. Под микроскопом гранат изотропный и анизотропный, часто с секториальным и зональным строением (табл. VI, в, VII а, е). Изучение оптических свойств и химического состава типичных гранатов из различных скарноворудных проявлений Монголии показало, что гранаты отвечают

Таблица 18

**Минеральный состав скарнов из железорудных
и железо-медных месторождений и рудопроявлений**

Минерал	Западная Монголия						
	Харганта	Шибейн-Гол	Цаган-Бургасть-Гол	Цэхир-Булак	Тоглоин-Худук	Халгачай-ское	Таталын-ское
Скарновые и околоскарновые породы							
Шпинель	—	—	—	—	+	—	+
Кальцит I	+	+	+	+	+	+	+
Апатит	+	+	+	+	+	+	+
Гроссуляр-андрадит I	53—78	39—62	46—66; 78—80	50—70	37—58; 70	58—68; 78—79	+
Сфен	+	+	+	+	+	+	+
Везувиан	—	+	—	—	?	—	+
Диопсид-геденбергит	—	17—41	+	+	22—23	+	+
Амфибол I	—	—	+	—	—	—	—
Скаполит	—	18—28; 42	+	—	40—48	—	+
Эпидот I	28—33	—	33	+	—	+	—
Ортоклаз	—	+	+	—	—	—	—
Плагиоклаз	—	+	+	+	Анд-Ан	+	+
Послескарновые метасоматиты							
Флюорит	—	—	—	—	—	—	—
Кварц	+	—	+	+	+	+	+
Кальцит II	+	+	+	+	+	+	+
Апатит	+	—	—	—	+	—	—
Гранат II	—	—	—	100	—	—	—
Амфибол II	+	+	+	—	+	+	+
Серицит	—	—	—	—	+	—	—
Фенгит	+	—	—	—	—	—	+
Хлорит	+	—	—	+	+	+	—
Эпидот II	16—17; 21—27	+	—	+	25—26	28—29	+
Ортоклаз	—	—	—	—	—	—	—
Плагиоклаз	—	—	—	—	Аб	Аб	Аб
Пренит	+	+	+	+	—	+	—
Руды							
Галенит	—	—	—	—	—	—	—
Сфалерит	+	—	—	+	—	—	—
Ковеллин	—	—	—	—	—	—	—
Пирротин	+	—	—	—	—	+	—
Пирит	+	—	Ед.н.	+	+	—	—
Арсенопирит	—	—	—	+	—	—	—
Молибденит	—	—	—	—	—	—	—
Борнит	—	—	—	—	—	+	—
Халькопирит	+	—	—	+	—	—	—
Гематит	+	+	+	+	+	+	+
Гётит	+	—	—	—	+	—	—
Касситерит	—	—	+	—	+	—	—
Магнетит	+	+	+	+	+	+	+
Азурит	—	—	—	—	+	—	—
Малахит	—	—	—	—	+	—	—
Шеелит	—	—	—	—	+	—	—

* По литературным данным [17].

П р и м е ч а н и е. Цифры — содержание андрадита в гранате, геденбергита в клинопироксене, пистацита в эпидоте, мейонита в скаполите, анортита в плагиоклазе (в мол.%). Через точку с запятой дан состав в разных парагенезисах. Ед.н. — единичные находки.

Северная Монголия		Хангай	Хэнтэй	Средняя Гоби			Южный Керулен
Монгэту-Ула	Алаг-Эрдэнэ	Шара-Булак	Ихэ-Бум-бунн	Баян-Джаргалант	Томур-Тэ	Оют-Обо	Чиндомани-Ула

Скарновые и околоскарновые породы

-	-	-	-	-	-	-	-
+	+	+	+	+	+	-	-
+	+	+	+	+	+	+	-
10	20-30	25-70	70	15-33; 43-74	30-62; 77	31-68	52; 62
+	+	+	+	+	+	+	+
-	-	-	-	+	+	-	-
+	10-20	15	+	5; 12-21;	30-58	5; 27-48	-
+	-	-	+	32-33; 64-67	-	+	+
-	28; 58	-	-	-	-	-	-
+	-	-	+	-	+	26-29	31-33
+	-	-	+	-	+	+	-
-	+	?	+	+	-	Бит-Ан	Аб

Послескарновые метасоматиты

-	-	-	-	+	-	+	-
+	+	+	+	+	+	+	+
+	+	+	+	+	+	+	+
-	-	-	-	-	-	+	-
-	+	-	+	83-86; 96-97	96	94-98	93
-	+	-	-	-	-	+	+
-	-	-	-	+	+	+	+
-	+	-	-	+	-	+	-
+	+	-	+	+	+	+	+
+	+	Редок	+	Редок	26	13-17; 23-26	16-17 23-26
+	-	-	-	-	-	-	-
Аб	-	-	-	Аб	Аб	Аб	-
-	+	-	-	-	-	-	-

Руды

-	-	-	-	-	+	-	-
-	-	-	-	+	+	+	-
-	+	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
+	+	-	-	-	-	-	-
-	+	-	-	+	-	+	+
-	-	-	-	+	-	-	-
-	-	-	-	-	-	+	-
-	-	-	-	+	+	-	-
+	+	+	+	+	+	+	+
-	+	+	-	+	+	+	-
-	-	-	-	-	-	-	-
+	+	+	+	+	+	+	+
+	-	-	-	+	+	+	-
+	-	+	-	+	+	+	-
-	-	-	-	-	-	+	-

Таблица 19

**Минеральный состав скарнов
железо-полиметаллически-редкометаллических месторождений и рудопроявлений**

Минерал	Южный Керулен		Северо-Восточная Мон-Голия		Южный Хэнтэй		Южный Керулен
	Томуртыйн-Обо	Хол-Хатук	Баян-Дунг	Эрдэнэ-Тологой	Бейсе	Баян-Обо	Тумэн-Цогт
1	2	3	4	5	6	7	8
Скарновые и околоскарновые породы							
Кальцит I	+	+	+	+	+	+	+
Апатит	+	+	+	+	+	+	+
Гроссуляр-андрадит	54-78	34; 64-67	71-78	24-26	5-10	22-34	21-28
Сфен	+	+	+	+	+	+	+
Везувиан	-	-	+	+	-	+	+
Диопсид-геденбергит	Диопсид	-	80-82	15-25	13-35	10-22; 48-56	15-22
Амфибол I	-	-	+	-	-	-	-
Скаполит	-	-	-	+	-	+	-
Эпидот I	+	+	29-33	-	-	-	30
Ортоклаз	+	+	-	-	-	+	+
Плаггиоклаз	+	+	+	-	48; 70	70	-
Ильваит	-	-	+	+	-	-	-
Послескарновые метасоматиты							
Флюорит	+	+	+	-	-	+	-
Кварц	+	+	+	+	+	+	+
Кальцит II	+	+	+	+	+	+	+
Родохрозит	+	+	+	-	-	-	-
Гранат II	89-90	81-83	-	-	-	56	-
Амфибол II	-	-	+	+	+	+	+
Мусковит	-	-	+	+	+	+	+
Серицит	-	+	-	-	-	+	+
Хлорит	+	+	+	-	-	-	+
Эпидот II	20	24-25	20-24	+	+	Редок	11; 25
Ортоклаз	+	+	+	+	+	-	+
Плаггиоклаз	+	+	+	+	+	+	+
Руды							
Галенит	-	-	+	+	+	+	+
Сфалерит	+	+	+	+	+	+	+
Ковеллин	-	-	-	-	-	-	-
Пирротин	-	-	+	-	-	-	-
Пирит	+	-	+	+	+	+	+
Арсенопирит	-	-	+	+	+	-	+
Молибденит	+	-	-	-	-	-	+
Халькопирит	+	-	+	+	-	+	+
Гематит	+	+	+	+	-	-	-
Гётит	-	+	+	-	+	-	-
Касситерит	-	-	+	+	-	-	-
Магнетит	+	+	+	-	-	-	-
Азурит	+	-	-	-	-	-	-
Малахит	+	-	-	-	-	-	-
Шеелит	-	-	+	+	+	+	+

Примечание. Для граната, пироксена, эпидота, плаггиоклаза приведены колебания состава (см. табл. 18). 2-5 - для Fe + Pb + Zn; 6-8 - для W.

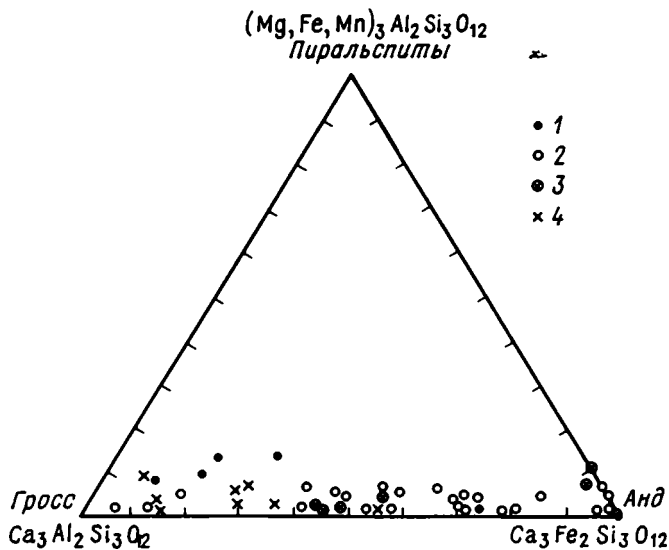


Рис. 27. Диаграмма химического состава гранатов из различных скарноворудных проявлений

1 — магнезиальных; 2 — известковых с Fe оруденением; 3 — известковых с Fe + Pb + Zn оруденением; 4 — известковых с W + Sn оруденением

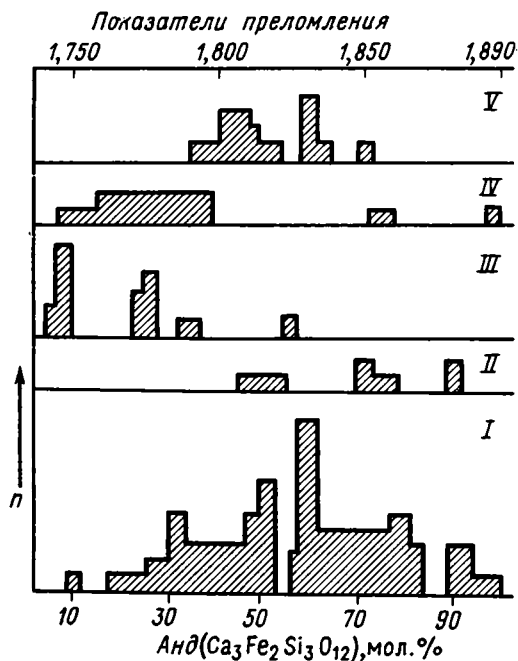


Рис. 28. Гистограмма составов граната известковых скарнов с оруденением

I — Fe, Fe + Cu. II — Fe + Pb + Zn. III — редкометалльным. IV — безрудных апомагнезиальных. V — жильных эндоскарнов
(мол. % — по показателям светопреломления; n — число измерений)

Таблица 20

Химический состав (в мас.%) гранатов

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	39,11	38,00	38,45	38,82	35,69	35,35	39,10	37,67
TiO ₂	0,49	1,14	0,14	0,50	2,23	—	0,15	0,13
Al ₂ O ₃	19,65	17,92	15,29	17,24	4,83	0,04	18,61	13,95
Fe ₂ O ₃	3,74	6,02	10,14	6,68	23,32	30,70	5,59	11,83
FeO	—	—	Не опр.	—	0,58	—	—	—
MnO	3,34	3,87	4,35	5,54	0,29	0,88	1,23	0,25
MgO	0,38	0,35	1,17	0,58	0,56	0,35	0,54	0,18
CaO	33,28	32,70	30,80	31,51	32,38	31,7	34,78	35,17
Na ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O [±]	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,99	100,00	100,34	100,87	99,88	99,02	100,00	99,18

Кристаллохимическая формула

Si	2,99	2,94	3,00	2,992	2,94	3,00	2,99	2,98
Al	1,77	1,64	1,41	1,565	0,47	—	1,67	1,30
Fe ³⁺	0,21	0,35	0,59	0,387	1,45	2,01	0,32	0,70
Ti	0,03	0,07	—	—	0,14	—	0,03	0,01
Mg	0,05	0,03	0,14	0,067	0,07	0,05	0,06	0,02
Fe ²⁺	—	—	—	—	0,04	—	—	—
Mn	0,22	0,26	0,29	0,362	0,02	0,07	0,08	0,02
Ca	2,72	2,71	2,57	2,601	2,87	2,88	2,85	2,98
Анд	10,5	17,5	29,5	19	73,0	100	16	35
Альм	—	—	—	—	1	—	—	—
Спесс	7	9	10	12	1	—	3	1
Пироп	2	1	5	2	2	—	2	1
Гросс	81,5	72,5	55,5	67	23,0	—	79	63

Примечание. Рудопроявления: 1 — Дзагастун; 2,3 — Дурвэлджин; 4 — Харату-Ула; 5 — Гурбульджи-Ула; 6 — Обот; 7 — Алаг-Эрдэнэ; 8 — Татальинское; 9–12 — Тоглоин-Худук; 13 — "Точка 7-7а"; 14–17 — Оют-Обо; 18–20 — Чиндомани-Ула; 21 — Шибени-Гол; 22 — Харганта; 23 — Халчайское; 24 — Цаган-Бургасты-Гол; 25 — Томур-Тэ; 26–28 — Баян-Джаргалант; 29 —

гроссуляр-андрадитовому ряду (от почти чистого гроссуляра до андрадита). Суммарное содержание пиральспитовых составляющих не превышает в среднем 10 мол.% (табл. 20, рис. 27).

При исследовании скарновых месторождений и рудопроявлений большое значение имеет массовое определение состава гранатов по показателям светопреломления. Ранее одним из авторов [27] было предложено определять состав гроссуляр-андрадитов, используя простую линейную зависимость показателя преломления от содержания андрадитовой молекулы.

$$N_{Гр} = 1,735 + 0,00160 \cdot n_{Анд} \text{ или } n_{Анд} = (N_{Гр} - 1,735) / 0,0016$$

(при условии, если содержание паральспитов не более 10 мол.%). На рис. 28 показана сводная гистограмма изменения состава гранатов, составленная по данным показателей

9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
39,94	36,66	36,85	35,90	36,30	38,70	36,92	36,10	36,84	37,45
—	1,07	0,23	0,92	1,27	—	0,36	0,55	1,33	—
20,78	12,20	9,80	5,98	11,09	11,16	9,63	8,84	6,09	13,29
2,44	13,20	17,30	22,74	15,47	15,52	16,90	18,71	22,74	12,42
—	—	—	—	—	—	—	1,06	—	—
0,11	0,17	0,90	0,26	1,36	1,59	1,03	0,14	1,16	3,24
0,67	0,60	0,13	0,27	0,10	0,17	—	—	0,17	0,18
36,04	34,15	33,70	33,50	33,50	32,74	33,56	33,10	32,59	32,15
—	—	—	—	—	—	0,08	0,08	—	—
—	—	—	—	—	—	0,06	0,04	—	—
—	—	—	—	—	—	0,20	0,18	—	—
99,98	98,05	98,91	99,57	99,09	99,88	98,74	98,80	100,92	98,73

Кристаллохимическая формула

3,00	2,95	2,99	2,96	2,92	3,08	3,01	2,99	3,00	3,00
1,85	1,16	0,94	0,59	1,06	1,05	0,93	0,86	0,59	1,25
0,14	0,80	1,06	1,41	0,94	0,93	1,03	1,11	1,39	0,75
—	0,07	0,01	0,05	0,08	—	0,02	0,03	0,05	—
0,08	0,07	0,01	0,03	0,01	0,02	—	—	0,02	0,02
—	—	—	—	—	—	—	0,07	—	—
—	0,01	0,06	0,02	0,10	0,11	0,07	—	0,08	0,22
2,91	2,94	2,93	2,96	2,89	2,79	2,92	2,94	2,85	2,76
7	40	53	70,5	47	46,5	51,5	57	70	37,5
—	—	—	—	—	—	—	2	—	—
—	—	2	1	3	4	2	—	3	7
2	2	—	1	—	1	—	—	1	1,0
91	58	45	27,5	50	48,5	46,5	41	26	54,5

Цэхи-Булак; 30—34 — Томуртуйн-Обо; 35 — Тумэн-Цогт; 36, 37 — Бейсе; 38, 39 — Баян-Обо; 40, 41 — Баян-Дунг. Аналитики 3,26 — С.А. Горбачева; 15,16 — Т.П. Смирнова (ЦХЛ ИГЕМ АН СССР); остальные анализы — В.А. Боронихин (рентгеноспектральная лаборатория ИГЕМ АН СССР)

преломления на примере многих скарноворудных проявлений Монголии. Анализ приведенных данных позволяет сделать следующий вывод. Существенноgrossуляровый состав (Анд, 8—40 мол.%) имеют гранаты эндоскарнов, образованных по сланцам, гранитоидам, а также гранаты безрудных апомагнезиальных скарнов (IV) и собственно известковых скарнов редкометальных рудопроявлений (III). Гранаты в пироксен-гранатовых и гранатовых скарнах, вмещающих железное, медно-железное (I) и железно-полиметаллическое (II) оруденение, характеризуются промежуточным составом (с переменным содержанием Анд, 40—85 мол.%). Существенно андрадитовый состав имеют гранаты в околорудных ассоциациях с эпидотом, амфиболом, кварцем, кальцитом. Примечательно также, что состав гранатов из жильных эндоскарнов (V), образованных по эффузивным породам (Шибейн-Гол, Цаган-Бургасты-Гол, Таталинское), габбро-диоритам, диоритам (Тоглоин-Худук, Оют-Обо и др.), также относятся к промежуточным разностям (Анд, 38—53 и 60—72 мол.%).

Т а б л и ц а 20 (окончание)

Компо- ненты	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
SiO ₂	36,95	35,82	36,85	36,3	36,15	36,3	37,08	36,21	35,58	35,90	35,15
TiO ₂	—	—	2,14	0,10	0,22	0,02	—	0,09	0,10	—	—
Al ₂ O ₃	9,93	1,38	5,30	4,51	4,43	4,13	6,70	3,32	0,81	0,60	0,04
Fe ₂ O ₃	17,34	29,65	20,11	25,22	25,24	25,67	22,00	26,78	30,27	30,8	31,13
FeO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MnO	2,49	0,74	0,71	0,43	0,54	0,32	0,78	0,32	0,65	0,50	0,18
MgO	0,32	1,18	0,07	0,10	0,12	0,02	0,43	0,91	0,28	0,52	0,13
CaO	32,15	31,21	33,80	33,41	33,30	33,59	33,00	32,36	32,33	32,43	32,45
Na ₂ O	—	—	0,38	—	—	—	—	—	—	—	—
K ₂ O	—	—	0,02	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O [±]	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,18	99,98	99,38	100,07	100,00	100,05	99,99	99,99	100,02	100,75	99,08
Кристаллохимическая формула											
Si	3,00	2,99	3,04	3,00	2,98	3,00	2,99	3,00	2,99	3,00	2,99
Al	0,95	0,14	0,52	0,44	0,42	0,40	0,65	0,32	0,08	0,06	—
Fe ³⁺	1,05	1,86	1,25	1,56	1,57	1,60	1,34	1,67	1,92	1,94	2,00
Ti	—	—	0,13	—	0,05	—	—	—	0,01	—	—
Mg	0,03	0,15	—	0,01	0,01	—	0,05	0,11	0,05	0,06	0,02
Fe ²⁺	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mn	0,17	0,05	0,05	0,03	0,03	0,02	0,06	0,02	0,05	0,04	0,02
Ca	2,80	2,79	3,00	2,95	2,94	2,98	2,89	2,88	2,91	2,90	2,95
Андр	52,5	93	69,0	78	78,5	80	67	83,5	96	97	100
Альм	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Спесс	6	2	2	1	1	0,1	2	1	2	1	—
Пир	1	5	—	—	—	—	2	4	2	2	—
Гросс	40,5	—	29	21	20,5	19	29	11,5	—	—	—

С помощью микрорентгеноспектрального анализа была изучена химическая зональность гранатов из скарнов с различными типами оруденения (табл. 21). Здесь, так же как и на многих скарноворудных месторождениях Советского Союза [13], в гранатах ранних генераций выделяется первичная зональность, а в стадии кислотного выщелачивания и рудной минерализации в них проявляется вторичная зональность (табл. VII, а, е).

Зональность в скарновых гранатах Монголии определяется их химическим составом и относится к первому типу [15]. В табл. VII показано сканирование по площади кристалла граната из жильных эндоскарнов рудопроявления Тоглоин-Худук, из нее можно видеть, что в пределах кристалла происходит изменение содержания Al₂O₃ (гроссуляра) и Fe₂O₃ (андрадита), содержание CaO при этом практически не меняется. Пиральспитовые компоненты (MgO, MnO, FeO) в гранате содержатся в незначительном количестве и не оказывают влияния на зональность. В зависимости от распределения содержания Fe₂O₃ в гранате зональность может быть прямой (нормальной) и обратной. Нормальная зональность характеризуется увеличением железистости (содержания андрадита) и отвечает естественному течению процесса скарнообразования (см. табл. 21, ан. 1—3; табл. VII.); обратная — уменьшением железистости или увеличением глино-

30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41
35,79	35,64	35,59	35,62	35,70	38,6	39,08	38,97	38,40	37,52	37,49	36,85
—	—	—	—	—	—	0,07	0,50	—	—	0,49	0,17
8,90	2,14	2,26	2,06	2,06	15,65	18,93	20,43	16,16	9,62	12,38	9,5
17,89	28,18	27,93	28,29	28,19	9,58	5,16	2,79	8,70	18,29	13,94	17,9
—	0,98	0,92	1,13	—	2,01	—	2,22	1,22	0,29	—	—
1,94	3,02	3,49	2,89	4,06	1,64	0,64	1,37	0,83	0,43	1,39	1,24
0,32	0,33	0,26	0,28	0,27	0,06	0,10	0,23	0,28	0,10	—	—
33,25	29,70	29,55	29,73	29,70	33,15	36,00	33,54	34,2	34,19	34,30	33,60
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,75	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
98,84	99,90	100,0	100,00	99,98	100,69	99,98	100,05	99,79	100,44	99,99	99,26
Кристаллохимическая формула											
2,99	3,00	2,99	3,00	3,00	3,00	2,99	2,97	2,99	3,00	2,97	2,99
0,85	0,21	0,23	0,21	0,21	1,44	1,70	1,84	1,49	0,90	1,16	1,09
1,09	1,79	1,77	1,79	1,79	0,56	0,30	0,16	0,51	1,10	0,83	0,91
—	—	—	—	—	—	—	0,03	—	—	0,03	0,01
0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	—	0,01	0,02	0,03	0,01	—	—
—	0,07	0,07	0,08	—	0,13	—	0,14	0,08	0,02	—	—
0,13	0,21	0,24	0,21	0,29	0,11	0,04	0,09	—	0,03	0,09	0,08
2,89	2,68	2,96	2,68	2,67	2,76	2,95	2,74	2,85	2,94	2,91	2,92
54,5	89	88	89	89	28	15	8	25,5	55	42	45
—	3	2	3	—	4	—	5	3	1	—	—
4	7	8	7	10	4	1	3	2	1	3	2
1	1	1	1	1	—	—	1	1	—	—	—
40,5	—	—	—	—	64	84	83	68,5	43	55	53

земистости (содержанияgrossуляра) от центра к краевым частям кристаллов граната (см. табл. 21, ан. 2—4).

Вторичная зональность проявляется в результате околорудной андрадитизации скарных гранатов (табл. VII, е), которые часто замещаются почти чистым андрадитом (до 94—100 мол.%). Повышение железистости связано с резким повышением кислотности и изменением окислительно-восстановительных условий в заключительную стадию кислотного выщелачивания и отложения рудной минерализации на фоне падения температуры. Помимо химической зональности, в гранатах отмечается также оптическая зональность, характеризующаяся чередованием анизотропных и изотропных зон практически без изменения их химического состава (см. табл. 21, ан. 5; табл. VII, а).

В виде изоморфной примеси в гранатах присутствуют Sn и Y (Орцог, Баян-Обо, Дурвэлджин и др.). На отдельных месторождениях гранат интенсивно замещает пироксен во внешних зонах скарноворудных тел и зоны практически мономинеральных гранатовых скарнов контактируют с вмещающими карбонатными породами. В свою очередь, скарный гранат замещается андрадитом, эпидотом, магнетитом, кварцем, кальцитом.

Таблица 21

Химический состав (в мас.%) зональных гранатов

Компоненты	1		2		
	центр	край	центр	промежуток	край
SiO ₂	39,12	38,03	37,15	35,65	36,84
TiO ₂	0,18	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	19,70	11,38	9,19	0,81	8,15
Fe ₂ O ₃	4,00	15,80	18,48	30,43	20,12
FeO	—	0,93	—	—	—
MnO	0,15	0,94	2,00	0,96	2,86
MgO	0,71	0,18	0,33	—	0,19
CaO	35,55	33,60	32,84	32,45	31,83
Сумма	99,41	100,86	99,99	100,30	99,99
Кристаллохимическая формула					
Si	2,99	3,00	3,00	3,00	3,00
Al	1,77	1,06	0,87	0,08	0,77
Fe ³⁺	0,23	0,94	1,13	1,92	1,24
Ti	0,01	—	—	—	—
Mg	0,08	0,02	0,03	—	0,02
Fe ²⁺	—	0,06	—	—	—
Mn	0,01	0,06	0,14	0,07	0,19
Ca	2,91	2,84	2,84	2,93	2,18
Андр	11,5	47	57	96	62
Альм	—	2	—	—	—
Спесс	—	1	5	2	6
Пир	2	2	1	—	—
Гросс	86,5	48	37	2	31

Примечание. Рудопроявления: 1 — Тоглоин-Худук; 2,3 — Томур-Тэ; 4 — Оюк-Обо; 5 — Бейсе. Аналитик В.А. Боронихин (рентгеноспектральная лаборатория ИГЕМ АН СССР).

Клинопироксен слагает пироксеновые, пироксен-гранатовые скарны, пироксен-плагноклазовые и пироксен-скаполитовые околоскарновые породы. Парагенезисы с везувианом имеют ограниченное развитие. Морфология кристаллов клинопироксена определяется структурно-текстурными особенностями замещаемой породы: по чистым мраморам образуются сравнительно крупные длиннопризматические кристаллы, часто с радиально-лучистыми агрегатными сростаниями; по ороговикованным известково-кремнистым сланцам развиты мелкие идиоморфно-изометричные зерна, а в околоскарновых породах — агрегатные скопления и прожилки из мелких удлинённых и короткостолбчатых зерен. В пироксен-гранатовых скарнах пироксен обычно наблюдается в виде неправильных зерен; он часто замещается и разъедается гранатом при разрастании зоны гранатовых скарнов.

Результаты химических анализов клинопироксенов из главных парагенетических ассоциаций приведены в табл. 22. На диаграмме (рис. 29) показано, что они относятся к серии диопсид—геденбергит. Содержание иогансенитовой молекулы в среднем не более 10%, и только на железо-полиметаллическом рудопроявлении Баян-Дунг содержание иогансенита в клинопироксене возрастает до 20 мол.%. В клинопироксенах из жильных эндоскарнов содержание Al₂O₃ может составлять 4,6 мас.%. На рис. 30 приведена гистограмма, построенная по оптическим данным клинопироксенов из рудопроявлений с железным (I), железо-медным (II) и железо-полиметаллическим и редкометальным (III) оруденением, где наиболее распространен пироксен. Геденбергитовая состав-

3			4		5	
центр	промежуток	край	центр	край	центр	край
35,52	36,7	35,6	35,54	36,84	37,64	38,53
—	—	—	—	—	—	—
0,98	7,2	1,26	0,32	6,39	18,61	20,5
29,9	21,2	29,5	30,96	22,45	3,89	2,10
0,34	0,5	0,34	—	—	—	0,60
1,58	2,63	1,94	0,30	0,66	1,43	0,66
0,26	0,24	0,23	0,31	0,35	0,24	0,24
31,39	31,56	31,20	32,57	33,26	34,56	34,64
99,97	100,03	100,07	100,0	99,95	96,37	97,27
Кристаллохимическая формула						
2,99	3,00	3,01	2,96	3,00	2,96	3,00
0,10	0,68	0,10	0,03	0,62	1,76	1,88
1,90	1,31	1,88	1,97	1,38	0,23	0,12
—	—	—	—	—	—	—
0,03	0,03	0,03	0,04	0,05	0,02	0,03
0,03	0,03	0,03	—	—	—	0,04
0,11	0,18	0,14	0,02	0,05	0,10	0,04
2,84	2,70	2,82	3,01	2,91	2,96	2,89
95	65,5	97,0	98	69	11,7	5,9
1	1	1	—	—	—	3,7
3	6	1	1	2	3,3	1,5
1	1	1	1,5	2	0,8	0,8
—	26,5	—	—	27	84,2	88,0

ляющая определялась по диаграмме состав—свойства для пироксенов изоморфной серии *Ди—Гед—Юг* [26].

Из всех приведенных данных можно видеть, что содержание геденбергита в клинопироксенах известковых скарнов Монголии колеблется в интервале от 3—8 до 82 мол.%. Изменение состава клинопироксена отмечается в пределах отдельных его кристаллов, парагенетических ассоциаций, а также зависит от состава замещающей алюмосиликатной и карбонатной породы. Так, в пироксеновых и пироксен-гранатовых скарнах клинопироксен относится к салиту и ферросалиту (*Гед*, 30—70 мол.%) и очень редко к конечному члену серии — геденбергиту. В околоскарновых породах и эндоскарнах состав клинопироксена варьирует от диопсида до салита (*Гед*, 30 мол.%).

На редкометальных рудопрооявлениях дискретность в составе клинопироксена выражена менее четко и определяется в основном составом замещаемых ороговикованных карбонатно-сланцевых пород. Содержание геденбергита в пироксен-гранатовых скарнах здесь не превышает 30—45 мол.%. В известково-скарновых зонах также проявлена общая закономерность уменьшения содержания геденбергитовой составляющей в клинопироксене от карбонатной породы к алюмосиликатной. На регрессивной стадии клинопироксен замещается амфиболом, кварцем, карбонатом, рудными минералами.

Везувиан встречается на многих изученных скарноворудных проявлениях. Вопрос о составе и условиях его образования в известковых скарнах остается пока не вполне ясным. По многочисленным наблюдениям и литературным обобщениям Л.И. Шабыни-

Химический состав (в мас.%) пироксенов

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	54,33	54,40	52,73	52,43	49,48	51,70	53,84	52,40	52,79
TiO ₂	0,08	—	0,04	—	0,43	—	—	0,20	0,02
Al ₂ O ₃	0,77	0,60	0,21	0,93	4,57	0,44	1,60	1,46	0,10
FeO	6,06	6,98	8,55	7,03	7,39	12,83	2,29	3,20	6,78
MnO	0,32	0,46	1,62	0,18	0,15	1,24	0,40	0,32	0,99
MgO	16,16	14,65	12,50	14,13	13,07	9,80	16,23	5,90	13,93
CaO	23,63	23,73	23,54	24,80	25,31	23,03	25,64	24,45	25,13
Na ₂ O	0,19	0,38	0,13	0,26	0,20	0,33	—	0,61	—
K ₂ O	0,02	—	—	—	0,02	0,03	—	0,06	—
Сумма	101,56	101,2	99,32	99,76	100,62	99,40	100,00	98,6	99,74
Кристаллохимическая формула									
Si	1,97	1,99	2,00	1,95	1,83	1,99	1,96	1,96	1,97
Al ^{IV}	0,03	0,01	—	0,04	0,17	0,01	0,04	0,03	—
Al ^{VI}	0,01	0,02	0,01	—	0,03	0,01	0,03	—	—
Ti	—	—	—	—	—	—	—	0,01	—
Fe ²⁺	0,18	0,21	0,27	0,22	0,23	0,41	0,07	0,10	0,21
Mg	0,87	0,80	0,71	0,78	0,71	0,56	0,88	0,89	0,77
Mn	0,01	0,02	0,05	0,01	0,01	0,04	0,01	0,01	0,03
Ca	0,92	0,93	0,95	0,99	1,00	0,96	1,00	0,98	1,00
Na	0,01	0,03	0,01	0,02	0,01	0,02	—	0,02	—
<i>al</i>	1,3	0,98	0,32	1,33	6,7	0,66	2,34	2,3	—
<i>fm</i>	17,1	20,8	27,6	22	24,5	42,2	7,36	10,2	21,4

Примечание. Рудопрооявления: 1–3 – Оют-Обо; 4,5 – Тоглоин-Худук; 6 – Шибени-Гол; 7 – Томур-Тэ; 8 – Алаг-Эрдэнэ; 9 – Баян-Джаргалант; 10 – Харату-Ула; 11 – Эрдэнэ-Тологой; 12 – Бейсе; 13–15 – Баян-Обо; 16 – "Точка 7-7а"; 17–19 – Баян-Дунг; 20 – Томуртыйн-Обо.

на, Н.Н. Перцева и др. [70, 75], магнезиальный везувиан образуется на месте магнезиальных и высокоглиноземистых минералов скарнов доломитовых контактов. Везувиан с пониженной магнезиальностью принадлежит к глиноземсодержащим скарноидам и роговикам и не образуется в экзоскарнах по чистым известнякам. Близкие соотношения по распространенности и локализации везувиана отмечаются в известковых скарнах Монголии. На рудопрооявлениях магнезиально-скарновой формации этот минерал развивается по околоскарновым и шпинель (флогопит)-пироксеновым породам. Характерны следующие минеральные ассоциации в направлении к алюмосиликатной породе: пироксен + везувиан, пироксен + везувиан + гранат и везувиан + гранат + клиноцоизит. В этих минеральных ассоциациях везувиан наблюдается чаще всего в виде неправильных кристаллобластов с включениями пироксена, шпинели или флогопита. В шифах везувиан отличается от граната присутствием спайности по [010], аномальными цветами интерференции, низким светопреломлением ($n_0 = 1,705$, $n_e = 1,699$). Содержания MgO (табл. 23) в везувианах рудопрооявлений Дурвэлджин и Гурбульджи-Ула соответствуют таковым из апомагнезиальных известковых скарнов.

На известково-скарновых рудопрооявлениях железа (Баян-Джаргалант, Томур-Тэ, Таталынское) и редких металлов (Бейсе, Баян-Обо) везувиан встречается в тех же минеральных парагенезисах с гранатом, пироксеном, но уже в экзоскарнах, образованных по мраморам и ороговикованным карбонатно-алюмосиликатным сланцам протерозоя. В известковых экзоскарнах этот минерал образует призматические кристаллы, часто собранные в радиально-лучистые агрегаты. Светопреломление $n_0 = 1,729 \div 1,733$ и $n_e = 1,714 \div 1,719$. Химический состав таких везувианов характеризуется более высоким

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
51,44	53,33	52,74	53,55	53,21	51,06	49,30	48,81	49,90	49,30	54,43
—	0,08	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1,06	1,34	0,16	0,46	0,37	0,32	0,70	0,06	0,00	—	0,40
12,84	2,30	11,16	5,19	13,01	20,69	21,07	24,71	19,13	23,2	0,98
—	0,19	0,25	0,61	0,91	1,46	3,98	3,64	6,06	3,27	1,84
8,24	16,63	11,58	12,88	10,32	3,98	2,04	0,30	2,33	1,64	16,34
23,67	24,75	24,17	25,82	24,06	23,13	22,60	22,36	23,20	23,55	26,12
0,86	0,42	—	0,34	—	0,19	0,44	0,20	0,17	0,03	—
—	0,01	—	0,01	—	—	0,02	0,02	0,02	0,02	—
98,11	99,05	100,06	98,86	101,88	100,83	100,15	100,10	100,91	100,96	100,11

Кристаллохимическая формула

2,00	1,96	1,99	2,01	2,00	2,02	2,00	2,01	2,00	2,00	1,97
—	0,04	0,01	—	—	—	—	—	—	—	0,02
0,05	0,02	—	0,02	0,01	0,01	0,01	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,42	0,071	0,35	0,16	0,40	0,69	0,725	0,85	0,64	0,79	0,03
0,48	0,91	0,65	0,72	0,57	0,24	0,122	0,02	0,14	0,10	0,90
—	0,01	0,01	0,02	0,02	0,05	0,137	0,13	0,21	0,11	0,06
0,99	0,97	0,99	1,04	1,00	0,98	0,983	0,98	1,00	1,00	1,03
0,07	0,03	—	—	—	0,01	0,01	—	0,01	—	—
1,69	1,99	0,33	0,7	0,33	0,3	1	—	—	—	0,67
46,6	7,1	35,0	2,0	40,0	69,0	78,0	97,7	82,05	88,76	3,22

содержанием Al_2O_3 и низким — MgO и отвечает везувианам экзоскарновых зон, образованным по карбонатным породам с примесью глиноземистого материала. На рудопроявлении Тумэн-Цогт везувиан входит в состав грейзеновой апоскарновой ассоциации с флюоритом, плагиоклазом и шеелитом.

В последней работе по синтезу магнезиального везувиана и определению полей его устойчивости, проведенной М.Ф. Хохелла и др. [81], показано, что минерал может быть устойчив в широком интервале температур. Верхний предел устойчивости определяется реакцией везувиан = волластонит + мелилит + монтичеллит + H_2O при 825 и 862 °C соответственно при флюидном давлении 1 и 2 кбар. При температурах ниже 400 °C и X_{CO_2} ниже 0,0015 и $P_{флю}$ = 2 кбар везувиан может быть устойчив в присутствии кварца в соответствии с реакцией дегидратации $Вез + 4Кв = 5Гросс + 3Ди + Волл + 4H_2O$.

Минералы группы *эпидота* часто встречаются в известковых скарнах изученных рудопроявлений. Они слагают эндоскарновые зоны внутренних частей скарноворудных тел (ортоклазовые эпидозиты, эпидот-гранатовые породы); образуются при замещении (или гистерогенном разложении) пироксена, граната и плагиоклаза в собственно известковых и апомагнезиальных скарнах; андрадит, амфибол, кварц, кальцит слагают околорудные метасоматиты на железных, медно-железных, железо-полиметаллических рудопроявлениях.

В эпидозитах и эпидот-гранатовых эндоскарнах биметасоматических тел широко развит зеленый эпидот, составляющий обычно основную часть скарновой породы. По светопреломлению $n_g = 1,768 \div 1,779$, $n_p = 1,732 \div 1,735$, $n_g - n_p = 0,036 \div 0,045$, а также химическому составу минерал отвечает наиболее высокому содержанию в нем писта-

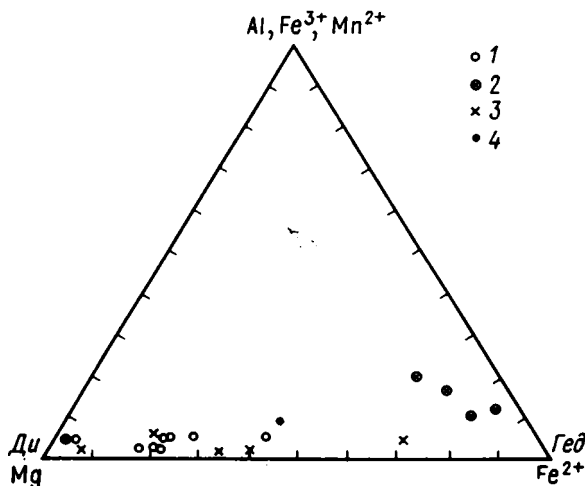


Рис. 29. Диаграмма химического состава клинопироксенов из скарнов

1 — известковых; 2 — известковых с Fe + Pb + Zn оруденением; 3 — известковых с W—Sn оруденением; 4 — магнезиальных

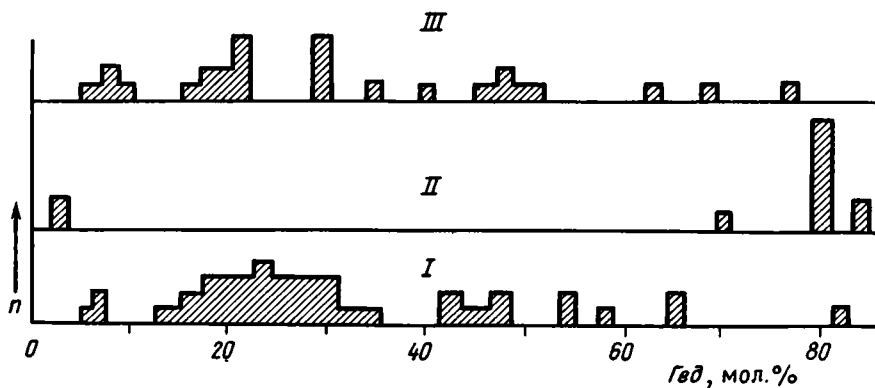


Рис. 30. Гистограмма составов клинопироксенов известковых скарнов

цитовой составляющей, в пределах 28–35 мол. % (табл. 24). При гистерогенном разложении скарновых минералов и в околорудных метасоматитах (с андрадитом, амфиболом, кварцем, кальцитом, хлоритом и рудными) стадии кислотного выщелачивания содержания пистацита в зеленом эпидоте заметно снижаются — до 24–25 и 20–15 мол. % (светопреломление: $n_g = 1,765 \div 1,747$ и $n_p = 1,732 \div 1,725$, $n_g - n_p = 0,024 \div 0,033$). Такая же тенденция изменения состава зеленого эпидота выявлена ранее К.В. Подлесским на ряде скарново-железорудных месторождений Урала [62].

В практически безрудных пироксен-плаггиоклазовых околоскарновых породах внутренних частей магнезиально-скарновых тел встречен розовый клиноцоизит. В шлифах минерал бесцветный, отличается длиннопризматическими кристаллами и двойниковой структурой. Светопреломление: $n_g = 1,699 \div 1,716$, $n_p = 1,693 \div 1,710$, $n_g - n_p = 0,006$. По химическому составу это кальциевый алюмосиликат с незначительной примесью (не более 1,5 мас.%) FeO и MnO (табл. 24, ан. 13). Клиноцоизит образуется на месте основного плаггиоклаза (анортита) околоскарновой породы без привноса глинозема в условиях более низкой окислительной обстановки (низкой фугитивности кислорода), чем более железистые зеленые эпидоты [82]. Реже в апомагнезиальных и известковых скарнах встречаются мелкие бурые зерна редкоземельного эпидота (алланита). Свето-

Химический состав (в мас.%) везувианов

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	37,83	35,90	36,92	37,15	37,13	37,73
TiO ₂	3,30	2,56	2,50	0,04	0,75	0,53
Al ₂ O ₃	12,33	14,30	14,86	16,50	16,99	17,63
Fe ₂ O ₃	7,02	6,51	4,91	—	4,19	—
FeO	—	—	—	7,14	—	2,69
MnO	—	2,64	0,17	0,57	0,12	0,05
MgO	4,55	3,18	2,49	1,07	1,59	4,29
CaO	34,61	32,15	36,36	35,95	36,84	35,76
K ₂ O	—	—	0,02	—	0,03	0,02
Na ₂ O	—	—	0,39	—	0,25	0,15
Сумма	99,64	97,24	98,62	98,42	97,89	98,85
Кристаллохимическая формула						
Si	9,00	8,88	8,90	9,00	8,97	8,89
Al ^{IV}	—	0,12	0,10	—	0,03	0,11
Al ^{VI}	3,59	4,00	4,03	4,72	4,82	4,80
Fe ³⁺	1,27	1,19	0,90	—	0,76	—
Ti	0,59	0,49	0,45	—	0,15	0,08
Mg	1,63	0,91	0,38	0,39	0,32	1,52
Fe ²⁺	—	—	—	1,44	—	0,54
Mn	—	0,55	0,04	0,12	—	—
Na	—	—	0,17	—	0,15	0,08
Ca	8,92	8,54	9,41	9,33	9,53	8,97

Примечание. Рудопроявления: 1 — Гурбульджи-Ула; 2 — Дурвэлджин; 3 — Баян-Обо; 4 — Баян-Джаргалант; 5 — Бейсе; 6 — Эрдэнэ-Тологой. Аналитик В.А. Боронихин (рентгеноспектральная лаборатория ИГЕМ АН СССР).

преломление минерала высокое ($n_g > 1,78$), двупреломление низкое ($n_g - n_p = 0,012 \div 0,015$), плеохроизм слабый. Точный химический состав алланита с помощью микронзонда получить не удалось, поскольку под действием рентгеновского луча минерал быстро переходит в метамиктное состояние и разрушается. Примерный количественный состав компонентов (в мас.%) в алланите из рудопроявления Дурвэлджин следующий: SiO₂ — 39,32; TiO₂ — 2,27; Al₂O₃ — 12,59; FeO — 4,83; MnO — 2,47; MgO — 2,29; CaO — 20,93; Ce₂O₃ — 4,0; La₂O₃ — 1,88; Nd₂O₃ — 0,98. Редкие земли (TR) расшифрованы и определены на ЛМА-1 Е.А. Кориной (спектральная лаборатория ИГЕМ АН СССР). Следует также отметить, что в минеральных ассоциациях с гранатом глиноземистость эпидота остается всегда ниже, чем у граната.

Плаггиоклаз обычно входит в состав околоскарновых пород известковых скарнов пироксен-гранатовый температурной ступени. Наиболее распространенным является парагенезис плаггиоклаза с клинопироксеном (салитом). Состав плаггиоклаза при этом варьирует в широком интервале значений (An , 30–70 мол.%) на редкометальных рудопроявлениях Бейсе, Баян-Обо, (An , 70–96 мол.%) на железо-медных рудопроявлениях Тоглоин-Худук, Оют-Обо и др. Обычно эта минеральная ассоциация характеризует условия нормальной щелочности гидротермальных растворов. Двуминеральный парагенезис плаггиоклаза с гранатом встречается редко (Шара-Булак); чаще в жильных скарнах среди гранитоидов и эффузивов, а также в тыловых зонах преобразованных магнезиальных скарнов отмечается трехминеральная ассоциация плаггиоклаз + пироксен + гранат. В этом случае соотношения составов минералов более сложные, но общая

Таблица 24

Химический состав (в мас. %) эпидитов

Компоненты		2	3	4	5	6
SiO ₂	36,95	36,55	38,11	37,66	37,85	37,86
TiO ₂	—	—	—	—	0,03	0,06
Al ₂ O ₃	20,03	20,9	21,58	22,21	21,8	25,79
Fe ₂ O ₃	17,11	15,8	16,57	16,08	15,86	11,81
FeO	—	—	—	—	—	—
MnO	0,43	0,26	0,39	0,27	0,59	0,49
MgO	0,10	0,02	0,15	0,12	0,22	0,20
CaO	23,0	22,70	23,07	23,66	22,70	22,96
Na ₂ O	—	—	—	—	0,49	0,08
K ₂ O	—	—	—	—	0,04	0,02
Сумма	97,62	96,23	99,87	100,00	99,58	99,27
Кристаллохимическая формула						
Si	3,00	3,00	3,00	2,98	3,00	3,00
Al ^{IV}	—	—	—	0,02	—	—
Al ^{VI}	1,91	2,01	2,00	2,03	2,04	2,34
Ti	—	—	—	—	—	—
Fe ³⁺	1,04	0,98	0,99	0,95	0,95	0,69
Mg	0,01	—	0,02	0,01	0,02	0,02
Fe ²⁺	—	—	—	—	—	—
Mn	0,03	0,02	0,03	0,02	0,04	0,03
Ca	2,00	1,99	1,95	2,99	1,93	1,92
ОН	1,07	1,01	2,02	1,99	1,05	0,91
Na	—	—	—	—	—	—
K	—	—	—	—	—	—
<i>fm</i>	35	33	33	32	32	23

Примечание: Рудопрооявления: 1 — Харату-Ула; 2 — Цаган-Бургасть-Гол; 3—6 — Чиндома-ни-Ула; 7 — Харганта; 8 — Хапчайское; 9 — "Точка 7-7а"; 10, 11 — Тоглоин-Худук; 12 — Бейсе; 13 — Ушкин-Даба. Аналитик В.А. Боронихин (рентгеноспектральная лаборатория ИГЕМ АН СССР).

тенденция соответствия их составов проявляется следующим образом. Например, в апомагнезиальных скарнах на р/п Дурвэлджин и железорудном Тоглоин-Худук с плагиоклазом (Ан, 60 до 95 мол.%) сосуществует гранат (Анд, 30—35 мол.%), а на редкометальном р/п Бейсе с почти чистымgrossуляром (Анд, 4—9 мол.%) — плагиоклаз (Ан, 33—48 мол.%). Как известно, такие соотношения отражают различный уровень кислотности гидротермальных растворов [12]. В первом случае скарнирование происходит в условиях пониженной ($K_{\text{P}}^{\text{Пл/Гр}} < 1$), во втором — в условиях повышенной ($K_{\text{P}}^{\text{Пл/Гр}} > 1$) кислотности растворов. Более кислый плагиоклаз — альбит обычно встречается в постскарновых (околорудных) метасоматитах с Амф, Кв, Ка, Хл, Эп на скарново-железорудных и с Кв, Флю, Эп на редкометальных рудопрооявлениях.

Скаполит входит в состав околоскарновых пород повышенной щелочности. В парагенезисе с клинопироксеном (салитом) минерал обычно слагает зону эндоскарнового изменения гранитоидов повышенной щелочности (Алаг-Эрденэ, Баян-Обо). Светопреломление его ($n_o = 1,553 \div 1,562$, $n_e = 1,537 \div 1,540$, $n_o - n_e = 0,012 \div 0,015$) отвечает содержанию 25—37 мол.% Ме. В жильных (Тоглоин-Худук, Шибейн-Гол и др.) и апомагнезиальных (Билютин-Гол, Оют-Тологой и др.) эндоскарнах скаполит образует минеральную ассоциацию с плагиоклазом, пироксеном и гранатом. Примечательно,

7	8	9	10	11	12	13
36,60	36,25	37,15	38,20	38,40	38,16	39,66
0,02	—	0,07	0,08	0,08	0,09	—
20,49	21,80	22,30	23,84	24,40	26,54	33,77
14,79	13,5	14,40	13,24	12,73	6,55	—
—	—	—	—	—	—	0,99
0,19	0,14	0,37	0,30	0,14	0,20	0,33
0,07	0,03	0,03	0,06	0,08	0,09	0,15
23,27	22,2	22,8	23,50	23,50	24,78	24,58
—	0,01	0,02	0,04	—	0,11	0,23
—	0,20	0,12	0,04	—	0,03	0,06
95,43	94,13	97,26	99,3	99,33	96,55	99,77
Кристаллохимическая формула						
3,00	3,01	2,99	3,00	3,00	3,01	2,95
—	—	0,01	—	—	—	0,05
2,06	2,13	2,12	2,20	2,24	2,54	2,91
—	—	—	—	—	—	—
0,92	0,85	0,87	0,78	0,75	0,41	—
—	—	—	0,01	0,01	0,01	0,01
—	—	—	—	—	—	0,06
0,01	—	0,03	0,0	—	0,01	0,02
2,00	1,97	1,97	1,98	2,00	2,00	1,96
1,04	1,06	1,05	1,04	1,01	0,87	1,17
—	—	—	—	—	0,02	0,03
—	0,03	0,02	—	—	—	—
31	29	29	26	25	14	2

что скаполит, сосуществующий в жильных скарнах с плагиоклазом, имеет обычно более основной состав (*Me*, 20—45 мол.%). Такие соотношения составов сосуществующих скаполита и плагиоклаза могут отвечать породам только глубинных комплексов. Появление скаполита в жильных эндоскарнах изученных рудопоявлений связано, по-видимому, прежде всего с изменением активностей щелочей и летучих (*Cl*) в растворах, а не с высоким давлением (активностью) CO_2 .

Ортоклаз чаще встречается в эпидозитах; в околоскарновых породах повышенной щелочности (в парагенезисе с пироксеном или гранатом) он редок.

Кварц на железорудных проявлениях образуется обычно как пострудный минерал. Позднее окварцевание магнетитовых руд часто сопровождается мартитизацией; кварцевые жилы с гематитом — очень распространенный тип оруденения в известковых скарнах. На скарново-редкометалльных проявлениях кварц образует иногда зоны приконтактового выщелачивания (по пироксен-плагиоклазовым околоскарновым породам), а также кварц-полевошпатовые жилы с шеелитом, молибденитом.

Шпинель встречена в известковых скарнах двух железорудных проявлений: Тогоин-Худук и Таталыньское. Минеральная ассоциация гранат + шпинель + плагиоклаз + кальцит представляет эндоскарновое преобразование соответственно габбро-диоритов и эффузивных пород. Текстурно-структурные соотношения с гранатом

Таблица 25

Химический состав (в мас.%) минералов известковых скарнов

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	—	0,06	30,59	68,46	43,89	52,45
TiO ₂	—	—	0,02	—	—	—
Fe ₂ O ₃	—	5,35	19,02	—	—	—
Al ₂ O ₃	65,51	58,93	—	20,05	35,70	24,38
FeO	3,68	4,40	31,50	—	—	—
MnO	0,12	1,66	3,49	—	—	—
MgO	17,03	12,78	0,28	—	—	—
CaO	—	0,09	13,77	0,54	19,40	9,35
ZnO	13,66	16,49	—	—	—	—
Na ₂ O	—	—	—	11,40	0,28	7,79
K ₂ O	—	—	—	0,32	0,05	1,01
Cl	—	—	—	—	—	2,46
CO ₂	—	—	—	—	—	1,85
Сумма	100,00	99,76	98,67	100,77	99,32	99,29
Миналы	—	—	—	98 Аб	3 Аб	52 Ма
	—	—	—	02 Ан	97 Ан	48 Ме
Кристаллохимическая формула						
Si	—	—	2,05	—	—	—
Fe ³⁺	—	0,12	1,06	—	—	—
Al	2,00	1,88	—	—	—	—
Mn	—	0,04	0,20	—	—	—
Mg	0,66	0,52	0,03	—	—	—
Fe ²⁺	0,08	0,09	1,67	—	—	—
Zn	0,26	0,33	—	—	—	—
Ca	—	0,01	0,99	—	—	—

Примечание. 1, 2 — шпинель; 3 — ильваит; 4, 5 — плагиоклаз; 5, 6 — скаполит. Рудопроявления: 1 — Тоглоин-Худук; 2 — Татальское; 3 — Баян-Дунг; 4–6 — Тоглоин-Худук. Аналитик В.А. Боронихин (рентгеноспектральная лаборатория ИГЕМ АН СССР).

ленной шпинели показывают, что последняя возникает позднее граната. Кубики и октаэдры зеленой шпинели образуют агрегатные скопления вокруг бесцветного граната (табл. VI, в). В сравнении со шпинелью из магнезиальных скарнов магматического этапа ее химический состав (табл. 25) отличается более высоким содержанием окиси цинка и низким — закиси железа и относится к аутомолиту [55]. Появление постмагматической шпинели в контактово-инфильтрационных известковых эндоскарнах связано с привнесением гидротермальными растворами MgO при инфильтрации их через доломитсодержащие карбонатные породы на пути к алюмосиликатной породе.

Ильваит — редкий минерал в известковых скарнах Монголии и встречается только на рудопроявлении Баян-Дунг с магнетит-сфалеритовым типом оруденения. Минерал образует гнездобразные скопления в геденбергитовом скарне и сопровождается магнетитом, эпидотом, кварцем и кальцитом. Призматические его кристаллы обычно с пирамидальными гранями (размер до 1,0 мм). Минерал черный непрозрачный или просвечивает бурым цветом, выделяется резким плеохроизмом в проходящем свете от черного (по N_g) до бурого, красновато-коричневого (по N_p) и двуотражением от светло-серого до синего цвета в полированном шлифе. Светопреломление бурого ильваита $n_g = 1,874 \pm 0,005$, $n_p = 1,864 \pm 0,006$. По химическому составу (см. табл. 25) и минеральной ассоциации с геденбергитом и магнетитом ильваит Монголии близок к таковым известковых скарнов СССР: Средней Азии (Минбулак,

Сангардак и др.), Кавказа (Мукулан) и Дальнего Востока (Дальнегорск) [7]. Тесная ассоциация ильванита с рудными (магнетитом, гематитом) и постскарновыми минералами указывает на его образование при изменении и оруденении известковых скарнов.

Типы пород и зональность

Скарноворудные тела на месторождениях и рудопоявлениях известково-скарновой формации Монголии сложены метасоматическими породами, образованными путем замещения гранитоидов, эффузивов, сланцев (эндоскарны) и известняков, доломитов, известковистых сланцев (экзоскарны), залегающих в высокотемпературных контактовых ореолах интрузивов нормальной и повышенной щелочности.

На изученных рудопоявлениях рудомещающими породами являются преимущественно экзоскарны, среди которых выделяются пироксеновые, гранатовые и пироксен-гранатовые фации скарнов. По мере изменения физико-химических условий в течение скарнового процесса во внешних частях скарноворудных тел на контакте с боковыми карбонатными породами могут последовательно располагаться пироксеновые, пироксен-гранатовые и гранатовые скарны. На рис. 31 изображены диаграммы состав–парагенезис известковых скарнов с учетом химического состава минералов и минеральных ассоциаций пироксен-(скаполит)-плаггиоклазовой (см. рис. 31, а, б) и полевошпатово-эпидотовой фации (см. рис. 31, в) околоскарновых пород, четко обособленных в эндоконтакте скарноворудных тел.

Пироксеновые скарны на рудопоявлениях известково-скарновой формации имеют ограниченное развитие. Наиболее мощные зоны пироксеновых скарнов (до 12 м) встречены на свинцово-цинковом проявлении Баян-Дунг на северо-востоке страны; на целом ряде других объектов пироксеновые скарны сохраняются лишь в виде ре-

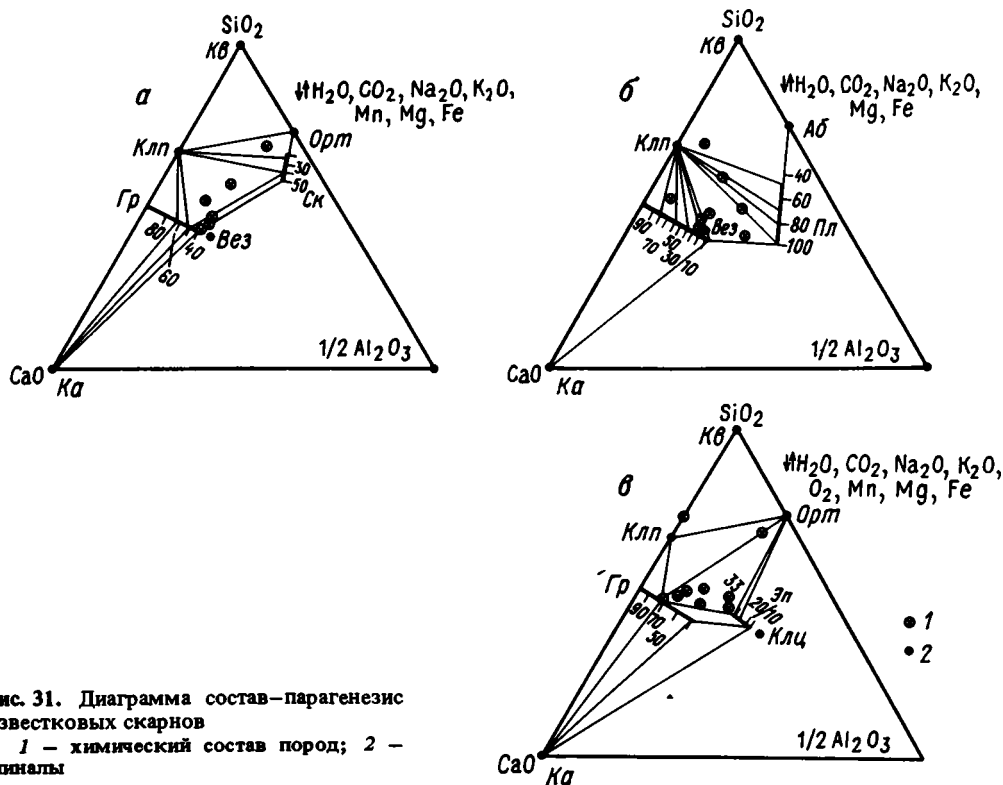


Рис. 31. Диаграмма состав–парагенезис известковых скарнов
1 — химический состав пород; 2 — минералы

Таблица 26

Химический состав (в мас.%) известковых скарнов

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	47,50	38,74	38,07	47,8	39,30	41,58	40,4
TiO ₂	Сл	0,44	0,93	Сл	0,47	0,93	0,79
Al ₂ O ₃	0,44	12,64	13,02	0,52	7,70	19,33	13,25
Fe ₂ O ₃	3,79	11,23	4,23	6,87	17,30	8,95	9,62
FeO	3,88	0,62	1,15	6,69	0,54	1,95	2,29
MnO	8,64	0,31	0,13	5,56	1,66	0,56	0,56
MgO	6,51	1,41	10,06	6,17	1,58	2,63	3,04
CaO	15,04	32,14	28,23	22,76	30,17	21,51	25,99
Na ₂ O	0,18	0,23	0,1	0,12	0,03	0,77	0,52
K ₂ O	0,05	0,07	0,08	0,01	0,01	0,13	0,41
H ₂ O ⁻	2,31	0,19	0,02	0,70	0,10	0,02	0,20
H ₂ O ⁺	2,03	0,22	0,89	0,99	0,47	0,69	0,79
П.п.п.	—	—	—	1,25	0,20	—	—
CO ₂	3,28	—	3,90	—	—	0,20	—
ZnO	—	—	—	0,07	0,02	—	—
P ₂ O ₅	—	0,34	0,01	—	—	0,63	0,22
Cl	—	—	—	—	—	0,20	—
Сорг	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,65	98,58	100,82	99,55	99,56	100,08	98,08
Al/Si	0,00	0,4	0,3	0,0	0,20	0,5	0,3
Si/Ca	3,15	1,2	1,35	2,1	1,3	1,9	1,6
Al/Ca	0,0	0,3	0,3	0,0	0,3	0,9	0,5
Fe ³⁺ /Fe ²⁺	2,5	18,1	3,7	1,1	32,0	4,6	4,2

Примечание. 1 — измененный, оруденелый *Пи* скарн; 2, 3 — *Пи* + *Гр* скарн из контакта с доломитовым мрамором; 4, 5 — *Пи* + *Гр* экзоскарн; 6, 7 — *Пи* + *Гр* эндоскарн; 8, 9 — *Гр* скарн; 10 — *Эп* + *Гр* порода; 11, 12 — эпидозит; 13, 14 — *Пл* + *Гр* + *Ка* порода; 15 — *Ск* + *Пл* + *Пи* + *Гр* порода; 16 — *Орт* + *Гр* порода. Рудопроявления: 2,3 — Алаг-Эрдэнэ; 1, 4, 5, 9, 12 — Томур-Тэ;

ликовых линз и участков среди более мощных зон пироксен-гранатовых и гранатовых пород. Пироксеновые скарны сложены преимущественно клинопироксеном: мелкозернистым в контакте с известковистыми сланцами и более крупнозернистым в контакте с чистым мрамором. Состав клинопироксена в одноименном скарне представлен в основном салитом (салитовая фация, по В.А. Жарикову [23]), однако во многих случаях можно видеть увеличение его железистости от диопсида до салита и от салита до ферросалита и геденбергита (см. рис. 30), что находится в связи с повышением кислотности растворов, изменением окислительно-восстановительных условий на фоне падения температуры и рудной минерализации.

В апомагнезиальных скарнах Харату-Ула салитовые скарны образуются путем замещения диопсидовых магнезиальных скарнов. Для примера в табл. 26 (ан. 1) приведен химический состав пироксенового скарна из контакта с доломитовым мрамором (Томур-Тэ). Образование скарна происходило в условиях значительного выноса Mg и Ca (см. табл. 7) и привноса Si (отношение Si/Ca = 3,15). В составе скарна отмечается присутствие Zn и клинопироксен относится к манган-салиту.

Отложение рудных минералов (магнетита, гематита, сульфидов железа, меди, цинка) обычно сопровождается замещением клинопироксена эпидотом, уралитом, кварцем, кальцитом, иногда существенно андрадитовым гранатом. В сульфидно-шеелитовых рудопроявлениях Бейсе и Тумэн-Цогт в пироксеновых скарнах отмечаются гнезда и поздние прожилки с флюоритом, плагиоклазом, кварцем, иногда с везувианом, а также с сульфидами и очень редко с шеелитом.

8	9	10	11	12	13	14	15	16
39,10	34,70	39,25	39,88	36,90	36,57	48,71	46,7	57,88
0,08	0,08	0,60	0,82	0,11	0,11	0,08	0,82	0,10
4,85	4,75	8,39	17,62	17,55	26,63	8,99	11,99	17,84
19,70	21,44	9,90	12,04	16,23	1,36	6,77	4,86	1,84
0,31	0,95	1,68	1,17	0,24	0,18	2,97	3,73	0,73
0,58	2,45	0,59	0,43	1,69	0,09	0,41	0,57	0,19
0,05	0,31	1,66	3,32	0,72	0,65	4,95	3,33	0,44
31,6	30,92	27,72	21,72	21,12	28,05	17,42	19,51	7,14
0,01	0,02	0,03	0,05	0,06	0,54	2,43	4,09	2,08
0,03	0,00	0,04	0,05	0,27	0,24	1,15	0,59	9,91
0,48	Не обн.	0,05	0,14	0,29	0,14	0,24	0,15	0,07
0,30	0,49	1,00	0,99	2,25	2,00	1,24	1,19	0,45
—	3,52	—	—	2,03	—	—	—	—
3,40	—	7,75	—	—	3,20	3,30	1,15	—
—	0,01	—	—	0,62	—	—	—	—
0,06	—	0,19	0,44	—	0,1	0,03	0,21	0,13
—	—	—	—	—	—	—	—	0,51
—	—	—	0,24	—	Нет	Нет	0,34	—
100,55	99,64	98,85	98,91	100,08	99,86	98,69	99,23	99,31
0,1	0,1	0,2	0,4	0,5	0,7	0,2	0,3	0,3
1,2	1,1	1,4	1,8	1,3	1,3	2,8	2,4	8,1
0,2	0,2	0,3	0,8	0,8	0,95	0,5	0,6	2,5
65,7	22,6	5,8	10,2	67,6	7,5	2,3	1,3	2,5

6 — Оют-Обо; 7, 15 — Шибейн-Гол; 8, 14 — Шара-Булак; 10, 11 — Чиндомани-Ула; 13 — Тоглоин-Худук; 16 — Монгэту-Ула. Аналитики И.Л. Симонов, С.Н. Гордеева (ХАЛ ГИН АН СССР); И.В. Басалаева, Г.С. Есикова (ЦХЛ ИГЕМ АН СССР).

Пироксен-гранатовые скарны встречаются на многих изученных месторождениях и рудопоявлениях. Зоны пироксен-гранатовых экзоскарнов располагаются во внешних частях скарноворудных тел, ближе к внутренним частям они переходят в эндоскарны того же состава. Количественные соотношения главных минералов клинопироксена и граната колеблются в широком интервале.

На железорудных проявлениях Томур-Тэ, Оют-Обо, Баян-Джаргалант, Шибейн-Гол и др. клинопироксен относится к салиту, гранат — кgrossуляр-андрадиту. По оптическим свойствам и химическому составу (см. табл. 22) клинопироксен в экзоскарнах характеризуется $fm = 40-60\%$, гранат — $fm = 55-75-90\%$. В эндоскарнах железистость соответственно снижается до $20-35\%$ в клинопироксене и до $20-50\%$ в гранате.

На ряде других железорудных проявлениях (Шара-Булак, Алаг-Эрдэнэ, Монгэту-Ула, Ихэ-Бумбуин и др.) состав клинопироксена в экзоскарнах (на контакте с мраморами) ближе к диопсиду ($fm = 10 \div 17\%$), а сосуществующий с ним гранат имеет железистость, равную $22-29\%$. Как видно из этих данных, здесь, как и на других железорудных месторождениях известково-скарновой формации [23, 62], выдерживается общая тенденция корреляции сосуществующего клинопироксена и граната в условиях пониженной кислотности скарнообразующих растворов: $fm_{Гр} > fm_{Клн}$ ($K_{\text{Пл/Гр}} < 1$). Однако сосуществующими парами являются магнезиальный клинопироксен и глиноземистый гранат существенно grossулярового состава. При таких соотношениях скарнообразование может происходить в результате ряда факторов:

низкой кислотности, повышенной магнезиальности и глиноземистости среды или растворов [75]. Такие же неоднозначные соотношения составов клинопироксена и граната выявлены на рудопрооявлениях с комплексным железо-полиметаллическим типом оруденения в известковых скарнах. На рудопрооявлении Баян-Дунг в парагенезисе с геденбергитом находитсяgrossуляр-андрадит с $fm = 0,42\%$ ($K_{\text{P}}^{\text{Пи/Гр}} > 1$), а на Томуртыйн-Обо (Салхитская группа) с grossуляр-андрадитом ($fm = 0,55\%$) сосуществует диопсид ($K_{\text{P}}^{\text{Пи/Гр}} < 1$). Здесь корреляция составов сосуществующих минералов зависит не только от изменения степени кислотности, но и от режима Mg и Al_2O_3 среды и окислительно-восстановительных условий скарнообразования.

На скарново-редкометалльных рудопрооявлениях Монголии соотношения составов клинопироксена и граната иные: салит и ферросалит сосуществуют с grossуляром и андрадит-grossуляром ($fm = 20 \div 35\%$), что отвечает образованию в условиях фации повышенной кислотности ($K_{\text{P}}^{\text{Пи/Гр}} > 1$).

В табл. 26 приведены результаты химических анализов пироксен-гранатовых скарнов. Пироксен-гранатовые экзоскарны отличаются более низкими отношениями породообразующих (виртуальных) компонентов Al/Ca и Si/Ca по сравнению с их аналогами в эндоскарновой зоне. По сравнению с соседними зонами клинопироксенового и гранатового скарнов $\text{Пи} + \text{Гр}$ скарны характеризуются более высоким содержанием Al_2O_3 . Амфибол (актинолит), кварц, кальцит, эпидот — обычные минералы гистерогенного разложения таких скарнов. На рудопрооявлениях, где вмещающие боковые породы представлены известковыми сланцами с прослоями алюмосиликатного материала, а также в доломитовых контактах в условиях повышенной активности летучих (F, OH, B) во внешних зонах скарноворудных экзоскарнов появляется везувиан и соответственно выделяются $\text{Пи} + \text{Вез}$, $\text{Гр} + \text{Вез}$ и $\text{Пи} + \text{Гр} + \text{Вез}$ разновидности экзоскарнов. Содержание MgO в везувиане невысокое. Этот минерал замещает пироксены и развивается до образования grossуляр-андрадитового граната.

Гранатовые скарны являются главными рудовмещающими породами многих месторождений и рудопрооявлений известково-скарновой формации. Зона гранатовых скарнов обычно располагается во внутренних частях скарноворудных тел. Среди них также выделяются эндо- и экзоскарны. Эндоскарновые гранатовые жилы и штокверки с зальбандами околоскарновых пород (с плагиоклазом, скаполитом, клинопироксеном) часто встречаются в интрузивных и эффузивных породах (Тоглоин-Худук, Цаган-Бургасты-Гол, Шибейн-Гол, Таталыньское и др.). На рудопрооявлениях пироксен-гранат-эпидотовой температурной фации гранатовые скарны являются переходной зоной к околоскарновым ортоклазовым эпидозитам. Гранатовые экзоскарны в направлении к внешним частям скарноворудных тел закономерно сменяются зоной пироксенового экзоскарна или по мере нарастания скарнового процесса во времени постепенно, путем замещения, вытесняют эту зону и в итоге контактируют с боковой карбонатной породой.

Безрудные гранатовые скарны представляют собой практически мономинеральную породу, сложенную зернистым гранатом. Из реликтовых минералов в них обычно присутствуют клинопироксен, сфен, из вторичных — кальцит, кварц. В оруденелых гранатовых скарнах железорудных проявлений гранат замещается магнетитом, эпидотом, на редкометалльных — везувианом, флюоритом.

Состав граната изменяется в широком интервале. Эндоскарновые гранаты (см. табл. 20, рис. 28) большинства железорудных скарновых объектов отвечают grossуляру и grossуляр-андрадиту ($A_{\text{нд}}$, не более 60 мол.%), экзоскарновых — grossуляр-андрадиту ($A_{\text{нд}}$, 60–80 мол.%). На ряде рудопрооявлений (см. табл. 20) в магнетитовых рудах выделяются андрадитовые гранаты (80–100 мол.%).

В гранатовых скарнах с редкометалльным оруденением и апомagneзиальных разностях с железо-полиметаллическим (Харату-Ула и др.) оруденением гранаты имеют существенно grossуляровый состав ($A_{\text{нд}}$, не более 35–40 мол.%). Переменность состава граната подчеркивается также зональным строением его зерен, обусловленным распределением Fe^{3+} и Al в пределах кристаллов граната. Например, на рудопрояв-

лении железа Томур-Тэ первичная прямая зональность характеризуется увеличением содержания андрадита от центра зерна к его краю (см. табл. 21), а на редкометалльном рудопроявлении Бейсе зональность в гранате, наоборот, обратная и отличается соответственно уменьшением содержания андрадита от центральных зон к краевым. В гранатах среди сильно оруденелых скарнов можно видеть так называемую вторичную зональность, проявляющуюся в результате околорудного изменения скарновых гранатов и выраженную в образовании вокруг скарного граната дискретной краевой зоны почти чистого андрадита на границе с магнетитом. Содержание пиральспитовых компонентов Fe^{2+} , Mn и Mg в изученных гранатах незначительное и не оказывает влияния на зональность.

В табл. 26 приведены результаты химических анализов гранатовых скарнов, из которых также можно видеть, что в сравнении с внешними зонами пироксен-гранатовых и пироксеновых экзоскарнов и внутренними зонами околоскарновых пород гранатовые скарны отличаются значительным выносом глинозема и накоплением окиси кальция и железа.

В непосредственном контакте с гранитоидной породой в строении скарноворудных тел располагаются зоны околоскарновых пород, образующихся за счет активной интрузивной породы или пассивного эффузива (сланца) в результате интенсивной десиликации. На известково-скарновых рудопроявлениях Монголии четко выделяются две группы околоскарновых пород. К первой, наиболее распространенной относятся различные эпидозиты, ко второй — клинопироксен-плагиоклазовые околоскарновые породы. Клинопироксен-скаполитовые, ортоклаз-клинопироксеновые и ортоклаз-гранатовые околоскарновые породы (фации повышенной щелочности, по В.А. Жарикову [23]) встречены лишь на отдельных рудопроявлениях.

Околоскарновые эпидозиты присутствуют в строении скарноворудных тел на многих рудопроявлениях железа (с медью и полиметаллами) и очень редко на проявлениях с вольфрамовым типом оруденения. Наиболее мощные зоны эпидозитов развиты по эффузивам на железорудном месторождении Харату-Ула.

По минеральному составу выделяются ортоклазовые (иногда альбитовые), амфиболовые и мономинеральные эпидозиты. Содержание в них ортоклаза, альбита, амфибола обычно не превышает 10–20%. Очень редко в стадию приконтактового кислотного выщелачивания эпидозиты интенсивно замещаются кварцем с образованием кварцевых эпидозитов. В качестве незначительной примеси в эпидозите присутствуют также сфен, апатит, иногда ортит. Эпидот околоскарновых эпидозитов отличается высоким содержанием (29–33–35 мол.%) железистой составляющей (пистацита). При окварцевании содержание пистацита снижается (до 14 мол.%).

На рудопроявлениях Чиндомани-Ула, Оют-Обо, Шибейн-Гол, Баян-Дунг околоскарновые эпидозиты содержат вкрапленное магнетитовое оруденение. В табл. 26 приведены результаты химических анализов эпидозитов. По сравнению с гранатовыми скарнами они отличаются накоплением Al_2O_3 (отношения Al/Si и Al/Ca более высокие), по сравнению с гранитоидами — сильной десиликацией (выносом SiO_2).

Клинопироксен-плагиоклазовые околоскарновые породы присутствуют в скарноворудных телах редкометалльных проявлений (Бейсе, Баян-Обо, Эрдэнэ-Тологой), а также в жильных эндоскарнах с сопутствующим железным типом оруденения (Тоглоин-Худук, Шибейн-Гол, Хапчайское). Пироксен-плагиоклазовые околоскарновые породы относятся к фациям нормальной щелочности и характеризуются парагенезисом клинопироксена (салита) со средним плагиоклазом (№ 48–70). В жильных эндоскарнах плагиоклазы отличаются еще более высокой основностью (почти чистый анортит № 80–96). Помимо главных породообразующих минералов, в породе могут присутствовать реликтовый ортоклаз, гранат, скаполит, а также вторичные минералы — эпидот, мусковит, кварц, амфибол, кальцит. Оруденение в околоскарновых породах незначительное. Вкрапленные магнетитовые руды встречены только на рудопроявлении Хапчайское.

Скаполитсодержащие околоскарновые породы имеют подчиненное развитие на изу-

ченных скарновых объектах. Парагенезисы $Пл + Ск$, $Пл + Ск, Пл + Ск + Гр$ отмечаются в эндоскарнах ряда рудопоявлений магнезиально-скарновой формации (Билютийн-Гол, Хубсугул, Хархан-Гол и др.). На известково-скарновых рудопоявлениях Шибейн-Гол, Цаган-Бургасты-Гол, Татальнское, Тоглоин-Худук подобные парагенезисы со скаполитом приурочены к внутренним частям жил контактово-инфильтрационных эндоскарнов среди эффузивов и габбро-диоритов.

Обычного типа пироксен-скаполитовые околоскарновые породы внешней зоны эндоскарнов выявлены пока только на рудопоявлениях Алаг-Эрдэнэ в контакте с субщелочными фациями гранитоидов (монцититами). При этом проявляется следующее соответствие составов сосуществующих минералов: совместно с пироксеном и плагиоклазом в жильных эндоскарнах *скаполит* обычно представлен миццитом ($Ма$, 26–28 мол.%). Плагиоклаз более кислый — альбит-олигоклаз, пироксен-салит ($Гед$, 24–26 мол.%). Подобные соотношения составов характерны и для апомагнезиальных околоскарновых пород.

В парагенезисе с гранатом основность скаполита обычно возрастает. В апомагнезиальных эндоскарнах гроссуляровый гранат ассоциирует со скаполитом ($Ме$, 50 мол.%). В контактово-инфильтрационных эндоскарнах в направлении к центральной части жил скаполит ($Ме$, 40–50 мол.%) находится в ассоциации с гроссуляр-андрадитовым гранатом ($Анд$, 45 мол.%). Основность плагиоклаза возрастает до андезина (N^o 30–35), но в целом она остается ниже, чем у скаполита. Только в одном случае (Тоглоин-Худук) в жильной скарновой породе скаполит того же состава ассоциирует с почти чистым анортитом. В центральной части жил увеличивается также железистость пироксена ($Гед$, до 35 мол.%) и граната ($Анд$, 60 мол.%). Из приведенных данных можно видеть, что условия образования скаполитсодержащих околоскарновых пород и причины соответствия составов $Пл \rightleftharpoons Ск$, $Гр \rightleftharpoons Пл$ и $Ск \rightleftharpoons Гр$ достаточно сложные и определяются совокупностью многих факторов (глубинностью, кислотностью, поведением виртуальных и вполне подвижных компонентов и др.). Магнетитовое оруденение в скаполитсодержащих околоскарновых породах в незначительных масштабах отмечается в жильных эндоскарнах рудопоявлений Шибейн-Гол и Тоглоин-Худук. Пироксен-ортоклазовые и гранат-ортоклазовые фации повышенной щелочности, например широко распространенные на железорудных месторождениях известково-скарновой формации Урала [62], здесь не получили такого развития и встречены лишь на отдельных рудопоявлениях железа (Монгэту-Ула).

В табл. 26 приведены результаты химических анализов различных околоскарновых пород и эндоскарнов, описанных выше. В сравнении с околоскарновыми эпидозитами эти породы отличаются меньшей степенью десиликации (Al/Si в среднем ниже 0,4) и образуются при разных окислительно-восстановительных (отношение Fe^{3+}/Fe^{2+} значительно ниже) и температурных условиях.

Анализ геологических условий локализации известково-скарновых тел, минеральных парагенезисов пород и их пространственного размещения в пределах скарновых тел показал, что на месторождениях и рудопоявлениях Монголии тела известковых скарнов по механизму их образования принадлежат к биметасоматическому типу. Такие зональные скарновые тела формируются при контактово-реакционном взаимодействии карбонатных и алюмосиликатных пород в результате встречной диффузии через высокотемпературные поровые растворы Al и Si в карбонатную породу (известняк, доломит, известковый сланец), Ca — в алюмосиликатную породу (гранитоид, эффузив). Кроме того, на ряде рудопоявлений выявлены контактово-инфильтрационные (жильные) эндоскарны, развитые вдоль зон интенсивной трещиноватости в эффузивах (Шибейн-Гол, Татальнское, Цаган-Бургасты-Гол) и габбро-диоритах (Тоглоин-Худук, Оют-Обо). Подобный тип эндоскарнов образуется в результате односторонней инфильтрации Ca и, возможно, Mg (?) в алюмосиликатную породу.

Детальное сопоставление и изучение опорных разрезов на месторождениях и рудопоявлениях известково-скарновой формации позволило установить также не-

сколько различных типов скарновой зональности. Так, в биметасоматических скарновых телах на месторождениях и рудопроявлениях с железным, железо-медным, иногда железо-полиметаллическим оруденением наибольшим распространением пользуются скарновые колонки такого типа: гранитоид|ортоклазовый или амфиболовый эпидозит|гранат-клинопироксеновый скарн|пироксеновый скарн|карбонатная порода. По мере нарастания прогрессивного процесса скарнирования и разрастания скарновых зон, даже в пределах одного месторождения, эта колонка может видоизменяться, и скарновые тела в результате получают следующее строение: гранитоид|эпидозит|эпидот-гранатовый скарн|гранатовый скарн|карбонатная порода (Чиндомани-Ула, Томур-Тэ, Оют-Обо, Хол-Хутук и др.).

Однотипные скарновые колонки развиваются в контактовых ореолах гранитоидных интрузий при контактово-реакционном взаимодействии эффузивной и карбонатной пород. При этом примечательно, что скарнирование в эндоконтакте активной интрузии проявлено не повсеместно и обычно ограничено развитием клинопироксен-плагиоклазовой околоскарновой породы. Зональное строение: эффузив|ортоклазовый эпидозит|гранат-клинопироксеновый скарн|клинопироксеновый скарн|карбонатная порода или гранитоид|эпидозит|гранатовый скарн имеют соответственно известково-скарновые тела на рудопроявлениях Ихэ-Бумбуин, Цэхир-Булак, Цаган-Бургасты-Гол, Баян-Дунг и др. В разрезах скарновых тел подобные колонки могут многократно повторяться.

На отдельных рудопроявлениях отмечаются скарновые колонки, различающиеся по фациям щелочности. Так, на рудопроявлениях Тоглоин-Худук и Эрдэнэ-Тологой биметасоматические скарновые тела имеют следующее строение: гранитоид|клинопироксен-плагиоклазовая околоскарновая порода|клинопироксен-гранатовый скарн|гранатовый скарн|карбонатная порода, а на рудопроявлении Шара-Булак — гранитоид|гранат-плагиоклазовая околоскарновая порода|гранатовый скарн|клинопироксен-гранатовый скарн и относятся к фации нормальной щелочности.

В условиях повышенной щелочности (Алаг-Эрдэнэ и Монгэту-Ула) сформировались скарновые тела соответственно такого строения: гранитоид|скаполит-клинопироксеновая околоскарновая порода|клинопироксен-гранатовый скарн|пироксеновый скарн|карбонатная порода, гранитоид|ортоклаз-гранатовая околоскарновая порода|гранатовый скарн|пироксен-гранатовый скарн|карбонатная порода.

К фациям нормальной щелочности относятся скарны (скарноиды?) на скарноворудных проявлениях Бейсе, Тумэн-Цогт (Западное) и Баян-Обо. Зональность в скарноворудных телах этих объектов следующая: гранитоид|клинопироксен-плагиоклазовая околоскарновая порода|клинопироксен-гранатовый скарн|гранатовый скарн|клинопироксеновый скарн|ороговикованный сланец. На рудопроявлениях Баян-Обо и Тумэн-Цогт во внешних зонах, на контакте с боковой вмещающей породой, встречаются клинопироксен-везувиановые и клинопироксен-гранат-везувиановые разности скарнов с полосчатой текстурой, возможно, скарноидного происхождения.

Контактово-инфильтрационные эндоскарны также различаются по фациям щелочности. В габбро и габбро-диоритах ($Пи + Пл + Рог.обм$) скарнирование характеризуется образованием околоскарновых пород нормальной щелочности. На рудопроявлениях Тоглоин-Худук и Оют-Обо жильные эндоскарны (в направлении к центру) имеют следующее строение: габбро-диорит|клинопироксен-плагиоклазовая околоскарновая порода|гранат-плагиоклазовая околоскарновая порода|гранатовый скарн.

В эффузивах рудопроявлений Шибейн-Гол, Татальское, Цаган-Бургасты-Гол выделяются фации околоскарновых пород повышенной щелочности и зональность в жилах представлена так: эффузив|клинопироксен-плагиоклазовая порода|клинопироксен-скаполитовая порода|клинопироксен-гранатовый скарн|гранатовый скарн. Симметричное строение в эндоскарновых жилах часто нарушается выпадением отдельных зон из их разрезов.

Приведенные примеры скарновой зональности на рудопроявлениях и месторождениях известковых скарнов Монголии указывают на образование скарновых тел при

различных физико-химических условиях. Широко распространенные в известковых скарнах фации эпидозитов свидетельствуют о формировании скарновых тел в условиях более низких температур (пироксен-гранат-эпидотовая температурная фация, по В.А. Жарикову) и более высокой окислительной обстановке в сравнении, например, с жильными эндоскарнами с однотипным железным профилем оруденения или известковыми скарнами (скарноидами?) редкометалльных рудопроявлений (пироксен-гранатовая температурная фация). Помимо того, что скарнообразование происходит при различных условиях щелочности (нормальной и повышенного химического потенциала Na или K), широкое распространение салитовой и андрадитовой фаций железистости в известковых скарнах изученных объектов определяется также режимом подвижных компонентов Mg и особенно Fe в скарнирующих растворах.

Локализация оруденения и его состав

Значительная часть месторождений и рудопроявлений железа, цветных и редких металлов Монголии генетически связана с формацией известковых скарнов (см. рис. 1). Среди месторождений и рудопроявлений железа в известковых скарнах выделяются магнетитовый, магнетит-гематитовый, магнетит-сульфидный типы оруденения.

Отмечается определенная связь формирования известковых скарнов с магнетитовым, магнетит-гематитовым типами оруденения с ранне- и среднепалеозойским гранитоидным магматизмом. К ним относятся месторождения и рудопроявления Западной Монголии (Харганта, Шибейн-Гол, Цаган-Бургасты-Гол), Северной Монголии (Монгэту-Ула), Хангай-Хэнтийской области (Шара-Булак, Ихэ-Бумбуин), Средней Гоби (Баян-Джаргалант) и Южного Керулена (Чиндомани-Ула) и др. Магнетитовые и магнетит-гематитовые руды встречаются преимущественно в гранатовых, реже пироксеновых экзоскарнах, вблизи контакта с боковыми карбонатными породами. Значительных рудных скоплений в эпидот-гранатовых эндоскарнах, эпидозитах и околоскарновых породах со скаполитом не отмечается.

Известковые скарны с медным (преимущественно халькопиритовым) типом оруденения, развитые в Хархиринском и Кобдоском районах Западной Монголии изучены пока недостаточно. Известное медноскарновое месторождение Чиндомани-Ула [17] относится к магнетит-сульфидному типу.

В позднем палеозое и мезозое на рудопроявлениях известково-скарновой формации более отчетливо проявляется полиметаллический и редкометалльный профиль оруденения. Однако число скарновых (в этом возрастном интервале) рудопроявлений заметно сокращается. На известных полиметаллических рудопроявлениях Салхитской группы (Южный Керулен) и Баян-Дунг (на северо-востоке страны) сфалеритовое оруденение телескопированное, наложенное на магнетитовые руды, и его отложение связано с более поздними, постмагматическими процессами кислотной стадии.

На скарново-железородном рудопроявлении Оют-Обо (Среднегобийский район) с магнетитовыми рудами совмещено шеелит-медно-сульфидное оруденение. С мезозойскими гранитоидными интрузиями стандартного типа пространственно и генетически связаны известковые скарны и скарноиды с шеелитовыми и шеелит-сульфидными рудами (Баян-Обо, Бейсе, Тумэн-Цогт, Западное).

Магнетит — главный рудный минерал на всех изученных железорудных проявлениях. Минерал мелкозернистый, его изометрично-идiomорфная кристаллическая форма выделяется только в аншлифах под микроскопом; на ряде рудопроявлений (Цэхир-Булак, Чиндомани-Ула, Шибейн-Гол, Томур-Тэ и др.) встречен длиннопризматический мушкетовит, образующий пучковидные агрегаты в гранатовых скарнах. Зональное строение зерен магнетита обычно подчеркивается развитием по зонам гематита. Вместе с магнетитом, гематитом и незначительной примесью сульфидов (пирита, пирротина и др.) в рудах присутствуют нерудные минералы — андрадит, эпидот, актинолит, хлорит, кварц, кальцит, апатит. Структурные соотношения магнетита с минералами из-

Таблица 27

Химический состав (в мас.%) магнетитов из рудопроявлений известково-скарновой формации

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	0,19	0,30	—	—	—	—	3,24	0,02	1,34
TiO ₂	0,10	—	0,02	0,04	—	0,05	0,13	0,03	0,11
Al ₂ O ₃	0,04	0,11	0,10	0,83	0,10	0,31	0,72	0,21	0,10
Fe ₂ O ₃	68,93	68,85	69,02	68,16	68,90	68,79	64,83	69,12	69,74
FeO	30,44	30,48	29,82	30,20	30,15	29,97	30,04	25,99	27,49
MnO	0,15	0,14	0,72	0,45	0,76	0,52	0,34	3,60	0,23
MgO	0,08	0,08	0,32	0,32	0,09	0,36	0,57	0,76	0,43
CaO	0,07	0,04	—	—	—	—	—	—	0,56
ZnO	—	—	—	—	—	—	0,13	0,27	—
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Кристаллохимическая формула

Si	—	0,01	—	—	—	—	0,12	—	0,05
Al	—	—	—	0,04	0,01	0,01	0,03	0,01	—
Fe ³⁺	2,00	1,99	2,00	1,96	1,99	1,98	1,85	1,99	2,01
Ti	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mg	0,01	—	0,02	0,02	0,01	0,02	0,03	0,05	0,02
Fe ²⁺	0,97	0,98	0,96	0,96	0,97	0,96	0,95	0,83	0,88
Zn	—	—	—	—	—	—	0,01	0,01	—
Mn	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,12	0,01
Ca	—	—	—	—	—	—	—	—	0,03
<i>a</i> , Å	—	—	8,382 ± ±0,002	—	8,397 ± ±0,001	—	8,4015	8,398 ± ±0,002	—
			8,375 ± ±0,003		8,378 ± ±0,001		8,375	8,375 ± ±0,002	

R, %

λ ₁ = 500 нм	—	—	—	—	—	—	20,3	25,3	—
λ ₂ = 600 нм	—	—	—	—	—	—	21,0	22,4	—

П р и м е ч а н и е. Рудопроявления: 1 — Харганта; 2 — Цэхир-Булак, 3, 4 — Баян-Джаргалант, 5 — Томур-Тэ; 6, 7 — Чиндомани-Ула, 8 — Шара-Булак, 9 — Шибени-Гол. Аналитик В.А. Боронихин (рентгеноспектральная лаборатория ИГЕМ АН СССР).

вестковых скарнов (замещение пироксена и граната магнетитом с образованием характерных сидеронитовых структур) указывают на кристаллизацию основной массы магнетита на постмагматическом этапе, в конце процесса скарнообразования (сопутствующее оруденение). С последующей стадией кислотного выщелачивания связано окварцевание магнетитовых руд и их значительное окисление (мартитизация). Текстуры руд самые разнообразные: массивные, пятнистые, полосчатые, прожилково-вкрапленные, вкрапленные, брекчиевидные и др.

Комплексное изучение магнетитов из месторождений и рудопроявлений известково-скарновой формации позволило выявить некоторые отличительные их особенности. Цвет зерен магнетита в отраженном свете микроскопа голубовато-серый, при окислении — почти белый. Отражательная способность *R* таких участков руды достигает 20,3–25,3%. При малых увеличениях микроскопа чистый, не окисленный магнетит в массивных рудах обычно кажется гомогенным, свыше 250-кратного увеличения проявляется его неоднородное строение с обособлением фаз неправильной, пластинчатой формы, а также участков с зональной и решетчатой микроструктурой. По отражательной способности (при исследовании на оптическом микроскопе "Opton") решетчатые и пластинчатые выделения относятся к гематиту (табл. VIII). Кроме того, в значительном количестве в скрастинах с гематитом отмечается маггемит.

В табл. 27 приведены химические составы магнетитов, определенные микрорентгеноспектральным методом, из руд различных месторождений и рудопроявлений известково-скарновой формации. В сравнении с магнетитовыми рудами магнезиальных скарнов магнетиты отличаются более низкими содержаниями Ti, Mg, Al, Mn, только в одном случае содержание последнего составляет 3,6 мас.%. Магнетиты по химическим анализам (см. табл. 27, ан. 1–6) из рудопроявлений близки к нормативному составу. Магнетиты Шара-Булак и Шибейн-Гол (ан. 8, 9) отличаются избыточным содержанием окиси железа. В магнетитах (ан. 7 и 9) содержится примесь кремнезема.

На дебаграммах магнетитов, предварительно очищенных от примеси позднего гематита, четко проявляется раздвоение линий с индексом (311), свидетельствующее о негомогенном, по крайней мере двухфазовом, составе магнетитов. Расчет параметров элементарной ячейки показал, что один из них изменяется в пределах $a = (8,382 \div 8,398) \pm 0,002 \text{ \AA}$ и отвечает матрице магнетита; значения второго параметра более постоянны ($a = 8,375 \pm 0,003$) и, по-видимому, ближе всего к изоструктурной фазе маггемита (по данным Р. Хауля и Т. Шуна [80], у чистого маггемита $a = 8,350 \text{ \AA}$).

Негомогенное строение магнетита четко проявляется при изучении на электронном микроскопе. Магнетит известково-скарновых руд отличается крупнопластинчатой микроструктурой. Шпинелевый распад типа "структуры ткани" в этом магнетите отсутствует. Размер пластин варьирует от долей до нескольких микрометров в ширину и до десятков микрометров в длину. Они образуют решетчатую микроструктуру с системой параллельных друг другу пластин, пересекающихся под углами ~ 60 и $\sim 90^\circ$ (табл. VIII). Локальный электронно-зондовый анализ извлеченных после травления пластинчатых фаз показал, что значительная их часть содержит только Fe; в других пластинах, помимо железа, обнаружены Co, Cr, Al, Si. Такой элементный состав с учетом данных рентгена и оптической микроскопии позволяет ряд пластинчатых обособлений в магнетите отнести к гематиту, а другие — к маггемиту с примесью Co, Cr.

Примечательно также, что в матрице магнетитов известковых скарнов выявлены изометричные включения чистого глинозема — корунда. Совокупность приведенных данных позволяет подчеркнуть следующее. Негомогенность магнетитов железорудных проявлений известково-скарновой формации Монголии определяется процессами окисления с образованием гематита и маггемита. Замещение магнетитовых руд гематитом и маггемитом — широко распространенное явление на известково-скарновых железорудных месторождениях СССР (Урал, [53], Тургай [64] и др.). При высокотемпературном окислении магнетит сразу переходит в гематит; при температурах $200\text{--}275^\circ \text{C}$ в рудах может быть устойчив маггемит — промежуточный продукт окисления магнетита в гематит.

Примеры рудопроявлений и месторождений

Скарны с магнетитовым типом оруденения

Харгантинская группа месторождений и рудопроявлений расположена в северо-восточных отрогах Монгольского Алтая Западной Монголии и входит в Цаган-Шибейтинскую железорудную зону восточнее крупного одноименного разлома [17].

Месторождение Харганта находится в 45 км к юго-востоку от г. Улангом (Убсунурский аймак). По данным предыдущих исследований И.Е. Турищева, открывшего месторождение, Ю.Я. Петровича и Н.И. Модновой [17], геологическая позиция месторождения определяется приуроченностью скарноворудных тел к останцу пород кровли (площадью от 1250×150 до 200 м^2) среди лейкократовых гранитов D. Останец сложен известняково-сланцевыми породами V–E₁ и эффузивно-осадочными образованиями D_{1–2}. Поисково-разведочными работами на территории месторождения оконтурены два крупных скарноворудных тела (см. табл. 17), прослеженные на глубину не более 50 м.

Анализ минерального состава скарнов и руд (см. табл. 18), строение скарноворуд-

ных тел показали, что рудовмещающие известковые скарны месторождения Харганта сформировались при высокотемпературном метасоматическом преобразовании вулканогенно-осадочных пород кровли гранитной интрузии. Метасоматическая зональность в известковых скарнах простая: активный гранитоид | эффузивная порода (андезит-дацитовый порфирит) | околоскарновый эпидозит | эпидот-гранатовый скарн | гранатовый скарн | карбонатная порода.

Рудовмещающими породами являются преимущественно гранатовые экзоскарны и в меньшей мере — околоскарновые эпидозиты. Оруденение сопутствующее, гематит-магнетитовое. Руды мелкозернистые, с массивной, пятнистой, полосчатой, брекчиевой текстурами. В отдельных участках скарнов и руд отмечается медная минерализация. Спектрохимическим анализом в обогащенной рудной пробе (в г/т) установлены Cu — до 24 000; Co — 160–210; Pb — 150–170; Ni — 40–180; Zn — 100–130; Sn — 80; Bi — 0–40; Ag — 0–11; As — 400–620.

Нерудными минералами являются: существенно андрадитовый гранат, эпидот II, апатит, хлорит, актинолит, кварц, кальцит.

Рудопроявление Шибейн-Гол сформировалось в сходной геологической обстановке и располагается на левобережье одноименной реки, в 45 км к юго-западу от месторождения Харганта, в 58 км южнее г. Улангом. Скарноворудные тела (около 20) располагаются среди эффузивно-осадочных пород D_{1-2} в контактовом ореоле небольшого штока гранит-порфиров того же возраста. Из них три межпластовых скарноворудных тела размещаются на некотором удалении (на расстоянии до 1 км) от контакта с гранитоидами; остальные более мелкие линзообразные тела и штокверковые жилы в эффузивах приурочены непосредственно к контакту с интрузивом. Краткая геологическая характеристика и минеральный состав скарнов приведены соответственно в табл. 17, 18. Межпластовые скарновые тела на разных участках имеют неодинаковое строение. На фланговых участках рудопроявлений эта зональность следующая: эффузивная порода (дацит-риолитовый порфирит или туф) | ортоклазовый или амфиболовый эпидозит | пироксен-гранатовый с везувианом скарн | карбонатная порода. При этом мощность эпидозитов (около 15 м) в 2 раза превышает мощность экзоскарнов (7,5–8 м). В центральной части рудопроявления состав скарновых зон несколько иной: эффузивная порода | эпидозит | гранатовый скарн | карбонатная порода. В этом случае мощность гранатовых скарнов (8 м) в несколько раз превышает мощность эпидозитов (1,5–2,5 м).

Оруденение установлено во всех зонах скарновой колонки. Руды магнетитовые и магнетит-гематитовые (окисленные) с пятнистой, прожилково-вкрапленной и вкрапленной текстурой. Кроме идиоморфозернистого магнетита, в рудах встречаются скопления тонкопризматического мушкетовита.

В эффузивных породах (Шибейн-Гол), по составу близких к дацито-риолитам и их туфам, непосредственно примыкающих к восточному и юго-западному контакту гранитоидного интрузива, развиты мелкие скарноворудные образования без видимой связи с карбонатными породами. Скарнирование носит характер площадного около-трещинного преобразования эффузивов и частично гранитоидов по системе мелких трещин, пересекающихся в различных направлениях. Минеральный состав и строение участков эндоскарнирования в этом случае иные. Изменение алюмосиликатных пород характеризуется последовательным развитием (по направлению к центру жилы или тинзы) следующих минеральных ассоциаций: 1) гранитоид | ((Орт + Пл + Пи) | Пи + Пл + Скар | Пи + Ск | Пи + Гр | Гр; 2а) эффузив | Орт + Пи | Пи + Ск | Пи + Гр | Гр (в восточном контакте интрузива); 2б) эффузив | Пи + Ск | Ск + Гр (в юго-западном контакте интрузива).

Похожие по составу и строению эндоскарновые колонки свидетельствуют о близком исходном составе гранитоидов и их эффузивных аналогов. Известково-скарновые преобразования алюмосиликатных пород на рудопроявлении Шибейн-Гол сходны со скарновыми колонками контактово-инфильтрационными жильными скарнами в гранитоидах месторождения Чорух-Дайрон (Средняя Азия, СССР [12]).

Таблица 28

Сравнение минерального состава по скарновым колонкам

Месторождение, рудопроявление	Пи + Пл	Пи + Ск	Ск + Гр	Пи + Гр	Гр
Шибейн-Гол	Пл _{4,5} Пи	Ск _{2,8} Пи _{3,9}	Ск _{3,7} Гр _{4,8}	Пи _{3,8} Гр _{5,9}	74
Чорух-Дайрон	Пл _{4,6} Пи _{1,8}	Ск _{2,5} Пи _{3,5}	Ск _{3,3} Гр _{4,2}	Пи _{4,3} Гр _{5,2}	62 72

Скарновые минералы переменного состава — скаполит, клинопироксен и ортоклаз — во всех колонках отличаются постоянным составом в пределах отдельных зон и дискретным изменением от зоны к зоне. Такие изменения в составе скарновых минералов являются одной из характерных особенностей образования скарнов в результате контактово-инфильтрационного процесса.

Оруденение в жильных и линзообразных телах эндоскарнов незначительное. Вкрапленность магнетита отмечается в пироксен-скаполитовых околоскарновых породах и пироксен-гранатовых эндоскарнах. Следует подчеркнуть, что на рудопроявлении Шибейн-Гол выявлены различные по механизму образования известково-скарновые тела: контактово-инфильтрационные эндоскарны в гранитоидах и эффузивах (линзы, жилы, штокверки) и биометасоматические межпластовые залежи в эффузивно-карбонатных породах. При этом в контакте с активным интрузивом развита более высокотемпературная пироксен-гранатовая, а на удалении от него — менее высокотемпературная эпидот-гранатовая фация известковых скарнов.

Скарны с магнетит-сульфидным типом оруденения

Рудопроявление Тоглоин-Худук находится в междуречье Дзабхан—Хунгуй-Гол (Дзабханский аймак). Геологическое строение и условия формирования рудопроявления определяются его положением в северной части Озерной зоны, представляющей протяженный прогиб с океаническим типом коры в западной части Монголии, выполненный породами офиолитовой ассоциации ($V-E_1$). Интрузии, продуцирующие скарноворудные проявления в этом рудном районе, относятся к тохтогеншильскому комплексу (E_{2-3}) габбро-диорит-плагиигранитной формации.

По данным З. Гансуха, В.И. Голякова и др., а также с учетом результатов наших исследований, на территории рудопроявления вмещающими породами являются эффузивно-осадочные свиты тоглоин (Vtg) и даган-дель ($V-E_1 dg$). В первой свите преобладают туфы основного и среднего состава, туфопесчаники с редкими горизонтами карбонатных пород, во второй — алевролиты, карбонатные и кремнистые породы. Выходы интрузивных пород в западной и центральной частях рудопроявления представлены амфиболовыми габбро-диоритами (E_{2-3}) и диоритами (E_{2-3}), в северо-западной и частично в юго-восточной его частях — биотитовыми гранитами и плагиигранитами (E_{2-3}). Минеральный и химический состав интрузивных пород главной фазы интрузии приведен в табл. 2, 18 и на рис. 3. В северо-восточной части этого участка отмечаются субвулканические тела и силы базальтов и андезитов ($V-E_1$). На исследуемой площади широко проявлены разрывные нарушения северо-северо-восточного направления (рис. 32).

С внедрением многофазовой интрузии на рудопроявлении связано многостадийное преобразование эффузивно-осадочной толщи и гранитоидных пород эндоконтакта. Так, присутствием доломитовых горизонтов среди карбонатных пород свиты даган-дель и их контактами с диоритами главной интрузивной фазы обусловлено появление фаций повышенной щелочности (сиенито-диоритов, пироксеновых сиенитов и монцонитов). Контактное преобразование доломитов на магматическом этапе огра-

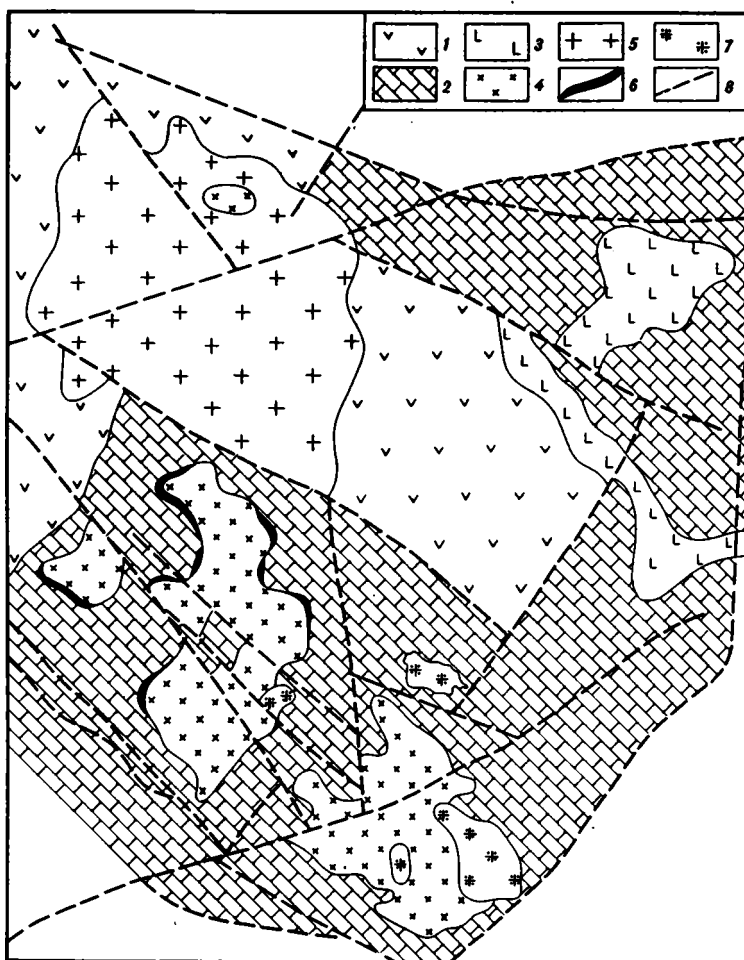


Рис. 32. Схематическая геологическая карта рудопоявления Тоглоин-Худук (составлена А. Баатархуяг, В.И. Голяковым, Б. Бямба, дополнена авторами)

1 — туфы основного и среднего состава, туфопесчаники, подчиненно карбонатные породы, Vtg (свита тоглоин); 2 — известняки, доломиты, кремнистые породы, алевролиты, V—E₁ dg (свита дагандель); 3 — субвулканические тела и силлы базальтов и андезитов, V—E₁; 4 — габбро-диориты и диориты, E₂—₃; 5 — граниты, гранодиориты, плагиограниты, E₂—₃; 6 — скарноворудные тела; 7 — гидротермально-измененные граниты; 8 — тектонические нарушения

ничено только образованием форстеритовых кальцифиров во внешнем обрамлении некоторых скарноворудных тел. Магнезиальные скарны на рудопоявлении не встречаются. В раннюю щелочную стадию постмагматического этапа здесь сформировались линзообразные известковые скарны, приуроченные к контакту биотит-роговообманковых диоритов с горизонтами известняков свиты дагандель, а также жилные (трещинные) эндоскарны в диоритах и габбро-диоритах. Известковые скарны в контакте биотитовых гранитов поздней фазы с вмещающими породами свит тоглоин и дагандель развиты незначительно и представлены маломощными зонами тонкополосчатых скарноидов. Магнетит-гематитовые руды локализованы преимущественно в контактовых телах и линзах известковых скарнов. С заключительной кислотной стадией постмагматического этапа связаны метасоматические изменения грейзенового типа в биотитовых гранитах, медно-сульфидная минерализация (с Sn, W, Mo, Bi и др.) в апогранитоидных метасоматитах и известковых скарнах. Минеральный состав скарнов и руд приведен в табл. 18.

На центральном участке рудопроявления скарнирование проявлено вдоль контакта диоритов с вмещающими карбонатными породами прерывистой полосой на протяжении 1,5–2 км, мощность скарнов достигает 50 м. Строение контактовых тел и линз известковых скарнов простое: диорит|клинопироксен-плаггиоклазовая околоскарновая порода|гранатовый эндо- и экзоскарн|карбонатная порода.

Состав гранатов в эндоскарнах существенноgrossуляровый ($n = 1,750 \div 1,778$), в экзоскарнах — существенно андрадитовый ($n = 1,828 \div 1,860$). По условиям локализации известковых скарнов вдоль контакта с диоритами, метасоматической зональности, переменному составу граната и в общем компенсированному по мощности развития эндо- и экзоскарнов скарновые тела относятся к биметасоматическому типу.

Массивные и вкрапленные магнетитовые руды приурочены исключительно к гранатовым скарнам. Со стадией кислотного выщелачивания связано позднее окварцевание магнетитовых руд, их мармитизация, появление наложенной медно-сульфидной минерализации (с Au) в скарнах и обособления кварц-гематитовых руд.

Широкое распространение на рудопроявлении имеют также эндоскарновые изменения жильного типа, развитые в диоритах и габбро-диоритах. Образование и размещение жильных скарнов в интрузивных породах контролируется ослабленными зонами с разрывными нарушениями различных направлений. Мощность жил эндоскарнов обычно невелика, но протяженность по простиранию может достигать 10–15 м.

В поперечном разрезе жилы имеют симметрично-зональное строение: габбро-диорит или диорит|клинопироксен-плаггиоклазовая околоскарновая порода|плаггиоклаз (скаполит)-гранатовая околоскарновая порода|гранатовый скарн (в центральной части). Изучение строения и минеральных парагенезисов жильной фации эндоскарнов позволило выявить особенности, характерные для контактово-инфильтрационных скарнов. Основность плаггиоклаза резко возрастает в направлении к центру жилы: от лабрадора (№ 70) во внешней клинопироксен-плаггиоклазовой околоскарновой породе до почти чистого анортита (№ 94–97) в гранат-плаггиоклазовой околоскарновой породе. В парагенезисе с анортитом в этой зоне находится grossуляр (по габбро-диориту) и grossуляр-андрадит с $fm = 0,40$ (по диориту).

$K_{\text{р}}^{\text{Гр/Пл}}$ для околоскарновых пород соответственно равны 0,05 и 0,56, что ближе всего к таковым для скарново-магнетитовых (Ташелгинское) и скарново-медных (Турьинское) месторождений, образовавшихся в условиях пониженной кислотности гидротермальных растворов [12].

При появлении в околоскарновых породах скаполита $Ma_{0,52-0,66} Me_{0,34-0,48}$ основность плаггиоклаза заметно снижается до андезина и даже альбита. Отметим, что четкой корреляции между сосуществующими скаполитами и плаггиоклазом в околоскарновых породах не наблюдается, но большая основность первого позволяет относить известковые скарны к малоглубинным образованиям. Пироксен околоскарновой породы относится к маложелезистому салиту ($fm = 0,23$); гранаты внутренней и центральной зон колонки отличаются дискретным составом с $fm = 0,10$; 0,40 и 0,70.

Образование метасоматической эндоскарновой колонки в габбро-диоритах и диоритах происходит за счет существенного привноса кальция и выноса кремния (см. рис. 34). В колонке устанавливается последовательное возрастание отношения Ca/Si (в г/см³) от 0,09 в исходном диорите (см. табл. 2, ан. 11), до 0,62 и 0,92 (см. табл. 26, ан. 13 и табл. 20, ан. 12) соответственно в плаггиоклаз-гранатовой околоскарновой породе и гранатовом скарне. Таким образом, наиболее существенное накопление извести отмечается в центральной части жилы, в гранатовом скарне. Изменение отношения Al/Si в колонке выражается менее четко. Во внешней зоне клинопироксен-плаггиоклазовой околоскарновой породы вынос Al_2O_3 не происходит ($Al/Si = 0,28$), тогда как в следующей, гранат-плаггиоклазовой зоне за счет выноса SiO_2 отношение Al/Si возрастет до 0,64. Эта зона, в которой накапливается Al_2O_3 , оказалась благоприятной средой для образования постмагматической магнезиально-цинковой шпинели. Мелкие зерна голубой шпинели состава $Mg_{0,66}, Zn_{0,26}, Fe_{0,08}$ (см. табл. 25, ан. 1) рассеяны в околоскарновой породе среди анортита и grossулярового граната.

В отдельных шлифах под микроскопом можно видеть замещение шпинели ксантофилитом. Появление шпинели в эндоскарновых жилах среди габбро-диоритов связано, по-видимому, с высокой активностью MgQ и стабилизирующей ролью цинка в постмагматических растворах. В центральной, гранатовой зоне отношение $Al/Si = 0,17$, т.е. ниже, чем в исходном диорите (0,29) и 3,5 раза ниже, чем в предыдущей зоне. Эта зона формировалась при одновременном выносе Al_2O_3 и привносе SiO_2 из исходной породы. Приведенные данные показывают несбалансированность компонентов в эндоскарновой колонке — существенный привнос CaO в сравнении с выносом SiO_2 и Al_2O_3 . Некомпенсированный тип скарновой колонки характерен для контактово-инфильтрационных скарнов [22, 23].

Оруденение в эндоскарновой фации скарнов незначительное и представлено сульфидной вкрапленностью с халькопиритом, сфалеритом и пиритом. Контактные тела и жильные эндоскарны кажутся пространственно разобщенными, но, по-видимому, связаны между собой генетически. Эндоскарнирование не ограничено развитием зон околоскарновых пород вдоль контакта диоритов с карбонатными породами, оно проходит по трещинам, поперечным относительно этого контакта, с образованием "языков" и жил эндоскарнов в интрузивных породах главной фазы.

Месторождение Оют-Обо расположено в северной части Гобийско-Керуленского железорудного пояса, в 5–7 км к юго-востоку от сомона Цаган-Обо (Среднегобийский аймак) и относится к комплексному магнетит-сульфидному (с шеелитом) типу оруденения в известковых скарнах. По данным предыдущих исследований, рудоносной является пачка известняков (с горизонтами песчаников и сланцев) верхнего протерозоя, залегающая в виде ксенолита среди биотитовых гранитов (Р). Гематит-магнетитовые и кварц-гематитовые рудные тела приурочены к известковым скарнам и гранитам [17]. В действительности геологическая позиция формирования скарнов и руд месторождения Оют-Обо более сложная. Площадь месторождения сложена исключительно интрузивными породами (рис. 33): габбро, габбро-диоритами, крупно- и среднезернистыми биотитовыми гранитами ($\gamma_1 P_1$) и мелкозернистыми лейкогранитами ($\gamma_2 P_1$). Наиболее протяженная (до 600 м) зона рудоносных скарнов простирается в северо-восточном направлении вдоль интрузивного контакта габброидов и мелкозернистых лейкогранитов. Множество более мелких скарнорудных тел и линз располагается вдоль западного и юго-западного контакта крупно- и среднезернистых биотитовых гранитов или заключено среди лейкократовых гранитов в центральной и юго-восточной частях месторождения. Боковые породы в обрамлении скарнорудных тел обычно представлены мелкозернистыми роговикового облика породами состава $Di + Pl_{\pm 0}$ ($\pm Gross, Kfs$). Минеральный состав скарнов и рудных тел месторождения приведен в табл. 18.

Скарнорудные тела, заключенные среди гранитоидов и расположенные в их экзоконтакте, имеют однообразное строение: гранит|ортоклазовый эпидотит|эпидот-гранатовая порода|гранатовый скарн|роговик. Такой тип скарновой зональности отвечает биметасоматическим известковым скарнам эпидот-гранатовой температурной фации. Зоны и участки скарнирования вдоль контакта с габброидами имеют иное строение. Эндоскарновое изменение в пироксен-роговообманковых габбро проявляется в образовании в них зоны осветления (мощность до 10–15 м). При этом в исходной минеральной ассоциации габбро исчезает роговая обманка, авгит замещается салитом ($f_m = 21\%$), основность плагиоклаза снижается от лабрадора ($N^{\circ} 62$) до андезина ($N^{\circ} 38$) и габброид переходит в метасоматическую клинопироксен-плагиоклазовую околоскарновую породу. Далее по разрезу в направлении к экзоконтакту в околоскарновой породе вновь резко возрастает основность плагиоклаза (до почти чистого анортита), пироксен вытесняется гроссуляр-андрадитом (And , 37 мол.%). Внешняя часть таких скарновых тел обычно сложена мелкозернистым существенно гранатовым скарном с роговиковой структурой. Гранат представлен гроссуляр-андрадитом, но железистость его выше, чем в предыдущей зоне (And , 50 мол.%). Среди граната встречаются реликты основного плагиоклаза (лабрадор). Дальнейшая последовательность

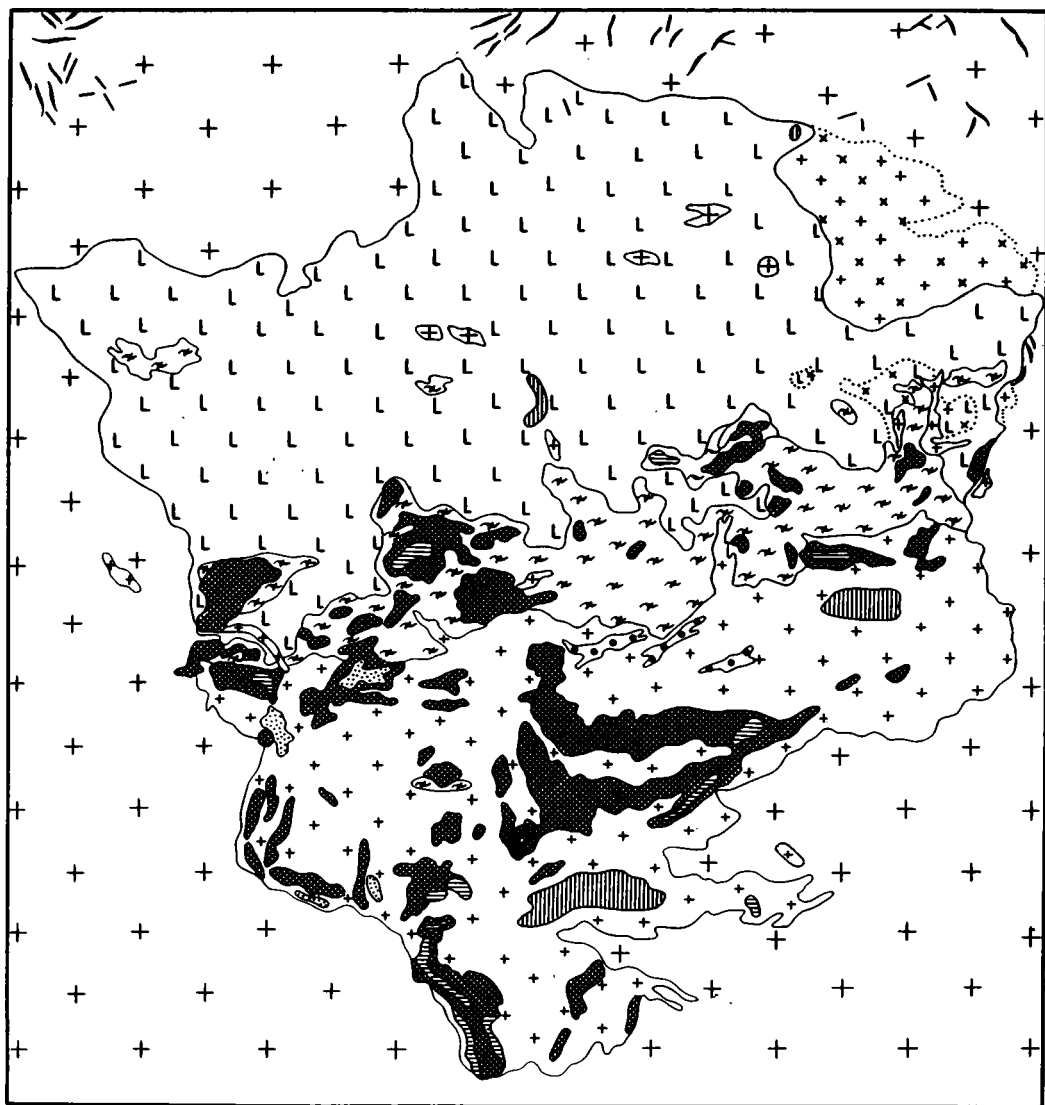


Рис. 33. Схематическая геологическая карта месторождения Оют-Обо (составлена геологами треста "Аэрогеология" Мингео СССР, с изменениями авторов)

1 — габбро, P_1 ; 2 — габбро-диориты; 3 — биотитовые средние и крупнозернистые граниты; 4 — лейкократовые мелкозернистые граниты; 5 — жильные тела аплитов; 6 — роговики; 7 — известковые скарны с гематит-магнетитовым типом оруденения; 8 — участки с медно-сульфидной минерализацией; 9 — кварц-гематитовые линзы и жилы; 10 — зоны гидротермально-измененных гранитов; 11 — бластомилониты

скарнирования в поперечном разрезе главной рудоносной зоны прослеживается с трудом. В направлении к контакту с лейкогранитами первичная зональность нарушена в связи с поздними постмагматическими процессами кислотной стадии, выраженными в значительном окварцевании скарнов и их низкотемпературном разложении (хлоритизации). Однако и здесь скарновое преобразование в гранитоидах проявляется по той же схеме: гранит|околоскарновый эпидозит|эпидот-гранатовая порода|грана-

товый скарн|роговикового облика порода с диопсидом, основным плагиоклазом, гранатом.

В результате изучения строения и минерального состава скарнов рудоносной зоны, протяженной вдоль контакта между габброидами и лейкогранитами, выявились некоторые особенности, которые позволяют отойти от обычной модели образования известковых скарнов на изученном месторождении путем контактово-реакционного взаимодействия интрузии с известняково-сланцевыми породами кровли. Прежде всего следует подчеркнуть, что в пределах рудного поля метаморфизованные карбонатно-сланцевые породы верхнего протерозоя отсутствуют. Не исключено, что они в результате контактового метаморфизма были превращены в известковые роговики состава диопсид + основной плагиоклаз ($\pm Gr, Kc$), встречающиеся во фланговых частях скарноворудных тел. При последующем скарнировании (с замещением диопсида и части плагиоклаза гранатомgrossуляр-андрадитового состава) апороговиковые породы по составу и структуре практически не отличаются от околоскарновых пород, образованных при метасоматическом преобразовании габброидов. Появление в пределах рассмотренной рудоносной зоны пород с минеральной ассоциацией основной плагиоклаз (№ 80–97) + grossуляр-андрадит возможно в условиях высокого химического потенциала кальция. Если учесть, что в постмагматических условиях Al_2O_3 ведет себя инертно, то кальциевый метасоматоз габброидов в этой части месторождения сходен с автореакционным их преобразованием [23, 25] с возможной инфильтрацией кальция из габброидов в сторону гранитов и скарнированием последних в эпидот-гранатовую температурной фации.

Оруденение в скарнах магнетитовое, гематитовое, медно-сульфидное. Наиболее раннее магнетитовое оруденение приурочено преимущественно к гранатовым скарнам. Руды вкрапленные и массивные. С площадным окварцеванием гранатовых скарнов и магнетитовых руд связана значительная мартитизация последних; самостоятельные кварц-гематитовые жилы часто встречаются также в околоскарновых эпидозитах. Гематит в основном наследует октаэдрическую форму зерен магнетита, а в жилах с кварцем образует пластинчатые скопления. Гематитовые руды вкрапленные, прожилково-вкрапленные, полосчатые.

Кварцево-сульфидные руды с шеелитом наложенного типа обычно совмещены с магнетит-гематитовым оруденением. Характерна приуроченность кварцево-сульфидных руд к скарновым телам, заключенным среди биотитовых и лейкократовых гранитов. Рудные минералы: халькопирит, борнит, халькозин, спорадически встречаются молибденит и шеелит. Сопутствующие нерудные минералы: кварц, андрадит, полевои шпат, флюорит.

В окварцованных магнетит-гематитовых и кварцево-сульфидных рудах, по спектрально-химическим данным, устанавливаются следующие средние значения элементов-примесей (в г/т): Pb – 300; Ti – 290; Zn – 500; Co – 110; Ni – 70; Sn – 30; As – 220; Bi – 20; Ag – 2. В шеелите отмечается примесь (в мол.%): Mo – 1–3, Nb – 0,05 и Ta – 0,01.

Месторождение Баян-Джаргалант расположено в восточной части Центральной Монголии, в 10 км к северо-востоку от одноименного сомона (Среднеобийский аймак). Геологические особенности формирования рудоносных известковых скарнов определяются положением рудного поля в северо-восточной части Среднеобийского блока, где один из выступов протерозойских карбонатно-сланцевых образований прорван серией небольших разновозрастных интрузий. В пределах рудного поля выделяются по крайней мере два типа интрузий, приведших к образованию известковых скарнов с различным по составу оруденением. По данным И.Б. Филиппова и В.Н. Выдрина [17], скарноворудные тела с магнетит-гематитовым типом оруденения в юго-западной части рудного поля (участок Баян-Джаргалант) приурочены к контактовой зоне лейкократовых гранитов PZ₁. Скарноворудные тела с комплексным магнетит-сульфидно-редкометальным оруденением (участок Орцог), по Р.А. Хасину, связаны с гранитами Р [17].

Нами наиболее детально изучены рудоносные скарны участка Орцог, включающего

Центральный и Северный участки рудного поля. Известково-скарновые тела этой части рудного поля представлены исключительно межпластовыми образованиями (протяженность до 400 м, мощность до 50 м). Они относятся к обычному биметасоматическому типу скарнов, сформированных в результате диффузионного взаимодействия кварц-полевошпат-биотитовых сланцев и известковых мраморов протерозойской толщи при посредстве постмагматических растворов в контактовом ореоле интрузий кварцевых сиенитов (Центральный участок, см. табл. 17), биотитовых гранитов и гранодиоритов (Северный участок, см. табл. 17).

Анализ строения скарновых тел по опорным разрезам показал, что они имеют сложное строение с многократным повторением скарновых колонок типа: 1) ороговикованный сланец|клинопироксен-плаггиоклазовая (апороговиковая) околоскарновая порода|клинопироксен-гранатовый эндо- и экзоскарн|пироксеновый экзоскарн|известняк; 2) ороговикованный сланец|клинопироксен-гранатовый эндоскарн|гранатовый скарн|клинопироксен±гранатовый скарн|известковый мрамор. Колонки характеризуются четко выраженным переменным составом главных скарновых минералов — граната и клинопироксена. В апосланцевых эндоскарнах гранат — отgrossуляра до grossуляр-андрадита (And , 9–30 мол.%; $n = 1,749 \div 1,780$), клинопироксен — от диопсида до салита ($n_g = 1,7000 \div 1,722$). Соответственно в экзоскарнах (по известнякам) гранат и клинопироксен более железистые. Состав граната изменяется — And от 43 до 83 мол.%. В сильно оруденелых разностях гранатовых скарнов отмечается почти чистый андрадит (96–97 мол.%). Клинопироксен относится к ферросалиту ($n_g = 1,737 \div 1,741$). Во внешней зоне скарновой колонки в парагенезисе с пироксеном отмечается радиально-лучистый везувиан с невысоким содержанием MgO (1,07 мас.%, табл. 23, ан. 4). Первичные сопутствующие магнетитовые руды развиты в гранатовых и пироксеновых разностях скарнов, а также в измененных сланцевых породах. Структура руд в скарнах обычно сидеронитовая, текстура — вкрапленная, гнездообразная, массивная, полосчатая. С заключительной кислотной стадией связано значительное окварцевание скарнов и магнетитовых руд с мартизацией последних, образование кварц-гематитовых руд, а также незначительная сульфидная (наложенная) минерализация (с халькопиритом, сфалеритом, пиритом, арсенопиритом и др.). Содержание сульфидов в рудах обычно не превышает 5–10 об.%.

В северной части рудного поля сульфидная минерализация сопровождается минеральной ассоциацией кварц ± слюда + флюорит. По данным спектрохимического анализа, средние содержания постоянных элементов-примесей в обогащенной магнетит-сульфидной пробе из апоскарновых и апосланцевых руд следующие (в г/т): Zn — 4400–4120; Pb — 213–120; Cu — 1700–670; Sn — 1150–950; As — 3100–6200; Bi — 80–420; Mo — 20; Ag — 8–13. Спорадически в апоскарновых рудах отмечается W (до 100 г/т).

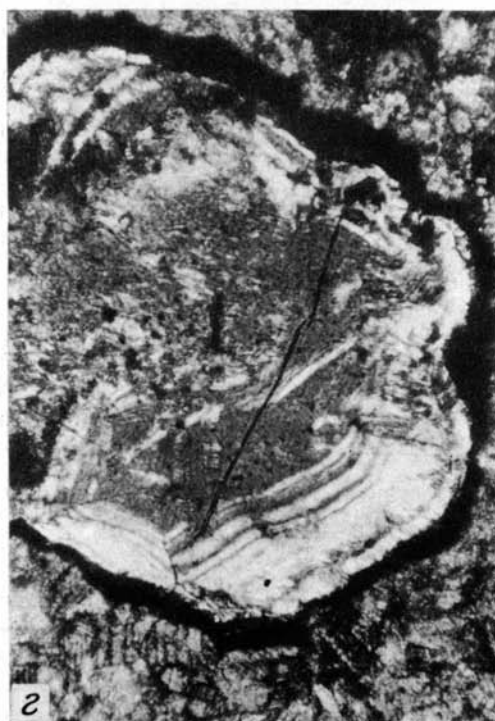
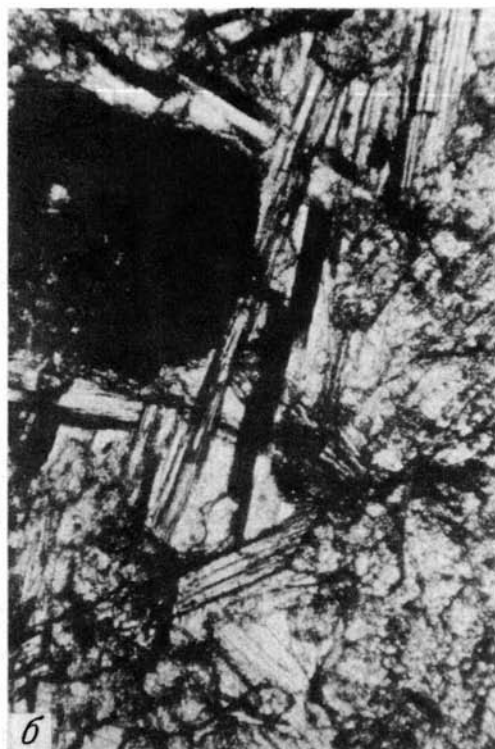
На поверхности магнетитовые, магнетит-гематитовые с сульфидами руды сильно окислены с образованием гидрогетита (лимонита), малахита, азурита и др.

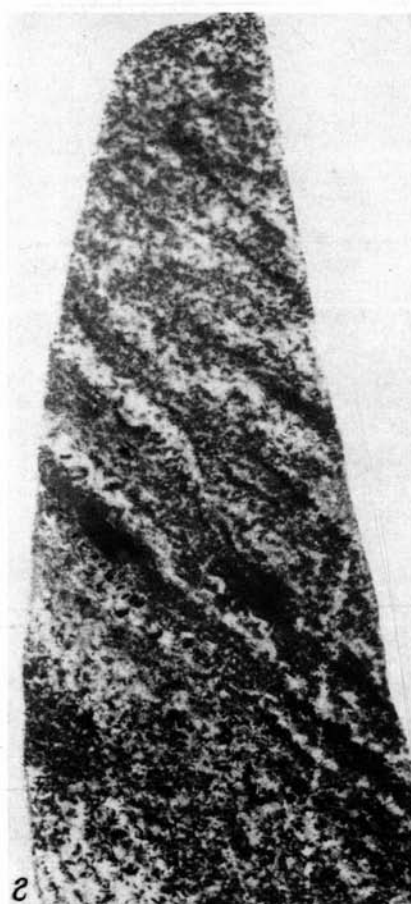
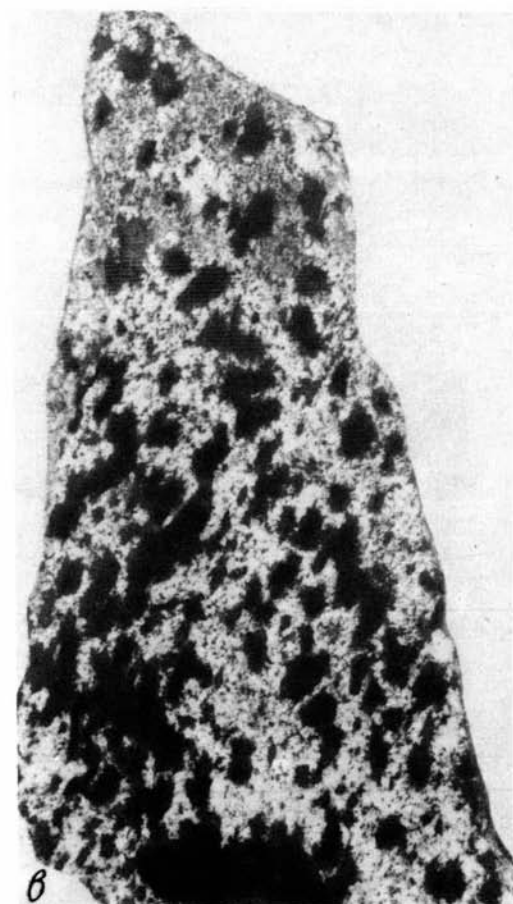
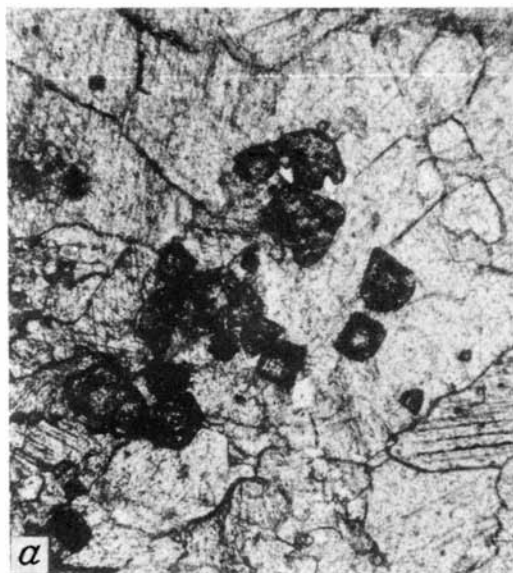
Скарны с магнетит-сфалеритовым типом оруденения

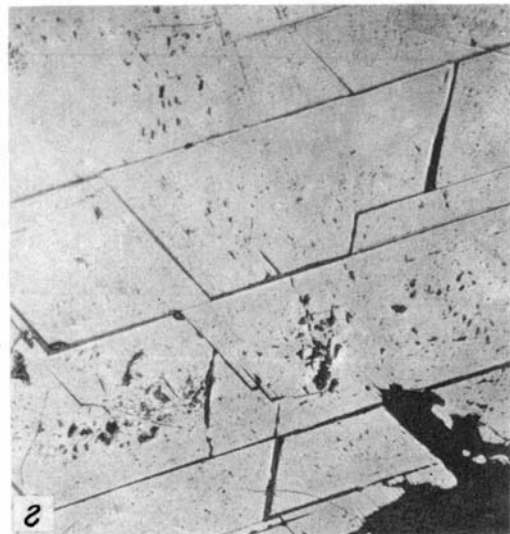
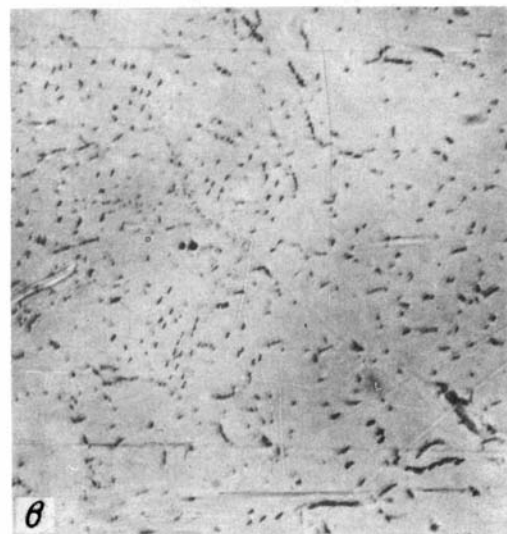
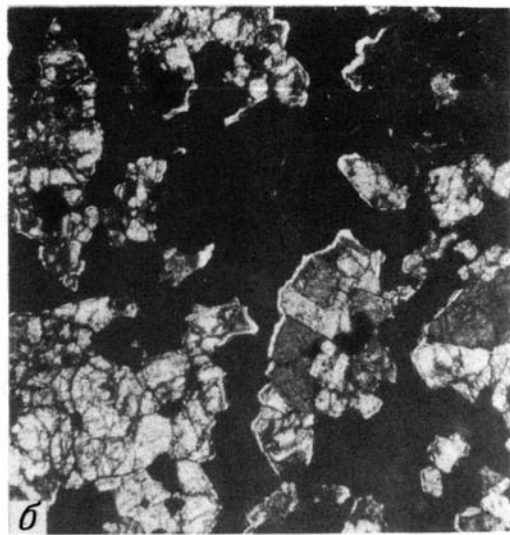
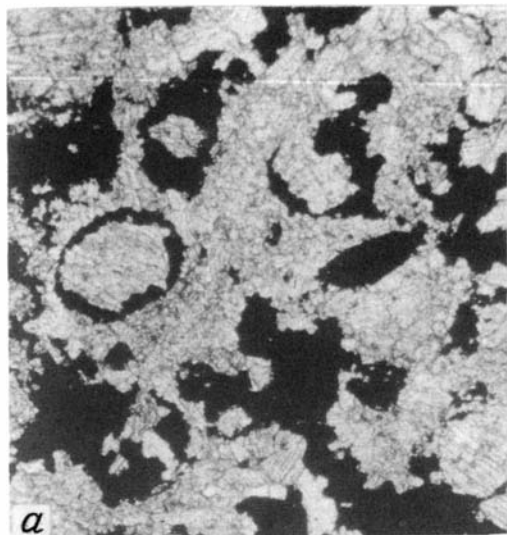
Наиболее перспективные рудоносные площади известковых скарнов с полиметаллами выявлены в восточной части Монголии, в Сухэ-Баторском аймаке (месторождения Салхит и Тумуртуйн-Обо [17]). Отдельные более мелкие рудопоявления обнаружены в северо-восточной части страны (Баян-Дунг и др.).

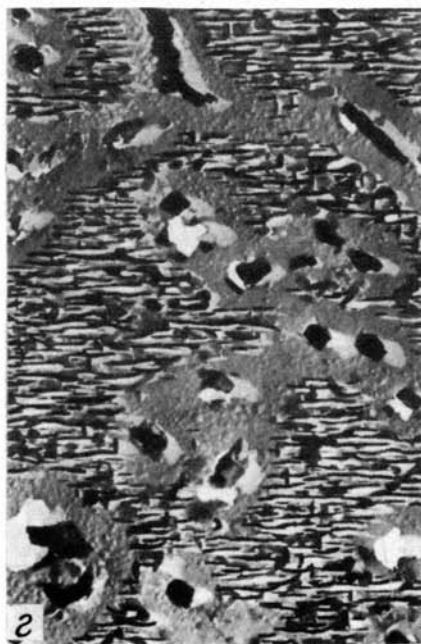
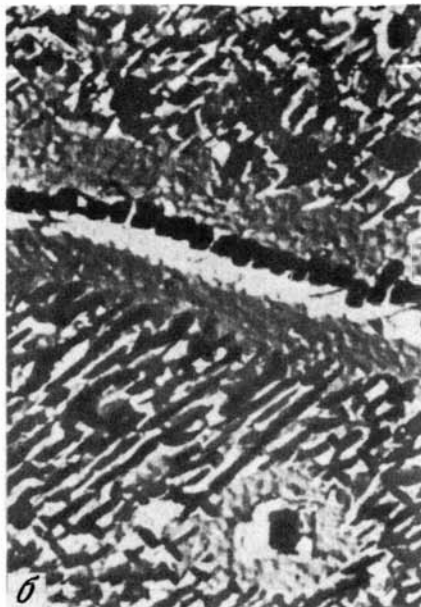
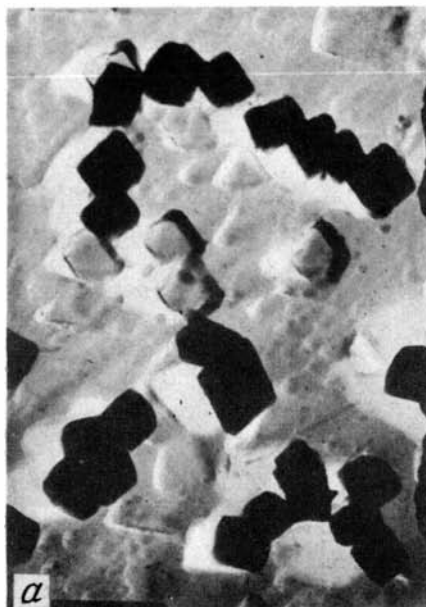
Известковые скарны с промышленным магнетит-сфалеритовым типом оруденения на этой территории пока не известны.

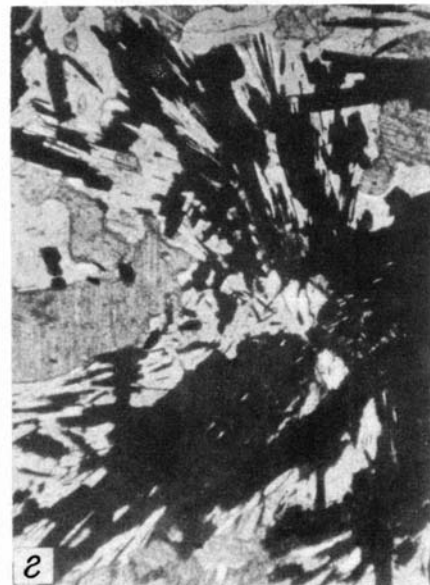
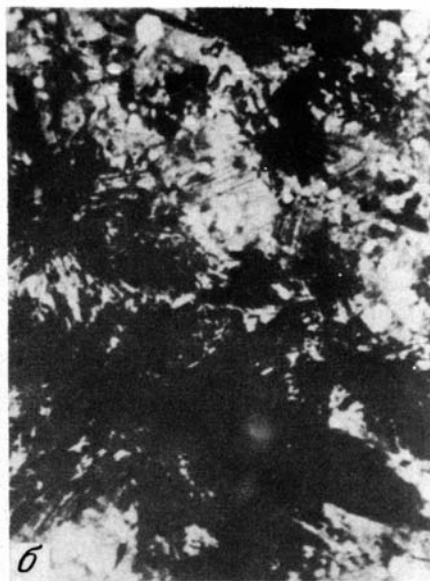
Формирование и размещение рудоносных скарнов на этих объектах связано с интрузиями гранодиорит-гранитовой и лейкогранитовой формаций континентальной стадии развития территории страны в позднем палеозое и раннем мезозое. Характерной особенностью размещения известково-скарновых рудных тел с полиметаллами является приуроченность к одному стратиграфическому уровню — вмещающим толщам, сло-

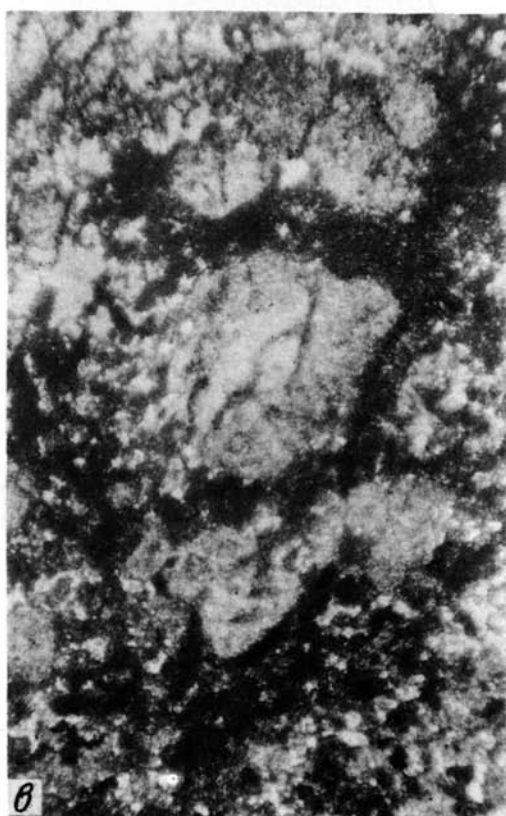
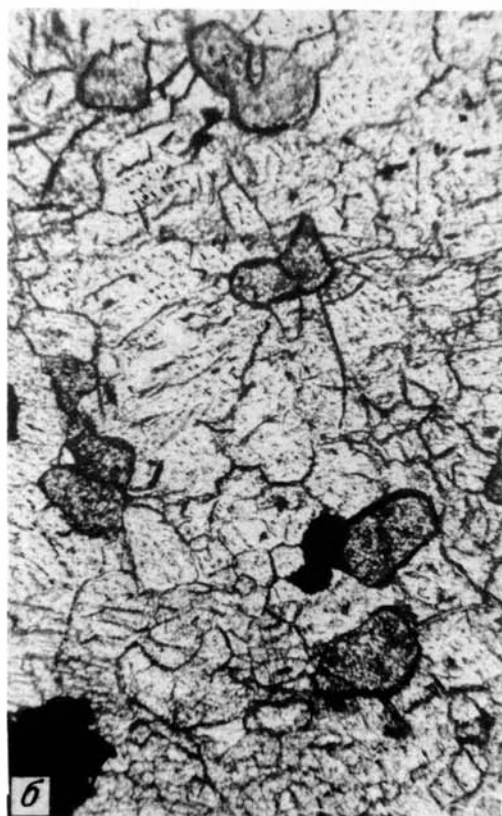
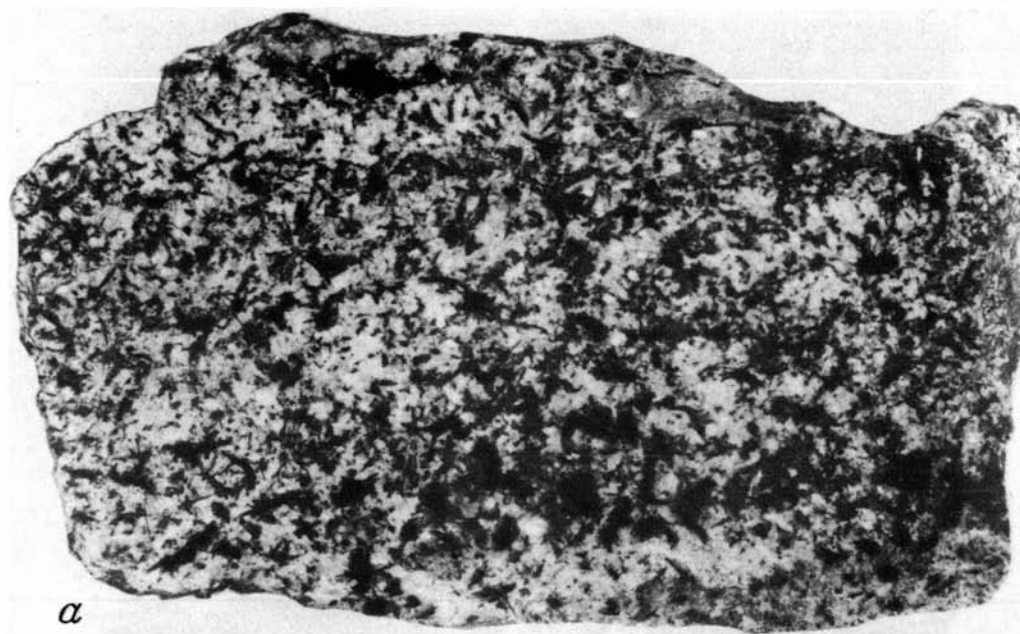


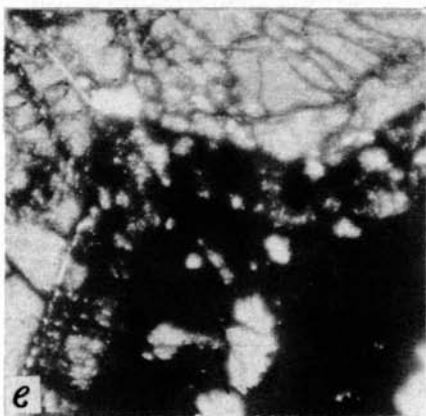
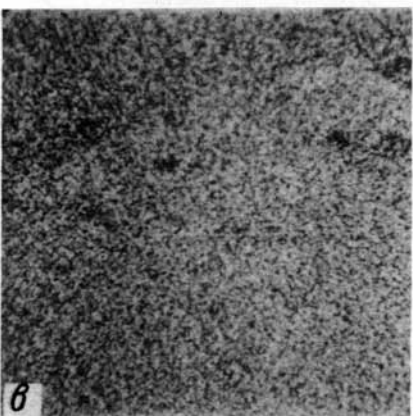
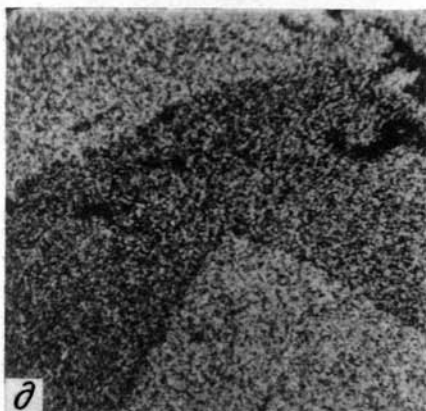
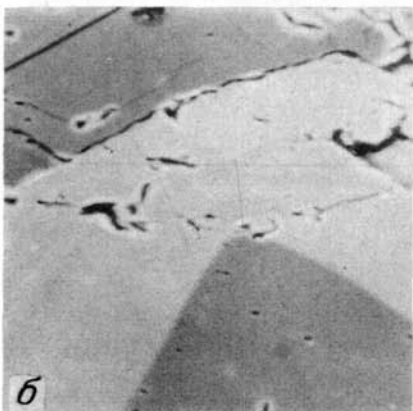
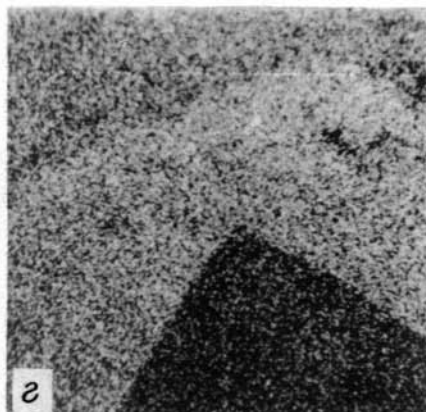


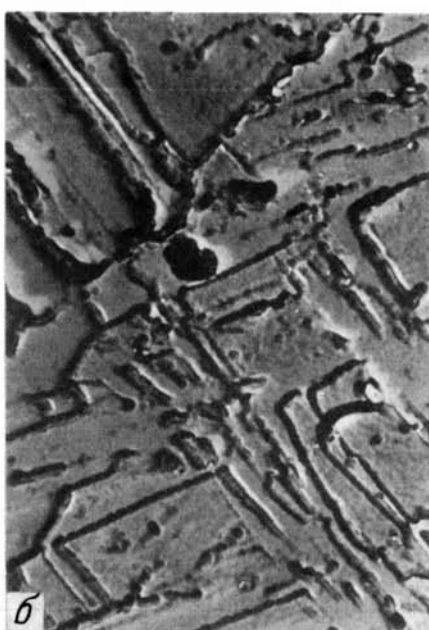
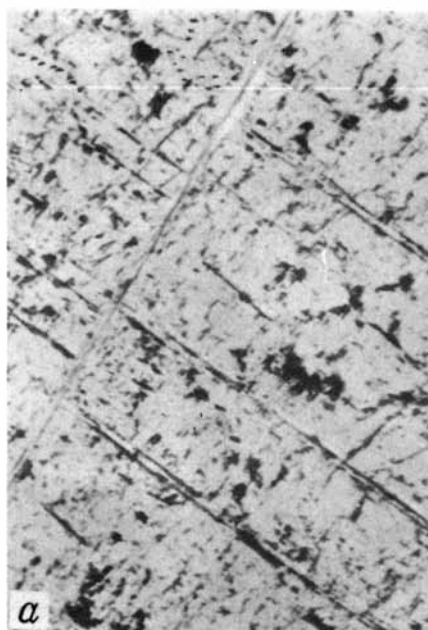












женным карбонатно-терригенными и карбонатно-эффузивно-терригенными образованиями (D). Возможные варианты геологической позиции скарноворудных тел с полиметаллическим оруденением, их зональное строение, минеральный состав скарнов и руд, особенности локализации последних рассмотрены на примере двух более детально изученных нами скарноворудных проявлений.

Рудопроявление Баян-Дунг расположено в северо-восточной части Центральной Монголии на правобережье р. Ульдзы, в 2 км от одноименного сомона (аймак Дорнод). По результатам работ 1983—1984 гг. сотрудников Комплексной поисково-геофизической экспедиции МГ и ГРП МНР Н.Р. Ильясова, В.А. Костюшина и др. выявлено, что большая часть скарноворудных тел рудопроявления расположена в районе горы Орцог. Геологическое строение этого участка характеризуется выходами на поверхность среди мезозойских и четвертичных отложений терригенно-карбонатно-вулканогенных образований среднего девона (с горизонтами известняков, туфов и лав от основного до кислого состава) и перекрывающих их пород гадзарской свиты нижней перми (липаритов, дацитов, туфов с прослоями сланцев, песчаников и др.). Вся эта толща пород прорвана небольшими интрузивом гранитов нижнего мезозоя, в контактовом ореоле которых вскрыта серия линзообразных скарноворудных тел.

Изучение опорных разрезов по магистральным канавам через скарноворудные тела показало, что они сложены неоднократно повторяющимися простыми скарновыми колонками (или зонами) типа околоскарновый эпидозит (по вулканитам) | клинопироксеновый или клинопироксен-гранатовый экзоскарн (по карбонатам). Процессы эндоскарнового изменения в гранитоидных породах практически не проявились. Гидротермальное преобразование в них выражено в появлении альбита, слюды (серицита, мусковита), кварца, кальцита, эпидота, а также в развитии околотрещинных жилков кварцево-слюдистого состава с сульфидной вкрапленностью. Около контакта с интрузией в скарновых телах обычно располагаются зеленые мелкозернистые эпидозиты, содержащие реликтовые участки и прослои туфов и туфопесчаников. Отнесение эпидозитов к околоскарновым породам, образовавшимся по вмещающим эффузивам, не вызывает сомнений. Содержание пистацита в околоскарновом эпидоте составляет 30—33 мол.%. Эпидозиты значительно окварцованы, к прожилкам и гнездам кварца приурочены амфибол и вкрапленность гематита.

К экзоскарнам относятся наиболее распространенные на рудопроявлении клинопироксеновые скарны, среди которых часто встречаются линзы и пласты неизмененных мраморизованных известняков. Клинопироксен-гранатовые и гранатовые разновидности экзоскарнов имеют подчиненное развитие. Следует отметить, что в разрезах скарновых тел соотношение мощности эндо- и экзоскарнов неоднозначное. В одних разрезах можно видеть компенсированное по мощности развитие околоскарновых эпидозитов и клинопироксеновых ($\pm$ гранат) экзоскарнов, в других, наоборот, некомпенсированное — с мощностью экзоскарнов, значительно превышающей эндоскарны. Рудовмещающими породами на рудопроявлении Баян-Дунг являются клинопироксеновые и клинопироксен-гранатовые скарны.

Минеральный состав измененных скарнов: клинопироксен (ферросалит, геденбергит), гранат, актинолит, эпидот, ильваит, кварц, кальцит (родохрозит). Оруденение магнетитовое, магнетит-сфалеритовое и сфалеритовое. Руды преимущественно вкрапленные, прожилково-вкрапленные, иногда полосчатые.

Скарновый мелкозернистый клинопироксен зеленого цвета, по составу отвечает ферросалиту (см. табл. 22, ан. 18) с содержанием *Иог*, 21 мол.%. В окварцованных и оруденелых разностях скарнов клинопироксен темно-зеленый, почти черный, грубозернистый (перекристаллизованный). Длиннопризматические кристаллы этого минерала обычно собраны в радиально-лучистые агрегаты, и по оптическим свойствам ($n_g = 1,747 \div 1,754$) и химическому составу (см. табл. 22, ан. 17) такой клинопироксен относится к геденбергиту (*Гед*, 80—85 мол.%, *Иог*, около 13 мол.%). Скарновый гранат — промежуточного состава (*Анд*, 42—45 мол.%, *Спесс*, не более 3 мол.%, см. табл. 20, ан. 40, 41). В ассоциации с магнетитом и сфалеритом, а также кварцем,

кальцитом, амфиболом, эпидотом II (*Пист*, 20–24 мол.%) железистость граната возрастает до *Анд*, 70–80 мол.% ($n = 1,748 \div 1,760$).

Распределение магнетита и сфалерита в экзокскарнах неравномерное: безрудные участки чередуются с оруденелыми, в отдельных скарноворудных телах отмечается некоторая разобщенность магнетитового и сфалеритового оруденения. Черный магнетит встречается в виде мелких неправильных (ксемоморфных) зерен в клинопироксеновом скарне или в виде длиннопризматических (пластинчатых) выделений в гранате (мушкетовит). Вишнево-красный *сфалерит* образует вкрапленность и гнезда из пластинчатых выделений в грубоэдристом геденбергитовом скарне. По химическому составу (в мас. %): Zn — 61,79; Fe — 4,73; Ti — 0,02; Mn — 0,30; S — 34,13, сумма 100,95 и структурной формуле $(\text{Zn}_{0,90}\text{Fe}_{0,0}\text{Mn}_{0,01})_{0,9}\text{S}_{1,01}$ сфалерит отвечает маложелезистой разности — клейофану. Содержание в рудах других сульфидов (пирита, арсенопирита, халькопирита, галенита) очень низкое. Возрастные соотношения между магнетитом и сфалеритом выражены нечетко. Отложение рудных минералов сопровождается частичным разложением скарнов с образованием среднетемпературной околорудной минеральной ассоциации с актинолитом, эпидотом, кварцем, кальцитом (родохрозитом) и ильменитом.

В результате изучения строения скарновых тел, минерального состава скарнов и околорудных метасоматитов удалось выявить следующее. Известковые скарны на рудопроявлении Баян-Дунг сформировались как типичные биметасоматические образования при реакционном взаимодействии эффузивных и карбонатных пород в контактовом ореоле интрузии биотитовых гранит-лейкогранитов при участии высокотемпературных постмагматических растворов. По соотношению железистости в сосуществующих клинопироксене и гранате рудовмещающие скарны ($K_{\text{P}}^{\text{Пи/Гр}} > 1$) относятся к фациям повышенной кислотности. Сфалеритовое оруденение наложено на скарны и сопровождается пропилитизацией пород, связанной со стадией кислотного выщелачивания постмагматического этапа.

Месторождение Томуртыин-Обо расположено на территории Сухэ-Баторского аймака, северо-восточнее г. Барун-Урт. Линзообразное рудное тело биметасоматического типа образовано на контакте субщелочных биотитовых гранитов (P) с карбонатно-сланцевой толщей (D). Исходная скарновая зональность затухевана в результате наложения поздних процессов кислотной стадии. В контакте с гранитами широко проявлено приконтактовое выщелачивание с образованием на месте околоскарновых пород и эндоскарнов кварцевой зоны с реликтами граната. Экзокскарновая часть скарноворудного тела сложена рудоносными гранатовыми скарнами, среди которых отмечаются реликты скарноидного (?) клинопироксена (диопсида, салита) и участки измененных сланцев.

Состав граната в скарнах меняется в широком интервале значений (*Анд*, от 55 до 89 мол.%, *Спесс*, 7–10 мол.%). По минеральному составу выделяются магнетитовые (с гематитом), сфалерит-магнетитовые и сфалеритовые апоскарновые руды. Содержание сфалерита в сфалерит-магнетитовых и сфалеритовых рудах может составлять 45–50 и 90%. Другие сульфиды (молибденит, халькопирит, пирит, галенит) имеют второстепенное значение, и их содержание не превышает 5–10%. Текстура руд вкрапленная, прожилково-вкрапленная, массивная, иногда полосчатая. В агрегатных скоплениях рудных минералов сфалерит выделяется пластинчатой формой зерен темно-коричневого цвета (размер до 2–3 мм), которые содержат мелкие включения пирита и халькопирита. Химический состав сфалерита из ассоциации с магнетитом (в мас.%): Zn — 60,60; Fe — 2,83; Mn — 4,23; S — 33,28; сумма 100,89; структурная формула $(\text{Zn}_{0,88}\text{Mn}_{0,07}\text{Fe}_{0,05})_{1,01}\text{S}_{0,99}$ также отвечает маложелезистой разности. Из постоянных элементов-примесей в сфалерите отмечаются (в мас.%): Cd — 0,06–0,18; Cu — 0,001–0,1; Ti — 0,005–0,01; Co — 0,009–0,01; спорадически присутствуют Pb — 0,01–0,05; Sr — 0,01–0,05; Zr — до 0,01; Ag — 0,001. Магнетит в массивных рудах — в виде идиоформно-изометричных зерен размером до 1 мм. Его оптические свойства и внут-

рения микроструктура сходны с описанными выше магнетитами месторождений железорудной известково-скарновой формации. Из изоморфных элементов примесей для магнетита месторождений Томуртуйн-Обо характерны Mn (до 5–9 мас.%) и Zn (0,01–1,0 мас.%). В окварцованных разностях руд магнетит замещается гематитом и иногда сопровождается молибденитом. Структурные соотношения главных рудных минералов — явления коррозии, реликты ксеноморфного магнетита в сфалерите, пересечение магнетита жилками со сфалеритом и пиритом и др. — свидетельствуют о более позднем отложении сфалерита. Образование сфалерита после магнетита подчеркивается увеличением содержания *Спесс*, от 7 до 10 мол.% в краевых зонах андрадита (вторичная зональность), появлением низкотемпературной минеральной ассоциации *Кв + Род + Хл + Флю* (жилки подобного состава обычно пересекают массивные магнетитовые руды).

Изучение минерального состава руд, структурных соотношений рудных и нерудных минералов на месторождениях и рудопроявлениях с полиметаллами позволило установить, что сульфидное оруденение подобного состава наложено на известковые скарны и магнетитовые руды.

Магнетитовые и сфалерит-магнетитовые руды локализованы во внешних частях скарноворудных тел: в клинопироксеновых, клинопироксен-гранатовых, гранатовых скарнах. Наложенный характер полиметаллического (преимущественно сфалеритового) оруденения подчеркивается перекристаллизацией главных скарновых минералов, повышением их железистости и содержания иогансенита, спессартина соответственно в клинопироксене и гранате. По мере падения температуры в стадию кислотного выщелачивания скарновые минералы частично или полностью замещаются средне- и низкотемпературными фациями метасоматитов.

Скарны с шеелит-сульфидным типом оруденения

Этот тип оруденения имеет подчиненное развитие среди таких традиционных для Монголии эндогенных формаций вольфрама и олова, как вольфрамит-кварцевая, касситерит-вольфрамит, кварцевая, силикатно-сульфидная и др. В общей схеме закономерностей размещения вольфрамового и оловянного оруденения, предложенной П.В. Ковалем и В.М. Якимовым [43] для этого региона, известные (пока непромышленные) проявления редкометалльных скарнов располагаются преимущественно на территории рудных узлов и районов поздне- и раннемезозойской Северо-Восточной (Эрдэнэ-Тологой, Тумэн-Цогт, Бейсе, Баян-Обо и др.), а также раннемезозойской Юго-Восточной (Сопка Скарновая и др.) металлогенических провинций. В средне-позднепалеозойской Северо-Монгольской металлогенической провинции известны пока лишь единичные проявления с комплексным Fe–B–W типом оруденения в магнезиальных скарнах Хангайской области (Билутиинское); с комплексным Fe–полиметаллы–Sn (участок Орцог-Обо Баян-Джаргалантской группы рудопроявлений) и Fe–полиметаллы–W (Оют-Обо) типами оруденения в известковых скарнах Среднеобийского рудного района. Оловянно-вольфрамовое оруденение на этих проявлениях обычно совмещено с апоскарновыми магнетитовыми рудами, распределение редкометалльной минерализации неравномерное, с незначительным содержанием шеелита и касситерита. К такому же комплексному типу оруденения в известковых скарнах относится рудопроявление Баян-Дунг, включенное П.В. Ковалем и В.М. Якимовым в раннемезозойскую Северо-Восточную металлогеническую провинцию.

Характерной особенностью общей геологической позиции формирования редкометалльных известковых скарнов ранне- и позднепалеозойской Северо-Восточной металлогенической провинции является их локализация в контактовых ореолах дифференцированных интрузий гранит-лейкогранитовой формации жанчублинского и шарахадинского комплексов. Интрузии, продуцирующие редкометалльное оруденение в известковых скарнах, относятся к гранитам стандартного геохимического типа [37, 43]. Известковые скарны развиваются преимущественно по метаморфизованным карбонат-

но-алюмосиликатным породам протерозоя и в меньшей мере — по карбонатно-терригенным и эффузивно-осадочным образованиям палеозоя.

С целью уточнения формационной систематики некоторых вольфрамовых и оловянных проявлений Монголии, а также выявления минеральных типов редкометального оруденения в известковых скарнах рассмотрим рудопроявления Северо-Восточной металлогенической провинции — Бейсе, Баян-Обо и Тумэн-Цогт (Западное).

Рудопроявление Бейсе находится к северу от г. Модото (Хэнтейский аймак) на территории Модотинского рудного района. Ранее рудопроявление изучалось Ю.Ф. Чудиновым и болгарскими геологами И. Пашовым, И. Мавручиевым [17]. Пластообразные тела рудоносных известковых скарнов (протяженность до 1,2–2 км, мощность до 3,5–7,0 м) расположены в северном контакте биотитовых гранитов (см. табл. 6, ан.45) крупного Модотинского массива ($T_3 - J_1$) с метаморфическими породами протерозоя, включающими гнейсы, кристаллосланцы и горизонты известковых мраморов. В непосредственном контакте с интрузией породы вмещающей метаморфической толщи полойно инъецированы гранитоидным материалом. Изучение строения скарновых тел показало, что они сложены маломощными, ритмично повторяющимися зонами клинопироксен-плаггиоклазовых околоскарновых пород и полосчатых гранат-клинопироксеновых, реже гранат-везувиановых экзоскарнов (скарноидов).

Мелкозернистые околоскарновые породы сложены минералами переменного состава: плаггиоклазом от андезина (№ 48) до битовнита (№ 75), салитом (*Ged*, 18–30 мол. %), а также сфеном, поздним кварцем и клиноцоизитом. Текстура околоскарновой породы обычно полосчатая. Подобная текстура проявлена в гранат-клинопироксеновых экзоскарнах (скарноидах). По составу клинопироксена ($f_m = 35\%$, см. табл. 22, ан. 12) и сосуществующего с ним гроссулярового граната ($f_m = 8\%$, см. табл. 20, ан. 37) гранат-клинопироксеновые экзоскарны относятся к фации повышенной кислотности ($K^{Пн}/Гр > 1$). В некоторых скарновых телах можно наблюдать замещение полосчатых гранат-клинопироксеновых скарноидов крупнозернистым существенно гранатовым скарном с везувианом. В этом случае железистость в гранате повышается незначительно (*And*, до 15 мол.%). Содержание пиральспитовых компонентов в гранате низкое и не превышает 5–10 мол.%. Везувиан, образующий радиально-лучистые агрегаты в гранате, отличается невысокой магнезиальностью ($MgO - 1,59$ мас.%, см. табл. 23, ан. 5). Известково-скарновые тела Бейсе относятся к биметасоматическим образованиям. Полосчатые скарноиды и скарны с высокоглиноземистым гранатом, везувианом, маложелезистым клинопироксеном образуются по карбонатным породам с примесью алюмосиликатного материала; околоскарновые породы — по прослоям гнейсов и кристаллосланцев, инъецированных гранитоидами. Суммарная площадь скарноидов в поперечных разрезах скарновых тел обычно равна или значительно выше таковой в околоскарновых породах.

Шеелитовое оруденение с незначительным количеством сульфидов (молибденита, сфалерита, пирита и др.) приурочено к измененным разностям скарноидов и скарнов. Характерными постскарновыми минералами являются кварц, плаггиоклаз (андезин № 35–37), эпидот, актинолит. Белый мелкозернистый шеелит (размер зерен до 5,0 мм) встречается в виде редкой вкрапленности в гнездообразных обособлениях и прожилках кварц-полевошпатового состава в экзоскарнах. Химический состав шеелита (в мас. %): $CaO - 19,41$; $WO_3 - 80,76$; сумма 100,17 отвечает его нормативному составу $CaWO_4$. Из элементов-примесей в шеелите установлены (в мас. %): $Cu - 0,1$; $Ti, Ni - 0,05 - 0,09$; $Mn, Pb, Zr - 0,01$.

Модотинский массив биотитовых гранитов стандартного геохимического типа, с которым генетически связаны известковые скарны Бейсе, известен как рудоносный массив с оловянно-вольфрамовой и молибденитовой минерализацией в кварцевых жилах и грейзенах. Кварцевые жилы в апикальной части массива и соответственно эндоконтакте скарновых тел обычно сопровождаются кварц-мусковитовыми, кварц-альбит-мусковитовыми грейзенами в слабо грейзенизированном биотитовом граните. При прослеживании кварцеворудной жилы с кварц-мусковитовым зальбандом в сторону скарно-

вого тела околоскарновая пироксен-плагноклазовая порода эндоконтакта обычно интенсивно замещается кварцем и в породе остаются лишь реликты плагноклаза и слюды (мусковита). Далее окварцевание в виде сети кварцевых прожилков продолжается в пироксен-гранатовых скарнах и сопровождается полевошпатизацией, эпидотизацией и шеелит-сульфидной минерализацией.

Скарноворудные тела Бейсе отличаются малой мощностью при довольно значительной протяженности и локализованы в зоне крутого контакта интрузии с вмещающими породами. Возможно, что на сопредельных территориях Модотинского рудного узла в более пологих контактах раннемезозойских интрузий можно ожидать и более мощные вольфрамоносные скарны. Перспективными в отношении обнаружения редкометальных скарнов являются северный и северо-восточный контакты Юдугинского массива, где описаны кварц-касситеритовые жилы с грейзенизацией вмещающих пород, а также западный и юго-западный контакты Джаргалтуинского массива с кварц-полевошпатовыми и кварцевыми жилами [17].

Рудопроявление Баян-Обо расположено к северо-западу от пос. Жанчублин (Центральный аймак) на территории одноименного рудного узла (южный Хэнтэй). По данным ранних исследователей [17, 43], это рудопроявление относится к касситерит-вольфрамит-кварцевой формации в гранитах стандартного типа сложного Баян-Обинского массива. Кварцевые жилы и штокверки с редкой вкрапленностью вольфрамита и касситерита сопровождаются кварц-мусковитовыми грейзенами с флюоритом, которые через промежуточную зону $Kв + Му + Аб$ состава переходят в слабо грейзенизированные биотитовые граниты второй фазы.

В северной экзоконтактной зоне рудоносного массива среди отложений $PR_3 - C_1$ нами выявлены скарновые тела. В песчано-сланцево-карбонатной толще здесь также отмечается различной мощности межпластовые инъекции гранитов. Аналогично шеелитоносным скарнам Бейсе скарновые тела Баян-Обо сложены многократно повторяющимися зонами околоскарновых пород и эксоскарнов (скарноидов). Минеральный состав, текстурные особенности, участки незамещенных алюмосиликатных пород показывают, что околоскарновые породы образовались при метасоматическом преобразовании инъекционного материала гранитов и ороговикованных сланцев.

Апогранитоидные околоскарновые породы выделяются среднезернистым строением и сложены ферросалитом ($n_g = 1,730 \div 1,739$), ортоклазом, скаполитом ($Ma_{62}Me_{38}$), сфеном, апатитом. Мелкозернистые роговикового облика апосланцевые околоскарновые породы отличаются полосчатой текстурой и иным составом минералов. Так, состав клинопироксена в породе меняется от диопсида до салита-ферросалита, плагноклаз отвечает лабрадору (№ 68–70), скаполит — кислой разности состава ($Ma_{80}Me_{20}$); реликтовые минералы сланцев — мелкошешуйчатый биотит, зеленый амфибол (роговая обманка); акцессорные — сфен, апатит. Поздние минералы в выделенных разностях околоскарновых пород — кварц, флюорит, незначительная вкрапленность сульфидов (халькопирита, сфалерита).

Внешняя часть скарновых тел представлена зонами полосчатых клинопироксен-гранат-везувиановых скарноидов. Мощность зон в одной из разведочных канав от 0,8 до 2,6 м, при этом зоны повторяются до пяти и более раз. Минералы, слагающие скарноиды, характеризуются переменным составом. Негомогенность и изменчивость клинопироксена проявлена в его зональном строении: в центре — бесцветный диопсид, во внешней зоне — зеленый салит ($fm = 0,40\%$), ферросалит ($fm = 0,69\%$). Состав граната также меняется в широком интервале значений: от существенноgrossулярового (And , 25 мол.%) до grossуляр-андрадита (And , 55–76 мол.%). Содержание пиральспитов низкое, не более 3–5 мол.%. В зональном гранате состав меняется от почти чистого андрадита (в ядре) до промежуточного граната (And , 66 мол.%, см. табл. 22, ан. 4). Везувиан образует крупные кристаллобласти на фоне полосчатого распределения мелкозернистого граната и клинопироксена. По содержанию MgO (2,49 мас.%, см. табл. 24, ан. 3) минерал относится к обычному скарноидному везувиану. В скарноидах присутствует также флюорит. Окварцевание и плагноклазизация здесь проявлены слабо.

Спектральными анализами в скарноидах устанавливается (в мас.%) Cu — 3–5; Sn — до 1; Zn — 0,03; W — 0,01; Bi — 0,01–0,03; Ag — 0,50 г/т.

Скарновые тела Баян-Обо относятся к типичным биметасоматическим образованиям с некомпенсированным развитием зон околоскарновых пород и скарноидов. Суммарная мощность последних значительно выше, чем околоскарновых пород.

Несмотря на переменность состава главных минералов скарноидов, в распределении железа между сосуществующими клинопироксеном и гранатом здесь, так же как и на рудопроявлении Бейсе, проявляется общая тенденция фаций повышенной кислотности: железистость клинопироксена (0,40–0,69%) выше, чем у граната ($f_m = 0,25 \div 0,55\%$) и $K_{\text{P}}^{\text{Fe}}/Gr = 1,9 \div 2,0$. Судя по составу более основного плагиоклаза (№ 68–70), сосуществующего с менее основным скаполитом ($Ma_{80}Me_{20}$), в апсоланцевых околоскарновых породах процессы скарнирования вмещающих протерозойских пород проходили в условиях небольших глубин (фации глубинности II–III, по В.А. Жарикову [23]). Очевидно, что к моменту внедрения баян-обийских гранитов блоки и выступы протерозойского фундамента в этой части страны были значительно приподняты тектоническими движениями домезозойского времени.

Месторождение Западное с шеелитовым типом оруденения находится на территории Тумэн-Цогтинского рудного узла, в 8 км к юго-западу от одноименного месторождения (Сухэ-Баторский аймак). Этот вольфрамовый рудный узел входит в позднемезозойскую Северо-Восточную металлогеническую провинцию и объединяет в своем рудном поле месторождения и рудопроявления преимущественно вольфрамит-кварцевой формации в гранитоидах шарахадинского интрузивного комплекса. Тем не менее район рудного узла весьма благоприятен для образования скарнов.

По геологическим данным Р.А. Хасина, Г.Ф. Ивановой и др. [17, 31], территория рудного узла представляет собой выступ каледонского основания, сложенного терригенно-карбонатными отложениями PR_3 и E_1 , прорванными палеозойскими и мезозойскими интрузивами. Оруденение Тумэн-Цогтинского узла связано со слабо эродированными Хара-Яматинским и Шарахадинским массивами (J_2-3). Локально рудоносные известковые скарны месторождения Западное приурочены к юго-западному контакту Хара-Яматинского массива с образованиями верхнего протерозоя, к которым по разлому примыкают вулканиты кислого состава (Р). Биотитовые граниты стандартного типа (см. табл. 6, ан. 47) в эндоконтактной части массива охвачены площадной грейзенизацией с развитием альбита, флюорита и кварца.

Контактные скарновые тела отличаются сложным строением. В опорных разрезах через скарноворудные тела отмечается неоднократное повторение зон экзоскарнов (клинопироксен-гранатовых, гранатовых, реже клинопироксеновых) и околоскарновых эпидозитов, среди которых соответственно встречаются горизонты незамещенных мраморизованных известняков, участки слабо скарнированных эффузивов и межпластовые (?) апофизы аплитовидных гранитов. В непосредственном контакте биотитовых гранитов с известковыми скарнами сильно проявлена приконтактовое окварцевание и околоскарновые эпидозиты сохраняются в виде отдельных реликтовых участков.

Рудовмещающими породами на месторождении являются преимущественно измененные клинопироксен-гранатовые и гранатовые экзоскарны. Минеральный состав рудовмещающих клинопироксен-гранатовых разновидностей скарнов: диопсид ($n_g = 1,705 \div 1,707$), существенно гроссуляровый гранат (Анд, 22–28 мол.%, пиральспиты, не более 10 мол.%), постоянно присутствующий в них везувиан ближе всего отвечают исходным скарноидам, образованным по карбонатным породам с примесью алюмосиликатного материала. Характерная для скарноидов полосчатая текстура в экзоскарнах отсутствует, возможно, благодаря замещению поздним гранатом (Анд, 32–35 мол.%) и последующему послескарновому гидротермальному преобразованию. Мощность экзоскарнов по разрезам порядка 10–12 м. В скарнах и скарноидах широко проявлено замещение граната эпидотом, плагиоклазом (альбитом), флюоритом, кальцитом. Гнезда и многочисленные прожилки, сложенные $Эп + Аб + Кв$, отмечаются в породах

экзо- и эндоскарнов. К ним обычно приурочена редкая вкрапленность шеелита и сульфидов (сфалерита, халькопирита и др.). Спектральными анализами в рудоносных скарнах, помимо вольфрама, устанавливаются также (в мас.%): Zn – 0,5; Cu – 0,07–0,09; Cr – 0,05; Sn – 0,007–0,009; Pb – 0,005; Ge – 0,003; Ga и Nb – 0,001; Ag – 7–9 г/т.

Следует подчеркнуть, что жилки и штокверки с $Kв + Аб + Флю + Ше$ и с сульфидами, проходящие через зону окварцевания эпидозитов (с флюоритом и сульфидами), находят свое продолжение в кварцевых жилах с вольфрамитом и околожильной грейзенизацией (с $Аб + Му + Флю + Кв$) в гранитах рудоносного Хара-Яматинского массива. Примечательно также, что формирование биметасоматических известковых скарнов месторождения Западное связано с метасоматическим преобразованием разнообразных по составу и возрасту пород. Так, часть околоскарновых эпидозитов образовалась по гранитоидам Хара-Яматинского массива и его апофизам, а другая часть – возможно, в результате замещения эффузивных пород (Р); клинопироксен-гранат-везувиановые скарноиды возникли по карбонатно-терригенным образованиям верхнего протерозоя.

Рассматривая особенности строения и минерального состава приведенных выше месторождений и рудопроявлений известково-скарновой формации с вольфрамовым и оловянным оруденением Северо-Восточной металлогенической провинции, отметим следующее. Известковые скарны с редкометальным оруденением сформировались диффузионно-биметасоматическим путем при реакционном взаимодействии кристаллических сланцев, эффузивов и гранитоидов с известняками при участии высокотемпературных постмагматических растворов. Скарноворудные тела отличаются сложным строением и характеризуются неоднократным чередованием в поперечных разрезах эндоскарновых эпидозитов или клинопироксен-плаггиоклазовых (скаполитовых) околоскарновых пород и экзоскарнов (преимущественно клинопироксен-гранат-везувиановых скарноидов и гранатовых скарнов). Вкрапленное шеелитовое и касситеритовое оруденение с незначительным количеством сульфидов (молибденита, халькопирита, сфалерита и др.) наложено на скарны и скарноиды и сопровождается образованием послескарновых минеральных ассоциаций, близких к кварц-полевошпатовым метасоматитам (с кварцем, плаггиоклазом, эпидотом, иногда амфиболом и гранатом с повышенным содержанием андрадита) и грейzenам (с кварцем, альбитом, флюоритом, иногда с мусковитом).

Развитие кварцеворудных жил и околожильных грейzenов в апикальных частях Модотинского, Баян-Обинского, Тумэн-Цогтинского массивов, а также околорудное преобразование скарнов, локализованных в контактах с ними, свидетельствуют об общей направленности и близко-одновременном едином процессе кислотной стадии постмагматического этапа в гранитоидах и известковых скарнах изученных объектов. Шеелитовые, шеелит-касситерит-сульфидные и другие апоскарновые руды, сопровождающиеся кварц-полевошпатовыми метасоматитами и грейzenами, выделенные ранее В.А. Жариковым [23, 25], отмечаются многими исследователями и редкометальных месторождениях известково-скарновой формации Советского Союза (Алтае-Саянская область, Средняя Азия, Кавказ и др.).

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ СКАРНОВ И РУД

Теоретические основы изучения физико-химических условий скарнообразования с применением метода анализа природных парагенезисов и изучения минеральных равновесий в условиях открытых систем с вполне подвижными компонентами, заложенные трудами Д.С. Коржинского, нашли свое дальнейшее развитие в работах В.А. Жарикова, А.А. Маракушева, Н.Н. Перцева, Л.И. Шабынина и др., посвященных исследованиям процессов скарно- и рудообразования. Многие теоретические положения по условиям образования скарнов к настоящему времени стали общеизвестными и обоснова-

ны обширными геологическими данными в результате исследований в Советском Союзе, США, Японии и других регионах мира. Экспериментальные работы по моделированию природных процессов скарнообразования и различные экспериментальные методы изучения скарновых минералов позволили перейти к количественной оценке некоторых физико-химических параметров процессов скарно- и рудообразования.

Ввиду слабой изученности скарновых рудопоявлений Монголии условия их образования прежде не рассматривались.

Анализ большого фактического материала, полученного нами за последние годы при исследовании скарноворудных объектов МНР, позволил прежде всего четко разграничить рудовмещающие скарны этого региона на две главные группы: магнезиальные и известковые. Выявление и изучение магнезиальных скарнов имеют большое практическое значение в целях прогнозирования и поисков на этой территории новых типов оруденения, как, например, борного (людвиговитового), обнаруженного нами при ревизии ряда скарново-магнетитовых проявлений, а также шеелитового оруденения (Билютинское проявление), известного до сих пор только в скарнах известковой формации, тем более, что месторождения бора, вольфрама, свинца, цинка, меди и олова в магнезиальных скарнах распространены во многих сопряженных с Монголией районах Советского Союза (Алтае-Саянская область, Бурятия, Южная Якутия, Казахстан, Средняя Азия), КНР, КНДР.

Магнезиальные скарны различны по условиям образования. Оют-Тологой, Гурбульджи-Ула, Хархан-Гол и др. формируются на магматическом этапе контактово-инфильтрационным путем при реакционном взаимодействии доломитов с флюидами, выносящими из жидкой магмы активных интрузивов SiO_2 , Al_2O_3 , Fe и др., необходимые для образования зональных скарнов. (Дурвэлджин и Обот относятся к биметасоматическим образованиям и возникли при взаимодействии доломитов (кальцифиров) с гнейсами и кристаллосланцами при участии магматогенных флюидов. Образование магнезиальных скарнов на магматическом этапе не вызывает сомнений и определяется на изученных объектах инъекцией магматического материала в зоны скарнов, наличием ксенолитов последних в эндоконтактных зонах интрузий, явлениями мигматизации метаморфических пород, а также присутствием типоморфных минералов скарнов — фассаита, форстерита, шпинели. На месторождении Харату-Ула выявлены своеобразные по геологической позиции магнезиальные скарны постмагматического этапа. В этом случае они образовались в результате реакционного взаимодействия доломитов и эффузивов в высокотемпературном контактовом ореоле гранитоидной интрузии. Скарны Харату-Ула относятся к биметасоматическим образованиям и характеризуются типоморфной ассоциацией диопсид + флогопит.

Из табл. 10 и диаграммы состав—парагенезис (см. рис. 12) можно видеть, что минеральные ассоциации собственно магнезиальных скарнов и их преобразованных разновидностей отличаются заметным однообразием. Известно, что минералы магнезиальных скарнов являются полифациальными образованиями и могут быть устойчивы в широком диапазоне физико-химических условий. Анализ парагенезисов минералов магнезиальных скарнов позволяет ограничить условия их стабилизации. Магнезиальные скарны формировались в условиях, ближе всего отвечающих глубинам гипабиссальной фации, о чем свидетельствует, например, отсутствие в скарнах монтичеллита, геленита, характерных минералов малых глубин и высоких температур, а также ортопироксенов (энстатита, гиперстена), наиболее устойчивых в условиях абиссальной фации. На ряде изученных месторождений в кальцифирах и мраморах встречается брусит — продукт гидратации типоморфного минерала гипабиссальной фации периклаза. Повсеместное развитие на многих объектах магнезиально-скарновой формации апомагнезиальных известковых скарнов без волластонита с гроссуляром, везувианом, клиноцоизитом также указывает на их образование в условиях малых и умеренных глубин.

Биметасоматические магнезиальные скарны месторождений Дурвэлджин и Обот, образованные при гранитизации гнейсов, кристаллосланцев и доломитовых мраморов

(кальцифиров) протерозоя, в контактовых ореолах интрузий, по-видимому, ближе всего отвечают мезоабиссальной фации глубинности.

Для сравнительной качественной оценки P - T условий образования скарнов магматического этапа с помощью микронзондового анализа и оптических определений были изучены соотношения железистости в сосуществующих парах клинопироксен-шпинель и оливин-клинопироксен. В безрудных скарнах достаточно четко проявляется общая тенденция $fm_{Шп} > fm_{Клп} > fm_{Ол}$. На месторождениях Дурвэлджин, Буцаган и рудопроявлениях Ушкин-Даба, несмотря на сложный состав шпинели (см. табл. 12), ее железистость изменяется в узком интервале значений (от 0,23 до 0,26 мас.%), а железистость клинопироксена значительно ниже и равна 0,07–0,09% (см. табл. 11). Коэффициенты распределения железа ($K_r^{Fe/Шп}$) между этими фазами на этих объектах близки и равны 0,3–0,44.

На месторождениях Гурбульджи-Ула и Дурвэлджин fm клинопироксена больше fm оливина (см. табл. 11). Заметим, что в клинопироксене отсутствует окисное железо, а содержание глинозема составляет не более 2,0 мас.%. В этом случае $K_r^{Ол/Пи}$ соответственно равны 0,3 и 0,5. Обратные соотношения железистости между оливином (см. табл. 12, ан. 5) и клинопироксеном на месторождении Оют-Тологой, по-видимому, отражают неравномерность этих минеральных фаз в постмагматически измененных и оруденелых разностях скарнов ($K_r^{Ол/Пи} = 2$). Соотношения железистости в минеральных ассоциациях магнезиальных скарнов магматического этапа на различных месторождениях и рудопроявлениях Монголии близки между собой и отвечают магнезиальной области диаграммы распределения компонентов между сосуществующими минералами, предложенной В.А. Жариковым [23]. В той же части диаграммы находятся данные Л.И. Шабынина по распределению Fe и Mg в паре $Ол$ - $Клп$ из магнезиальных скарнов месторождения Таежное в Южной Якутии (СССР). В магнезиальных скарнах Восточного Верхоянья (СССР), изученных Н.П. Перцевым [61], $fm_{Ол} > fm_{Клп}$ ($K_r^{Ол/Пи} > 1$). Однако данные, полученные нами и известные в литературе по распределению Mg и Fe между оливином и клинопироксеном в природных магнезиальных скарнах, пока недостаточны для подтверждения существования экстремума в этой минеральной ассоциации.

В целом глубины образования магнезиальных скарнов Монголии по их минеральным парагенезисам можно, по-видимому, оценить в пределах от 1 до 3–4 км (давление щелочно-водно-углекислого флюида не более 1–2 кбар [25]).

Верхняя температурная граница образования магнезиальных скарнов магматического этапа определяется устойчивостью периклаза до температуры 700–800°C. Нижнюю границу, вероятно, можно ограничить температурой 570–580°C, определенной по геотермометру эпидот-гранат [4] для парагенезисов апомагнезиальных известковых скарнов (Оют-Тологой, Хубсугул и др.). Такую же температуру (570°C) указывают В. Шедлок и Е. Эссен [84] при образовании тактитов (магнезиальных скарнов) с фасситом в Монтане (США). К. Онума и др. [83] считают, что давление при образовании этих метасоматитов составляло $1,0 \pm 0,2$ кбар.

Температура образования магнезиальных скарнов постмагматического этапа месторождения Харату-Ула опускается ниже 450–470°C и отвечает устойчивости диопсида (при высокой фугитивности CO_2) в экзоскарнах и эпидота в апоэффузивных эндоскарнах (при высокой фугитивности O_2).

Как было показано выше, наиболее распространенным типом метасоматической зональности в магнезиальных скарнах магматического этапа гипабиссальной фации глубинности является скарновая колонка гранитоид|клинопироксен-плаггиоклазовая околоскарновая порода|шпинель-клинопироксеновый скарн|шпинель-клинопироксен-форстеритовый скарн|форстеритовый кальцифир|периклазовый мрамор|долomit. Изменение минерального и химического состава пород от зоны к зоне в метасоматической колонке, кроме внешних факторов (P , T и др.), определяется также режимом виртуальных (инертных) компонентов SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , изменением их содержаний от зоны к зоне, особенностями их перемещения. Термодинамически SiO_2 , Al_2O_3

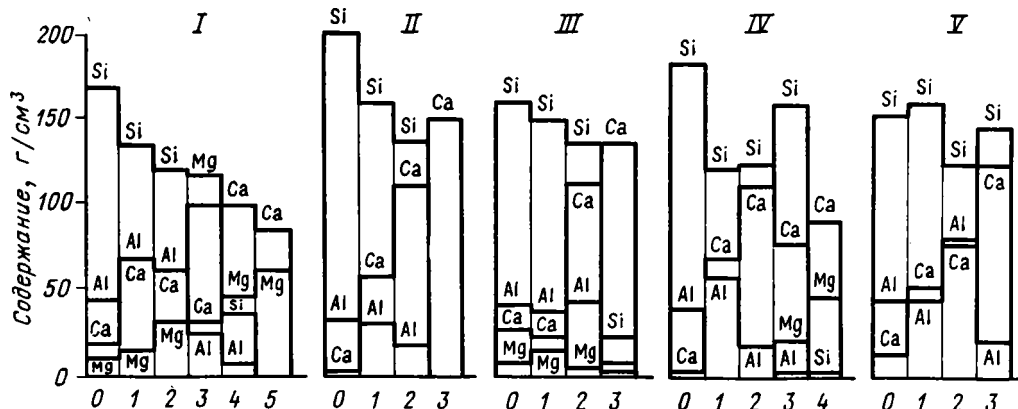


Рис. 34. Изменение содержаний виртуальных компонентов главных породообразующих компонентов в метасоматических колонках

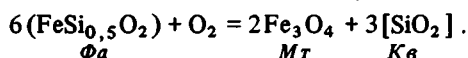
I — магнезиальные скарны магматического этапа: 0 — диорит, 1 — плагиоклаз-клинопироксеновая околоскарная порода, 2 — шпинель-клинопироксеновый скарн, 3 — шпинель-клинопироксен-форстеритовый скарн, 4 — кальцифир, 5 — доломит. *II–V* — известковые скарны постмагматического этапа: *II* (Шара-Булак): 0 — гранитоид, 1 — ортоклаз-клинопироксеновая околоскарная порода, 2 — гранатовый скарн, 3 — чистый известняк; *III* (Алаг-Эрдэнэ): 0 — гранитоид, 1 — скаполит-клинопироксеновая околоскарная порода, 2 — клинопироксен-гранатовый скарн, 3 — известняк с примесью SiO_2 и MgO ; *IV* (Томур-Тэ): 0 — гранитоид, 1 — ортоклазовый эпидозит, 2 — гранатовый скарн, 3 — клинопироксеновый с гранатом скарн, 4 — доломитовый мрамор. *V* (Тоглоин-Худук): 0 — гранитоид, 1 — клинопироксен-плагиоклазовая околоскарная порода, 2 — гранат-плагиоклазовая околоскарная порода, 3 — гранатовый эндоскарн (в центре контактово-инфильтрационной жилы)

и MgO являются инертными, но в геохимическом смысле при участии магматических флюидов обладают значительной миграционной способностью. На рис. 34, *I* показано изменение содержаний виртуальных компонентов в инфильтрационной колонке магнезиальных скарнов магматического этапа (в г 100 cm^3 породы). Диаграмма составлена с использованием результатов химических анализов пород, приведенных в табл. 14, 26, с учетом постмагматических изменений. В колонку не включена зона периклазовых мраморов, по химическому составу практически тождественная исходному доломиту.

На диаграмме видно, что зоны магнезиально-скарновой колонки образуются на месте карбонатной породы при инфильтрации магматическим флюидом кремнезема и глинозема. При этом SiO_2 привносится значительно больше (в 3 раза), чем Al_2O_3 . Тыловая зона (пироксен-плагиоклазовая) отличается наиболее высоким их содержанием в объеме породы, в направлении к внешней зоне (кальцифиру) содержание SiO_2 и Al_2O_3 последовательно уменьшается, а MgO перемещается в обратном направлении. Самое высокое содержание MgO отмечается в шпинель-клинопироксен-форстеритовом скарне, и затем оно последовательно уменьшается в сторону гранитоида. Баланс окиси магния от зоны к зоне показывает, что при замещении 400 cm^3 доломита таким же объемом магнезиального скарна не только весь Mg (193 г) берется из доломита, но и некоторое его количество (47 г) может выноситься за пределы колонки, при этом CaO ведет себя как подвижный компонент, его содержание неравномерно изменяется от зоны к зоне.

Как было отмечено выше, с магнезиальными скарнами Монголии связано магнетитовое, магнетит-людвигитовое и магнетит-сульфидное оруденение. Пространственно магнетитовые руды локализуются преимущественно во внешних зонах магнезиально-скарновых тел, в шпинель-форстеритовых скарнах, кальцифирах и их преобразованных разностях. В шпинель-клинопироксеновых скарнах магнетитовое оруденение бедное и имеет незначительное распространение. Структурные соотношения магнетита с форстеритом, шпинелью и клинопироксеном обычно характеризуются его распределением в промежутках между минералами скарнов магматического этапа. Отличитель-

ной особенностью такого магнетита является его внутренняя неоднородность, выраженная в образовании сложного, многоступенчатого распада твердого раствора магнетит-шпинель (табл. IV), обусловленного присутствием в его составе повышенного содержания Mg, Al₂O₃, Mn (см. табл. 15). Содержание титана в магнетите обычно очень низкое, и соответственно распад типа магнетит-ильменит в минерале не проявляется. Магнетит в ассоциации с форстеритом, шпинелью, клинопироксеном (фассайтом) относится к наиболее ранней, высокотемпературной генерации в скарновых рудах, возникающих, по-видимому, в конце магматического этапа скарнообразования (сопутствующее оруденение). Высокотемпературный магнетит магматического этапа (первая генерация) выделен ранее Л.И. Шабыниным [72] при обобщении большого фактического материала по железорудным месторождениям магнезиально-скарновой формации многих регионов мира. Образование магнетитовых руд на магматическом этапе свидетельствует также о высокой железистости и повышенной активности в них кислорода. Прогнозная количественная оценка окислительно-восстановительной обстановки (фугитивности кислорода) в зависимости от температуры для равновесной ассоциации магнетит-форстерит с учетом активностей их минералов дана Н.Н. Перцевым [61, с. 124, 125] путем термодинамического расчета буферной реакции



Аналогичным образом в рамках предложенного метода расчета изотермо-изобарического потенциала этой реакции нами получены сходные значения фугитивности кислорода (в логарифмических единицах) для оливин-магнетитовой ассоциации монгольских скарнов, равные $-17,8$ и $-21,3$. Эти значения отвечают устойчивости ассоциации в температурной области 900 К (627 °С) и 800 К (527 °С) при общем давлении 1 кбар и $a_{M_T} = 0,81$, $a_{\Phi_a} = 0,14$. При низких значениях f_{CO_2} и f_{SiO_2} ассоциация форстерит-магнетит может быть стабильна в более восстановительных условиях [61].

На постмагматическом этапе (после застывания краевых частей активной магматической интрузии) по мере снижения температуры и изменения других интенсивных параметров минералообразования исходные магнезиальные скарны интенсивно замещаются гидроксил-, фтор- и хлорсодержащими магнезиальными силикатами и алюмосиликатами (флогопитом, клиногумитом, тремолитом, серпентином и др.).

Широко распространенным минералом монгольских магнезиально-скарновых руд постмагматического этапа является клиногумит. Экспериментальные данные по равновесиям гумитовых минералов весьма ограничены. По термометрическим определениям, температура образования клиногумита магнезиальных скарнов находится в области 450 °С [2]. К. Бухер-Нурминен [78], изучивший клиногумиты с различной фтористостью из метасоматических пород контактового ореола доломитов с гранитоидной интрузией в Южных Альпах (Северная Италия), рассчитал равновесную реакцию $4\Phi_o + 1\text{Do} + 1\text{H}_2\text{O} = 1\text{Kлг} + 1\text{CO}_2$. Он показал, что с повышением температуры (при $P_{\Phi_o} = 1$ кбар) свыше 400 °С поле устойчивости более фтористых клиногумитов ($X_{\text{F}_{\text{Kлг}}} = 0,5 \div 0,6$) расширяется с увеличением мольной доли CO₂ в водно-углекислом флюиде до 0,4–0,7. Принимая во внимание, что температура образования клиногумита в преобразованных магнезиальных скарнах находится в пределах 450–580 °С, мольная доля CO₂ для его стабилизации не должна превышать 0,3. В регрессивных условиях замещение форстерита малофтористым клиногумитом ($X_{\text{F}_{\text{Kлг}}} = 0,3$) происходит при более низких значениях мольной доли CO₂ (< 0,1) и, следовательно, при более высокой мольной доле H₂O во флюиде.

Если замещение форстерита клиногумитом протекает в раннюю щелочную стадию, то дальнейшее низкотемпературное разложение минералов магнезиальных скарнов происходит в стадию кислотного выщелачивания (или изменения активности SiO₂ в растворах). Так, замещение форстерита серпентином и диопсида серпентином + кальцитом ($T = 450 \div 300$ °С, $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1$ кбар) происходит, когда активность кремнезема в растворе, по-видимому, не выше значения $-1,5$, а при замещении диопсида

тремолитом + кальцитом и ассоциации диопсид + серпентин $\longrightarrow$ тремолитом — значения a_{SiO_2} возрастают (от $-1,5$ до $-0,5$ лог.ед. [61]).

Одновременно с процессом преобразования рудовмещающих скарнов происходит перекристаллизация основной рудной массы магнетита I, из его состава выносятся MgO и Al_2O_3 , постепенно исчезают тонкие структуры распада магнетит—шпинель и на их месте возникают более грубые срастания магнетит—гематит и магнетит—маггемит. Такой магнетит относится ко второй, постмагматической генерации в апомагнезиальных рудах. Структурные соотношения магнетита II с минералами магнезиальных скарнов постмагматического этапа в общем неоднозначные. В одних случаях отмечается унаследованность структуры магматического этапа, показывающей близко-одновременное развитие магнетита с диопсидом, флогопитом, клиногумитом, а в других — четко выражено интенсивное замещение этих минералов магнетитом.

Многие из изученных железорудных (магнетитовых) преимущественно гипабиссальных проявлений Монголии магнезиально-скарновой формации включают боратную минерализацию.

Для сравнительной оценки условий образования некоторых боратов из магнезиально-скарновых руд были использованы экспериментальные и расчетные данные, известные в литературе [2, 60, 61]. Наиболее распространенным минералом высокотемпературных борно-железных руд является людвигит. Скопления магнезиолюдвигита и людвигита локализованы во внешних зонах скарноворудных тел, соответственно в кальцифирах и преобразованных магнезиальных скарнах. В кальцифирах магнезиолюдвигит ($f_m \leq 10\%$) ассоциирует с кальцитом, бруситом, серпентином, флюоборитом, котоитом, ссайбеллитом. Во внутренних частях скарноворудных тел он находится совместно с магнетитом II, клиногумитом, флогопитом, серпентином; при этом железистость людвигита повышается (до 32% и более). Первичные минералы магнезиальных скарнов (форстерит, шпинель, клинопироксен) обычно присутствуют в виде реликтов.

Появление в магнетитовых месторождениях и рудопроявлениях магнезиально-скарновой формации людвигитовой минерализации зависит от совокупного действия ряда факторов, среди которых количественное выражение получили температура, активность бора и f_{CO_2} (фугитивность углекислоты). Экспериментально магнезиолюдвигит ($f_m = 25\%$) синтезирован в щелочных условиях при температуре 500°C . Температура декрипитации природного людвигита из месторождения Лебединое (Алданский щит, СССР), полученная А.А. Маракушевым [52], близка к температуре синтеза (440°C). Для гипабиссальных месторождений в условиях умеренной фугитивности кислорода (при $T = 500^\circ\text{C}$) возможные величины активности B_2O_3 и CO_2 , определяющие стабильность магнезиолюдвигита из парагенезиса с магнетитом II, могут охватывать интервал значений соответственно от средних ($-6,7$) до максимальных ($-4,6$ лог.ед.). Качественная оценка других факторов, стабилизирующих существование магнезиолюдвигита в гипабиссальных условиях, предусматривает зависимость от химических потенциалов B_2O_3 и закиси железа. Менее железистые людвигиты в ассоциации с периклазом (бруситом), доломитом и магнетитом образуются при максимально высоких активностях B_2O_3 в растворах. При повышении pH среды железистость людвигита снижается, а при увеличении активности B_2O_3 железистость людвигита в ассоциации с магнетитом повышается [61].

На рудопроявлениях Билютийн-Гол и Оют-Тологой в мраморах и кальцифирах (в ассоциации с магнезиолюдвигитом) встречается котоит. По температуре минерал устойчив в интервале $450\text{--}300^\circ\text{C}$, а в терминах $\lg a_{\text{B}_2\text{O}_3}$, $-\lg f_{\text{CO}_2}$ при снижении фугитивности CO_2 во флюиде ($\lg f_{\text{CO}_2}$ — от 0,5 и ниже) устойчивость ограничена узким интервалом значений активности B_2O_3 (от $-5,9$ до $-5,3$ лог.ед.). Сохранность зерен и агрегатных скоплений котоита на рудопроявлениях с людвигит-магнетитовым типом оруденения низка. Минерал обычно замещается тонковолокнистым ссайбеллитом (ашаритом). Поздняя, широко распространенная ссайбеллитизация в магнезиальных скарнах с борно-железным оруденением Монголии характеризует более низкотемпературные (в пределах $300\text{--}250^\circ\text{C}$) процессы гидротермального разложения рудо-

носных магнезиальных скарнов. Как минералогическая редкость на рудопроявлении Билютин-Гол обнаружен гидроксил-флюоборит. Минерал развит локально во внешней зоне скарноворудного тела в ассоциации с магнезиолюдвигом и кальцитом. Структурные соотношения показывают, что флюоборит развивается позже магнезиолюдвига. Появление малофтористого флюоборита, помимо других факторов, в равной мере характеризует изменение кислотности—щелочности среды минералообразования (с переходом от щелочных условий к нейтральным и, возможно, более кислотным), поскольку в смежных (внутренних) зонах рудного тела процессы кислотного выщелачивания выражены более резко и сопровождаются отложением шеелита в тремолитизированных зонах магнезиальных скарнов.

В апомагнезиальных известковых скарнах месторождения Обот встречен вонсенит ($f_m = 80\%$) в ассоциации с андрадитом, кальцитом, магнетитом, сфалеритом. Минерал образуется в интервале температур $350\text{--}200^\circ\text{C}$ в условиях низкой активности магния, высокой активности закиси железа, борной кислоты, понижения pH растворов.

На многих месторождениях и рудопроявлениях магнезиально-скарновой формации магнетитовые и магнетит-боратные руды сопровождаются сульфидной минерализацией. К наиболее распространенным сульфидам относятся пирротин, сфалерит, халькопирит, реже встречаются пирит, борнит, молибденит. На рудопроявлениях Билютин-Гол и Бу-Паган с сульфидами связано Au, на месторождении Обот — Bi.

Сульфидное оруденение локализуется во внешних частях скарноворудных тел, среди преобразованных магнезиальных скарнов (с клиногумитом, флогопитом, тремолитом, серпентином, хлоритом) или во внутренних их частях, в апомагнезиальных известковых скарнах (с салитом, андрадит-гроссуляровым гранатом, везувианом, ксантофиллитом). Сульфиды образуют участки повышенной вкрапленности и массивные руды с магнетитом. Наиболее продуктивные сфалеритовые руды в преобразованных магнезиальных скарнах отмечаются на месторождении Гурбульджи-Ула.

Развитие сульфидов в виде прожилков и гнезд среди массивных руд (широко распространенные замещения магнетита пирротинном, сфалеритом, халькопиритом), образование серпентина, хлорита, карбоната на границе сульфидов с диопсидом, клиногумитом и другими минералами и явление перекристаллизации магнетита на границе с сульфидами свидетельствуют о более позднем отложении сульфидов, на заключительном этапе рудного процесса в магнезиальных скарнах. Гистерогенное разложение минералов магнезиальных скарнов постмагматического этапа и осаждение сульфидов происходит не только при реакционном взаимодействии гидротермальных растворов с магнезиально-скарновой породой, но и в результате дальнейшего снижения температуры, повышения кислотности растворов, достижения в рудоносном флюиде необходимого химического потенциала серы. Для оценки температур образования сульфидных руд были использованы известные геотермометры: гексагональный пирротин—пирит и халькопирит—пирит, экспериментально разработанные Н.И. Безменом с соавторами [8, 9]. При анализе результатов по распределению Ni и Co между сосуществующими парами сульфидов наиболее надежными оказались данные по распределению в них кобальта, полученные нами при изучении полированных шлифов на ЛМА-1. Так, например, в магнетит-сульфидных и сульфидных рудах проявлений Томур-Тологой и Обот коэффициенты распределения кобальта в равновесной паре гексагональный пирротин—пирит ($K_D^{Пир/Пт}$) близки между собой и равны $0,24$ ($\lg K_D = -0,6$). Расчет по формуле

$$T, ^\circ\text{C} = \frac{1000}{0,538 \lg K_D^{Пир/Пт} + 1,907} - 273$$

при условии, что $K_D = (\text{Co в пирротине} : \text{Co в пирите, мас.\%}) \cdot 0,749$, соответствует величине $\sim 360^\circ\text{C}$ ($350 \pm 10^\circ\text{C}$). Такая температура характеризует парагенезис высокотемпературного (неупорядоченного) гексагонального пирротина (с содержанием Fe, 45,6 ат.%) с пиритом.

Близкая температура (340°C) получена по распределению кобальта между халько-

пиритом и пиритом, сопутствующими вонсенитовой минерализации (Обот). При этом $K_D^{Xn/Пг} = 0,26$ ($\lg K_D = -0,58$) рассчитана по отношению $K_D = (Co \text{ в халькопирите: } Co \text{ в пирите, мас.}\%) \cdot 0,53$, а температура — соответственно по формуле

$$T, ^\circ C = \frac{1000}{1,292 \lg K_D^{Xn/Пг} + 1,382} - 273.$$

Используя полученную таким образом температуру образования наиболее раннего гексагонального пирротина из рудной ассоциации магнетит + пирротит + пирит, удалось рассчитать условные величины фугитивности серы (f_{S_2}) и кислорода (f_{O_2}). В соответствии с реакцией $2 Fe_3O_4 + 3 S_2 = 6 FeS + 4 O_2$ для $P_{общ} = 1$ кбар и $T = 600$ К ($327^\circ C$) $\lg f_{S_2} = -8,09$ и $\lg f_{O_2} = -29,36$.

Однако халькопирит может быть и еще более низкотемпературным. На рудопроявлении Билютин-Гол такой халькопирит, замещая борнит, образует своеобразные системы пластинчатых вrostков в матрице борнита среды переотложенных прожилков серпентина в магнезиальных скарнах. Подобные пластинчатые структуры в системе борнит-халькопирит, воспроизведенные экспериментально [79], могут иметь место при температурах $200-250^\circ C$. Отметим, что процессы кислотного выщелачивания только на месторождении Харату-Ула заканчиваются разложением апомагнезиальных известковых скарнов (с флогопитом, андрадитом, салитом) и появлением низкотемпературной ассоциации кварц + кальцит, а также вновь образованного рудного минерала — гематита.

Известковые скарны формируются в контактовом ореоле гранитоидных интрузий при реакционном взаимодействии алюмосиликатных и карбонатных пород при участии высокотемпературных постмагматических растворов. Алюмосиликатными породами в равной мере являются гранитоиды, эффузивы, кристаллосланцы, а карбонатными — известковые и доломитовые мраморы, известковые сланцы с примесью алюмосиликатного материала. Большая часть скарновых месторождений и рудопроявлений Монголии принадлежит известково-скарновой формации.

Анализ условий локализации, парагенетических закономерностей минералов, зонального их распределения в пределах известково-скарновых тел позволяет в общем виде охарактеризовать физико-химические условия их образования. Контактново-реакционные тела известковых скарнов относятся преимущественно к биометасоматическому типу и образуются в результате встречной диффузии кремния и алюминия в карбонатную породу и кальция — в алюмосиликатную породу при участии существенно водных, хлоридных растворов с низким содержанием в них углекислоты.

На отдельных рудопроявлениях наряду с биометасоматическими залежами в гранитоидах и эффузивах развиты эндоскарновые фации контактивно-инфильтрационных известковых скарнов. В этом случае в результате односторонней инфильтрации постмагматическими растворами кальция вдоль тектонических нарушений по алюмосиликатной породе образуются зоны известковых скарнов жильного типа (Тоглоин-Худук, Шибейн-Гол, Таталынское и др.).

Для сравнения на схематической диаграмме рис. 34 показано поведение виртуальных (инертных) компонентов SiO_2 , Al_2O_3 и CaO в простых известково-скарновых колонках, возникающих при диффузионном взаимодействии гранитоида и карбонатной породы (II–IV) и в колонке (V) с контактивно-инфильтрационным замещением алюмосиликатных пород. На приведенной диаграмме видно, что известковые скарны (в сравнении с магнезиальными) образуются при перемещении более значительных масс SiO_2 и CaO постмагматическими растворами. Колонки II–V отражают изменение главных виртуальных компонентов (в г/100 см³) при образовании известковых скарнов с различными типами метасоматической зональности.

Зоны околоскарновых пород в колонках известковых скарнов с парагенезисом клинопироксена соответственно с ортоклазом (II), скаполитом (III) и плагиоклазом (V) образуются на месте гранитоидной породы в результате ее дисиликации (выноса

SiO_2) и привноса CaO . Изменения содержания глинозема при этом не происходит. Тогда как в зонах околоскарновых эпидозитов (IV) и плагиоклаз-гранатовых околоскарновых пород (V) еще более значительная десиликация гранитоида сопровождается накоплением глинозема. Образование зон экзоскарнов происходит в результате декарбонатизации вмещающих пород (с выносом CaO и CO_2). Однако поведение SiO_2 здесь неоднозначное. При общей тенденции уменьшения его содержания в направлении к карбонатной породе в существенно клинопироксеновом скарне (колонка IV) отмечается накопление кремнезема (обогащение перемещенным инертным компонентом).

Обращает на себя внимание поведение Al_2O_3 в экзоскарнах. Как известно, в постмагматических условиях глинозем обладает низкой миграционной способностью и практически не перемещается во внешние зоны экзоскарнов. Наиболее высокие содержания Al_2O_3 отмечаются в колонке III (Алаг-Эрдэнэ) и определяются присутствием в экзоскарне существенно гроссулярового граната. В этом случае глинозем может быть перемещенным инертным компонентом или оставаться на месте преобразованного глиноземсодержащего магнезиального скарна. Однако поведение MgO в скарновой колонке (I) (см. рис. 34) однозначно показывает, что известковые скарны Алаг-Эрдэнэ образовались при замещении магнезиальных скарнов магматического этапа и относятся к известковым скарнам магнезиально-скарновой формации. Колонка (V) контактово-инфильтрационных эндоскарнов отличается от диффузионных скарнов значительным привносом CaO (~250 г на 300 см^3 замещаемого гранитоида). С накоплением глинозема в плагиоклаз-гранатовой околоскарновой породе при стабилизирующей роли цинка в скарнирующем растворе на Тоглоин-Худуке связано появление постмагматической шпинели (см. табл. 25, ан. 4).

Для оценки других физико-химических параметров скарнообразования были изучены также составы сосуществующих минералов. В известковых скарнах и продуктах их гистерогенного разложения на многих месторождениях и рудопроявлениях Монголии часто встречается парагенезис гранат–эпидот. Как показано Л.Я. Арановичем [4], эта минеральная пара может быть использована в качестве геотермометра. Экспериментально установлено, что распределение Al^{3+} и Fe^{3+} между сосуществующим эпидотом и гранатом зависит от температуры: с повышением температуры Al^{3+} переходит из водного минерала с низкой симметрией (моноклинного эпидота) в безводный минерал с высокой симметрией (гранат), а Fe^{3+} переходит в обратном направлении.

С помощью микронзондового анализа и оптических определений было выявлено распределение железистости в эпидоте и гранате из апомагнезиальных и особенно известковых эндоскарнов, а также послескарновых метасоматитов. Так, корреляция железистости в эпидоте (0,12–0,20) и гранате (0,24–0,31) из апомагнезиальных скарнов Хубсугула, Оют-Тологой и др. отвечает температурам 570–580 °C. В исходных известковых скарнах Тоглоин-Худука, Чиндомани-Ула железистость эпидота установлена в интервале 0,22–0,35, а железистость граната соответственно варьирует в интервале 0,47–0,53. По диаграмме фазового соответствия (рис. 35) такие соотношения характеризуют температурный интервал 530–470 °C. В послескарновых метасоматитах (с амфиболом, кальцитом, кварцем и магнетитом) $X_{\text{Fe}}^{\text{Эп}} = 0,24 \div 0,29$, а $X_{\text{Fe}}^{\text{Гр}} = 0,78 \div 0,80$ (Харганта, Халчайское, Цаган-Бургасть-Гол и др.). В этом случае соотношения составов соответствуют более низким температурам (330–300 °C). Высокотемпературные, маложелезистые фации с волластонитом в известковых скарнах на изучаемой территории практически не встречены.

В Монголии, так же как и в других регионах мира, во внутренних зонах скарновых тел выделяются два типа околоскарновых пород. По гранитоидам и сланцам образуются клинопироксен-(скаполит)-плагиоклазовые породы, по гранитоидам и эффузивам – эпидозиты. Кроме температуры, существенным фактором при их образовании являются окислительно-восстановительные условия. Эпидозиты в сравнении с другими околоскарновыми породами формируются в более окислительной обстановке.

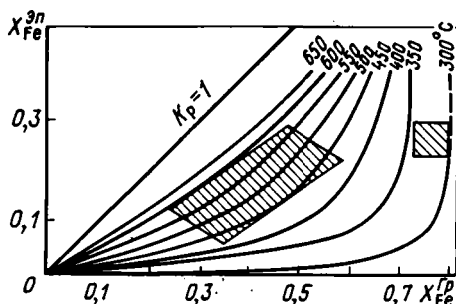


Рис. 35. Корреляция фазового соответствия в системе эпидот—гранат, по Л.Я. Арановичу
Штриховые поля — интервалы формирования скарнов и послескарновых метасоматитов

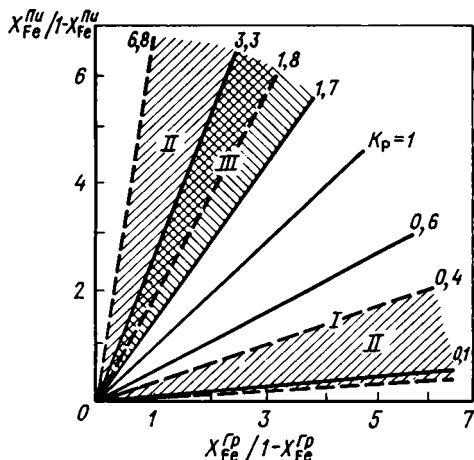


Рис. 36. Корреляция железистости сосуществующих клинопироксенов и гранатов

I — железорудных, железо-медных; II — железо-полиметаллических; III — вольфрамовых месторождений и рудопроявлений

В различных окислительно-восстановительных условиях образуются также пироксеновые и гранатовые фации экзоскарнов. Появление геденбергитовых скарнов характеризует восстановительные условия их образования (Томур-Тэ, Баян-Дунг и др.), и, напротив, для стабильности широко распространенной гранатовой (андрадитовой) фации наряду с другими внешними факторами (μ_{Fe} , pH) благоприятны условия повышенной активности кислорода в воздействующем флюиде. На Баян-Дунге почти чистый геденбергит замещается ассоциацией андрадита с кварцем и магнетитом. Реакция $\text{Гед} = \text{Кв} + \text{Анд} + \text{Мт}$ является буферной по кислороду и изучена экспериментально Л.Д. Куршаковой [47]. Эта четырехфазная минеральная ассоциация получена при 400 °С при окисленном буфере (в поле устойчивости кислорода PbO). Согласно термодинамическим расчетам фугитивность кислорода ($\lg f_{\text{O}_2}$) для равновесия $\text{Гед} = \text{Кв} + \text{Анд} + \text{Мт}$ при $P = 1$ кбар и $T = 700$ К (427 °С) равна $-2,1,70$.

Теоретическими исследованиями В.А. Жарикова [23, 28], подтвержденными экспериментом [4], установлено, что соответствие составов между главными минералами известковых скарнов — клинопироксеном и гранатом — зависит от кислотности растворов. Кислотность растворов является основным параметром, сопряженным с распределением железа между сосуществующим клинопироксеном и гранатом. Для выделения фаций кислотности среди известковых скарнов Монголии и выявления корреляционных связей между различными месторождениями и рудопроявлениями проведен систематический анализ составов клинопироксена и граната. Для относительной количественной оценки константы распределения

$$K_p = \frac{X_{\text{Fe}}^{\text{Пн}}}{1 - X_{\text{Fe}}^{\text{Пн}}} : \frac{X_{\text{Fe}}^{\text{Гр}}}{1 - X_{\text{Fe}}^{\text{Гр}}}$$

использовались данные по железистости, определенные с помощью микрозондового анализа и оптических свойств сосуществующих минеральных фаз. На рис. 36 показана корреляция железистости клинопироксена и граната на известково-скарновых месторождениях и рудопроявлениях с различными типами оруденения.

Так, в известковых скарнах с железным и железо-медным оруденением (Шара-Булак, Баян-Джаргалант, Томур-Тэ, Тоглоин-Худук и др.) менее железистый клинопироксен ($f_{\text{Fe}} = 0,15 \div 0,48$) сосуществует с более железистым гранатом ($f_{\text{Fe}} = 0,30 \div 0,70$) и $K_p < 1$ (см. рис. 36, поле I). Такие соотношения характеризуют фации пони-

женной кислотности (или повышенной основности) и отвечают более высокой окислительной обстановке при скарно- и рудообразовании. На железо-полиметаллических скарновых проявлениях наряду с обычными фациями низкой кислотности ($K_p < 1$, Салхитская группа, поле II А) отмечаются фации экзоскарнов повышенной кислотности (см. рис. 35, поле II Б). На рудопроявлении Баян-Дунг ферросалит-геденбергит ($fm = 0,64 \div 0,85$) находится в парагенезисе с гроссуляр-андрадитом ($fm = 0,41 \div 0,45$) и $K_p > 1$. Фации повышенной кислотности выделяются также в известковых скарнах и скарноидах с редкометальным оруденением (Баян-Обо, Бейсе и др., см. рис. 36, поле III). Они отличаются парагенезисами клинопироксена ($fm = 0,22 \div 0,40$) с существенно гроссуляровым гранатом ($fm = 0,06 \div 0,25$). Подобная корреляция составов клинопироксен-гранат ближе всего сходна с выявленной на скарново-редкометальных месторождениях дзамского типа (СССР) [23].

Анализ парагенезисов минералов скарнов и руд Монголии, а также их структурно-текстурные соотношения свидетельствуют о том, что формирование скарнов на ранней щелочной стадии заканчивается образованием магнетитовых руд. Сульфидная минерализация обычно совмещена с магнетитовыми рудами, и оруденение в известковых скарнах ряда месторождений и рудопроявлений имеет сложный, комплексный состав. Магнетитовые и магнетит-сульфидные руды относятся к сопутствующему типу и образуются при реакционном взаимодействии скарнов с растворами в результате постепенного повышения их кислотности в раннюю щелочную стадию постмагматического процесса. Отложение магнетитовых руд в известковых скарнах связано с ростом химической активности железа в растворах, что фиксируется образованием в рудах чистого андрадита (94–100 мол.%) в ассоциации с магнетитом и кварцем.

В регрессивных условиях по мере дальнейшего падения температуры (до 300–330 °С) и повышения кислотности растворов минералы известковых скарнов замещаются эпидитом II и амфиболом II, а магнетит — сульфидами. Более значительные скопления среди сопутствующих магнетитовых руд образуют халькопирит (Чиндомани-Ула) и сфалерит (Салхитская группа). Образование сульфидов после магнетита обусловлено не только высокой кислотностью растворов, но и повышенной химической активностью серы (a_{S_2}) в гидротермальном флюиде.

Характерной особенностью магнетита известково-скарновых руд является его близкое соответствие нормативному составу и низкое содержание в нем Ti, Mg и Al. Особенности химического состава отражаются также в более простом внутреннем строении магнетита. Электронно-микроскопические снимки (табл. VIII) магнетита из различных типов руд показывают однообразные, грубопластинчатые обособления маггемита и гематита в матрице магнетита. На изученных известково-скарновых рудопроявлениях замещение магнетита маггемитом и гематитом тесно сопряжено с низкотемпературным окварцеванием магнетитовых и магнетит-сульфидных руд. По данным Л.Н. Овчинникова [58], детально изучившего руды скарново-железорудных месторождений Урала, маггемит является промежуточным продуктом при переходе магнетита в гематит и обратно. Синтезированный маггемит устойчив в интервале температур 220–260 °С.

Как известно, большая часть крупных вольфрамовых, оловянно-вольфрамовых и молибден-вольфрамовых месторождений Монголии принадлежит к вольфрамит-(касситерит)-кварцевой формации. Месторождения и рудопроявления этой формации приурочены к апикальным частям крупных гранитоидных массивов. Рудоносные кварцевые жилы с вольфрамитом, касситеритом, бериллом, молибденитом и другими минералами обычно сопровождаются различными фациями грейзенов: кварц-топазовыми, мусковит-кварцевыми, кварц-флюорит-мусковитовыми, кварц-полевошпат-флюоритовыми и др.

В экзоконтактовых ореолах ряда рудоносных массивов (Модотинского, Баян-Обоинского, Хара-Яматинского) выявлены известковые скарны с шеелитом (иногда с касситеритом) с сульфидами. Оруденение в этом случае имеет наложенный характер и возникло при взаимодействии гидротермальных растворов стадии кислотной

го выщелачивания с основной средой скарнов. Наложенный тип шеелитовых, шеелит-(касситерит)-сульфидных руд в известковых скарнах подчеркивается появлением новообразованных минеральных ассоциаций: $Kв + Аб + Эн$ + рудные (шеелит, сульфиды), $Kв + Аб + Му$ + рудные (Бейсе); $Kв + Аб + Эн$ + флюорит + рудные (шеелит, сульфиды), $Аб + флюорит + Kв$ + рудные, $Му + Флю + Аб$ + рудные (Баян-Обо, Западное).

За последнее десятилетие в Советском Союзе получены интересные экспериментальные результаты, которые позволяют подойти к количественной оценке главных физико-химических параметров околорудных метасоматитов вольфрамовых месторождений. В.А. Жариковым, И.П. Ивановым и др. [24, 29] на примере экспериментального изучения модельной системы $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-HCl-KCl$ проведено определение значений главных факторов и граничных условий формирования формаций околорудных метасоматитов. Так, кварц-полевошпатовые метасоматиты формируются в условиях высокой температуры (более 370–400 °C), сравнительно невысокой кислотности и до щелочной обстановки, где кварц становится неустойчивым. Кварц-мусковитовые грейзены имеют ограниченную область существования при 370–550 °C и по кислотности ($\lg a_{K^+}/a_{H^+} = 1,7-3,0$).

Исследователи редкометалльных гранитоидов [41] и вольфрамитовых месторождений Монголии [30, 31] обращают внимание на геохимическую связь вольфрама с летучими и в первую очередь со фтором. В апогранитоидных грейзенах и кварцевых жилах вольфрамит встречается с топазом и флюоритом, в апоскарновых метасоматитах шеелит сопровождается преимущественно флюоритом (Баян-Обо, Западное). Систематические термобарометрические исследования Г.Ф. Ивановой и В.Б. Наумова [31–33, 57] минералов природных парагенезисов вольфрамовых месторождений Тумэн-Цогтинского и Модотинского рудных узлов показали, что главные минералы рудных прожилков — топаз, касситерит и кварц представляют наиболее высокотемпературную группу одновременно образованных минералов с температурами гомогенизации включений 410–310 °C. Температуры гомогенизации включений во флюорите, сингенетичном с молибден-олово-вольфрамовой минерализацией, оценивается в интервале 340–260 °C; в ассоциации с полевыми шпатами и карбонатами температуры несколько ниже — 250–200 °C.

По температурам гомогенизации включений в сфалерите (клеюфане), сосуществующем с вольфрамитом и родохрозитом, верхняя граница образования сульфидов равна 280–290 °C, нижняя — 180–120 °C. Широкая распространенность во включениях жидкой углекислоты позволила исследователям оценить другой физико-химический параметр — P_{CO_2} при формировании кварц-мусковит-флюоритовых грейзенов и кварцевых жил с вольфрамитом, касситеритом, бериллом, который составляет 1600 бар.

Сравнительный анализ приведенных выше данных позволяет рассматривать околорудные изменения на вольфрамовых месторождениях и рудопроявлениях как формирование апогранитоидных и апоскарновых грейзенов, формирование которых происходило при 350–400 °C, $P = 600 \div 1600$ кбар, $pH = 1,7-3$ (при $a_{K^+} = 1$) и $pH = 3,8-5$ (при $a_{K^+} = 10^{-2}$).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. На территории Северного мегаблока Монголии, так же как и в сопредельных районах СССР, КНР и КНДР, четко обособляются месторождения и рудопроявления двух формаций: магнезиальной и известковой.

В размещении скарновых месторождений и рудопроявлений нет явной и однозначной приуроченности к определенным структурно-формационным комплексам. Она проявляется только для отдельных месторождений и рудопроявлений магнезиально-скарновой формации в структурах дорифейского основания и раннего палеозоя: в остальных случаях их формирование определяется взаимодействием интрузивов раннего—позднего палеозоя с пачками и горизонтами доломитов PR и $R_3 - E_1$.

Пространственное и временное размещение месторождений и рудопроявлений известково-скарновой формации в структурно-формационных комплексах Монголии также определяется возрастными критериями и составом интрузивных массивов, в контактовых зонах которых формируются скарноворудные тела. Многие железорудные и медно-железорудные месторождения и рудопроявления в известковых скарнах сопряжены со структурно-формационными комплексами раннего и среднего палеозоя. В позднем палеозое известково-скарновые проявления имеют незначительное развитие и снова получают заметное распространение в период активизации магматической деятельности в мезозойский период. Известковые скарны образуются по карбонатным и эффузивным породам $R_3 - E_1$, карбонатно-сланцевым толщам протерозоя и реже по карбонатно-терригенным осадкам D .

2. Интрузивные комплексы раннего палеозоя, продуцирующие скарновые месторождения и рудопроявления, относятся к сложным магматическим сериям, объединяющим в своем составе базитовую (габбро, габбро-диориты, диориты) и гранитоидную (кварцевые диориты, гранодиориты, граниты, лейкограниты) группы пород. Магнезиальные и известковые скарны в раннем палеозое формируются в контактовых ореолах диоритов и кварцевых диоритов главной фазы и в меньшей мере — с интрузиями гранодиоритов и гранитов поздних фаз внедрения.

Скарноворудные проявления в раннем палеозое выделяются железным профилем оруденения. В ряде железорудных проявлений магнезиально-скарновой формации выявлена неизвестная ранее в Монголии людвигитовая борная минерализация.

В среднем палеозое скарноворудные проявления сосредоточены преимущественно в Западной Монголии, и их формирование связано с интрузиями гранодиорит-гранитной формации. Оруденение в известковых скарнах — медноколчеданное, спутником медно-железных руд являются полиметаллы.

В позднем палеозое доминирующее значение в составе интрузий, формирующих магнезиальные и известковые скарны с комплексным типом оруденения ($Fe + B + Cu + Au$, $Fe + Pb + Zn$, $Fe + Pb + Zn + W + Sn$ и др.), принадлежит породам гранитоидной группы с преобладанием гранитов и гранодиоритов.

Мезозойская эпоха на изученной территории характеризуется развитием многофазовых гранитоидных интрузий, специализированных в отношении редкометального оруденения (W , Sn , Mo и др.). Локально вольфрамоносные скарны формируются в контактовых ореолах интрузий гранитов стандартного геохимического типа, располагающихся по периферии крупных ареалов магматизма на северо-востоке региона.

3. Анализ геологической позиции и минеральных парагенезисов магнезиальных скарнов свидетельствует об их формировании на магматическом этапе в условиях гипабиссальной и, возможно, мезоабиссальной фаций глубинности. Распространение в магнезиальных скарнах флогопита, клиногумита, тремолита, серпентина и других минералов характеризует их значительное преобразование в регрессивных условиях постмагматического этапа. Все эти минералы обычно сопровождают магнетитовые, магнетит-людвиговитовые и магнетит-сульфидные руды на месторождениях и рудопроявлениях магнезиально-скарновой формации.

Изучение по опорным разрезам метасоматической зональности позволило выявить локализацию различных типов руд в магнезиальных скарнах большинства железорудных проявлений Монголии. Так, людвиговитовое (с ссайбелиитом, котоитом, флюоборитом) оруденение приурочено в основном к внешней зоне скарноворудных тел, к кальцифирам. Большая часть магнетитового и магнетит-сульфидного оруденения связана с измененными пироксен-шпинель-форстеритовыми и шпинель-форстеритовыми скарнами. Во внутренних зонах рудных тел в шпинель-клинопироксеновых скарнах и околоскарновых породах отмечается незначительное (вкрапленное) магнетитовое оруденение. Пока в одном случае (Билютин-Гол) вместе с магнетитовым оруденением в измененных пироксеновых скарнах установлен шеелит.

С известково-скарновым преобразованием преимущественно внутренних частей магнезиально-скарновых тел связана в основном незначительная сульфидная минерализация (со сфалеритом, халькопиритом, пиритом и др.). На рудопроявлении Обот к апомагнезиальным гранатовым скарнам приурочена вонсенитовая минерализация.

4. Многие изученные месторождения и рудопроявления железа на территории Монголии пространственно и генетически связаны с формацией известковых скарнов. Известково-скарновые проявления цветных и редких металлов имеют подчиненное значение.

Месторождения и рудопроявления железа в известковых скарнах характеризуются магнетитовым, магнетит-гематитовым и магнетит-сульфидным типами оруденения. Руды локализуются преимущественно в гранатowych, пироксен-гранатowych, реже пироксеновых экзоскарнах, вблизи контакта с вмещающими карбонатными породами. Значительных рудных скоплений в эпидот-гранатowych эндоскарнах, эпидозитах и околоскарновых породах со скаполитом не отмечается.

Минеральный состав руд, структурные соотношения рудных и нерудных минералов на месторождениях и рудопроявлениях меди (Чиндомани-Ула) и полиметаллов (Салхитская группа) показали, что сульфидное (халькопиритовое, сфалеритовое) оруденение обычно наложено на известковые скарны и магнетитовые руды. Наложение характер сульфидного оруденения подчеркивается перекристаллизацией главных скарновых минералов (клинопироксена и граната), повышением их железистости, развитием послескарновых средне- и низкотемпературных минеральных ассоциаций стадии кислотного выщелачивания.

Известково-скарновые тела с редкометальным оруденением отличаются сложным строением и характеризуются неоднократным чередованием в поперечных разрезах эндоскарнов (эпидозитов, клинопироксен-плагноклазовых или клинопироксен-скаполитовых околоскарновых пород) и экзоскарнов (преимущественно клинопироксен-гранат-везувиановых скарноидов и гранатowych скарнов). Вкрапленное шеелитовое и касситеритовое оруденение с незначительным количеством сульфидов (молибденита, халькопирита, сфалерита и других минералов) наложено на скарны и скарноиды и сопровождается изменениями грейзенового типа.

5. Как показало изучение состава минералов и их парагенезисов, температура образования магнезиальных скарнов магматического этапа от 700–800 до 570–580°С, а магнезиальных скарнов постмагматического этапа – 450–470°С.

Анализ реакций образования характерных минеральных ассоциаций, распределение железистости в некоторых сосуществующих минералах в апомагнезиальных известковых, собственно известковых скарных и послескарновых метасоматитах позволяет

предполагать, что процесс образования апомагнезиальных известковых скарнов происходил при температуре 570–580 °С, собственно известковых скарнов – при 530–470 °С, а послескарновых метасоматитов – при 330–300 °С.

Известковые скарны с железным и железорудным оруденением характеризуются фацией пониженной кислотности ($K_p < 1$) и отвечают высокой окислительной обстановке при скарно- и рудообразовании. Для известковых скарнов с железо-полиметаллическим оруденением наряду с фациями низкой кислотности ($K_p < 1$) отмечаются и фации повышенной кислотности ($K_p > 1$). Фации повышенной кислотности ($K_p > 1$) характерны для известковых скарнов и скарноидов с редкометальным оруденением.

6. Правильная оценка формационной принадлежности рудовмещающих скарнов, выявление зонального строения скарноворудных тел и локализации в определенных зонах различных минеральных типов руд может иметь практическое значение при проведении поисково-разведочных и эксплуатационных работ на рудопрооявлениях и месторождениях скарновой формации.

ОБЪЯСНЕНИЯ ТАБЛИЦ

Т а б л и ц а I

a — зональная шпинель в кальцифоре, увел. 135; *б* — развитие ксантофиллита на месте пироксен-шпинелевого скарна, увел. 45; *в* — развитие брусита (темно-серое) по периферии глобул серпентина (белое) в кальцифоре, увел. 125; *г* — фрагмент замещения серпентина (серое) бруситом (белое) и ссайбелинитом (черное), увел. 55; *a-г* — р/п Билютин-Гол, при одном никеле

Т а б л и ц а II

a — кальцифир со шпинелью (темно-серое), форстеритом, клиногумитом (серое) (р/п Билютин-Гол), увел. 40; *б* — оруденелая шпинель (темно-серое)-форстеритовый (светло-серое) скарн; каемки серпентина (белое); (месторождение Дурвуджин), увел. 60; *a, б* — при одном никеле; *в* — пятнистая людвигитовая руда в кальцифоре; *г* — полосчатая людвигит-магнетитовая руда в кальцифоре; *a, г* — месторождение Оют-Тологой, натуральная величина

Т а б л и ц а III

Структурные соотношения магнетита (черное) с минералами магнезиальных скарнов (месторождение Дурвуджин)

a — с пироксеном (серое), увел. 25; *б* — с форстеритом и клиногумитом (серое), увел. 225; *a, б* — при одном никеле; микроструктуры магнетита в отраженном свете: *в* — капельные включения шпинели, увел. 600, *г* — капельные и пластинчатые включения шпинели и ильменита (?), увел. 125

Т а б л и ц а IV

Электронно-микроскопические снимки угольно-желатиновых реплик с поверхности магнетита, протравленной HCl, из руд в магнезиальных скарнах

a — выделения шпинели в виде цепочек и скоплений в магнетите (капельный распад), увел. 15 000; *б* — распад в виде отдельных выделений цепочек шпинели со "структурой ткани", увел. 4500; *в* — пластинчатый распад, увел. 2500; *г* — реликтовая структура распада в магнетите, увел. 3000

Т а б л и ц а V

Людвигиты Монголии

a — тонкие черные иглы в кальцифоре (месторождение Дурвуджин), увел. 160; *б* — радиально-лучистые агрегаты в кальцифоре (месторождение Оют-Тологой), увел. 40; *в* — людвигит с магнетитом в серпентине (белое) (месторождение Бу-Цаган), увел. 65; *г* — радиально-лучистый шестоватый людвигит (черное) с каемками флюоборита (белое) среди кальцита (р/п Билютин-Гол), увел. 40; *a-г* — при одном никеле

Т а б л и ц а VI

a — густовкрапленная людвигитовая руда в кальцифоре (р/п Билютин-Гол), увел. 1,5 раза; *б* — вкрапленность шеелита (темно-серое) в измененном пироксеновом скарне (светло-серое) (р/п Билютин-Гол), увел. 40; *в* — постмагматическая шпинель в известковом скарне: гранат (серое), зеленая шпинель (темно-серое) (р/п Тоглоин-Худук), увел. 40; *б, в* — при одном никеле

Т а б л и ц а VII

a – зональный скарновый гранат, увел. 40 (р/п Тоглоин-Худук); *б* – первичная зональность граната в поглощенных электронах; *в-д* – вариации его состава в характеристическом рентгеновском излучении: *в* – $\text{Ca}_{K\alpha}$, *г* – $\text{Fe}_{K\alpha}$, *д* – $\text{Al}_{K\alpha}$; *е* – вторичная краевая зона граната с магнетитом (черное) в исходном гранате, увел. 40; *а-е* – при одном николе

Т а б л и ц а VIII

Сравнение оптических и электронно-микроскопических снимков магнетитов из руд известковых скарнов (*а, в* – под микроскопом в отраженном свете; *б, г* – в электронном микроскопе протравленной в HCl поверхности магнетита методом угольно-желатиновых реплик)

а – негомогенное строение магнетита из оруденелого гранатового скарна, увел. 250; *б* – крупнопластинчатая структура распада с ориентацией пластин под углом около 90° , увел. 9000; *а, б* – (р/п Шара-Булак); *в* – магнетит из окварцованного и оруденелого гранатового скарна; его негомогенное строение подчеркивается поздним развитием магтемита и гематита (белое), увел. 250; *г* – крупнопластинчатая структура распада с ориентировкой пластин под углом около 60° , увел. 9000; *в, г* – (р/п Томур-Тэ)

ЛИТЕРАТУРА

1. Александров И.В. К геохимии редких и рудных элементов в гранитоидах. М.: Наука, 1980. 198 с.
2. Александров С.М. Геохимия бора и олова в месторождениях магнезиально-скарновой формации. М.: Наука, 1982. 272 с.
3. Александров С.М., Борсуков В.Л., Шербина В.В. Геохимия эндогенного бора. М.: Наука, 1968. 183 с.
4. Аранович Л.Я. Некоторые равновесия минералов переменного состава // Породообразующие минералы и равновесия. М.: Наука, 1979. С. 100–112.
5. Арнольд Р. Равновесные соотношения между пирротиниом и пиритом при температурах от 325 до 743°С // Проблемы эндогенных месторождений. М.: Мир, 1966. Вып. 3. С. 132–159.
6. Атлас текстур и структур осадочных горных пород / Под ред. А.В. Хабакова. М.: Недра, 1969. 707 с.
7. Бадалов С.Т., Голованов И.М. Сравнительная минералого-генетическая характеристика ильванита // Узб. геол. журн. 1963. № 6. С. 7–14.
8. Безмен Н.И., Тихомирова В.И., Котова В.П. Пирит-пирротиниовый геотермометр: Распределение кобальта и никеля // Геохимия. 1975. № 5. С. 700–714.
9. Безмен Н.И., Еремин Н.И., Наразаули И.Г. и др. Пирит-халькопиритовый геотермометр: Распределение кобальта // Там же. 1978. № 3. С. 384–389.
10. Венедиктов В.М. К систематике силикатно-карбонатных пород: Обоснование и применение // Геол. журн. 1985. Т. 45, № 2. С. 51–58.
11. Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 355–371.
12. Власова Д.К., Жариков В.А. Контактво-инфильтрационные скарны Чорух-Дайрона // Метасоматиты и оруденение. М.: Наука, 1975. С. 5–80.
13. Власова Д.К., Подлесский К.В., Кудря П.Ф. и др. Зональность гранатов в скарновых месторождениях // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1984. Вып. 5, ч. 113. С. 560–577.
14. Геологическая карта Монгольской Народной Республики масштаба 1 : 1 500 000 / Под ред. Н.А. Маринова. М.: ГУГК, 1977.
15. Геология Монгольской Народной Республики. М.: Недра, 1973. Т. 1. 584 с.
16. Геология Монгольской Народной Республики. М.: Недра, 1973. Т. 2. 752 с.
17. Геология Монгольской Народной Республики. М.: Недра, 1977. Т. 3. 689 с.
18. Граменицкий Е.Н. Парагенезисы магнезиальных скарнов и отражение в них режима кислотности и активности фтора постмагматических растворов // Проблемы метасоматизма. М.: Наука, 1970. С. 244–254.
19. Гранитоидные и щелочные формации в структурах Западной и Северной Монголии. М.: Наука, 1975. 288 с.
20. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. М.: Мир, 1965. Т. 1. 371 с.; 1966. Т. 3. 317 с.
21. Дымкин А.А., Полтавец Ю.А., Холодков В.В., Бушляков И.Н. Критерии генетической связи железоруднения с магматизмом // Докл. АН СССР. 1984. Т. 274, № 5. С. 1160–1164.
22. Жариков В.А. Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 363 с.
23. Жариков В.А. Скарновые месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968. С. 220–302.
24. Жариков В.А. Физико-химические исследования околорудного метасоматизма // Геохимия. 1982. № 12. С. 1754–1779.
25. Жариков В.А. Общая характеристика скарнов и скарновых месторождений // Скарновые месторождения. М.: Наука, 1985. С. 4–24.
26. Жариков В.А., Власова Д.К. Диаграмма состав-свойства для пироксенов серии диопсид-геденбергит-иогансенит // Докл. АН СССР. 1955. Т. 105, № 4. С. 814–818.
27. Жариков В.А., Власова Д.К. Контактные роговики и скарны месторождения Майхура // Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. М.: Изд-во АН СССР, 1961. Ч. 1. С. 326–386.
28. Жариков В.А., Аксюк А.М., Коржинский М.А. Влияние кислотности раствора на распределение железа между пироксеном и гранатом: (По экспериментальным данным) // Проблемы физико-химической петрологии: (Метаморфизм, магматизм). М.: Наука, 1979. С. 46–60.
29. Жариков В.А., Иванов И.П., Фонарев В.И. Минеральные равновесия в системе $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. М.: Наука, 1972. 159 с.

30. *Иванова Г.Ф.* Геохимические особенности вольфрамовых месторождений Монголии // Геология руд. месторождений. 1974. № 6. С. 45–54.
31. *Иванова Г.Ф.* Минералогия и геохимия вольфрамового оруденения Монголии. М.: Наука, 1976. 260 с.
32. *Иванова Г.Ф., Моторин З.М., Наумов В.Б.* Особенности формирования минеральных ассоциаций молибден-вольфрамового месторождения Югодзьерь (МНР) // Геология руд. месторождений. 1977. № 3. С. 26–36.
33. *Иванова Г.Ф., Наумов В.Б., Копнева Л.А.* Физико-химические параметры образования шеелита в месторождениях различных генетических типов по данным изучения флюидных включений // Геохимия. 1986. № 10. С. 1431–1442.
34. *Изох Э.П.* Оценка рудоносности гранитоидных формаций в целях прогнозирования. М.: Недра, 1978. 134 с.
35. *Индукеев Ю.В.* Рудные формации контактово-метасоматических месторождений Алтае-Саянской области. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1980. Т. 1. 392 с.
36. *Индукеев Ю.В.* Рудные формации контактово-метасоматических месторождений Алтае-Саянской области. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1980. Т. 2. 298 с.
37. *Коваленко В.И., Коваль П.В., Антипин В.С., Якимов В.М.* Проблемы потенциальной рудоносности магматических пород тектоно-магматической активизации: (На примере мезозоя западной части Монголо-Охотского пояса) // Петрология и петрохимия рудоносных магматических формаций. М.: Наука, 1981. С. 68–111.
38. *Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Коваль П.В., Цыпуков Ю.П.* Общая схема мезозойской металлогении МНР // Ежегодник ГЕОХИ СО АН СССР, 1972. Новосибирск: Наука, 1973. С. 109–115.
39. *Коваленко В.И., Зайцев Н.С., Ярмолюк В.В., Бахтеев Р.Х., Болд Д., Жамсран М., Коваль П.В., Сотников В.И., Щербаков Ю.Г., Яншин А.Л.* Основные геодинамические этапы развития территории Монголии и их металлогенетическая специфика // Эндогенные рудные формации. М.: Наука, 1984. С. 7–41.
40. *Коваленко В.И., Антипин В.С. и др.* Мезозойские интрузивные образования // Мезозойская тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1975. С. 130–196.
41. *Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Зонешайн Л.П., Нагибина М.С., Павленко А.С., Владыкин Н.В., Цэдэн Ц., Гундсамбуу Ц., Горегалдз А.В.* Редкометалльные гранитоиды Монголии: (Петрология, распределение редких элементов и генезис). М.: Наука, 1971. 240 с.
42. *Коваленко В.И., Яшина Р.М., Ярмолюк В.В., Коваль П.В., Матреницкий А.Т., Мосиондз К.А., Болд Д.* Позднепалеозойский магматизм Монголии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 12. С. 17–27.
43. *Коваль П.В., Якимов В.М.* Оловянные и вольфрамовые эндогенные рудные формации Монголии // Эндогенные рудные формации Монголии. М.: Наука, 1984. С. 75–89.
44. *Коржинский Д.С.* Принцип подвижности щелочей при магматических явлениях // Д.С. Белянкину к 70-летию со дня рождения. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1946. С. 242–261.
45. *Кориковский С.П.* Фации метаморфизма метапелитов. М.: Наука, 1979. 263 с.
46. *Кудря П.Ф., Власова Д.К., Подлеский К.В., Долинина Ю.В.* Первая находка лодовита в магмезиальных скалах Монголии // Докл. АН СССР. 1985. Т. 182, № 6. С. 1458–1460.
47. *Куришаква Л.Д.* Влияние общего давления на поля стабильности геденбергита и андрагита в системе Са-Fe-Si-O₂ // Геология руд. месторождений. 1971. № 3. С. 49–60.
48. *Логинов В.П., Исмаилов М.И., Васильева Г.Л.* Температуры минералообразования в пирротиновых рудах Озерного месторождения (Южный Урал) по результатам кобальтовой геотермометрии и экспериментальным данным // Методы исследования рудообразующих сульфидов и их парагенезисы. М.: Наука, 1980. С. 41–63.
49. *Ляхович В.В.* Факторы рудогенерирующей способности гранитоидов. М.: Наука, 1983. 254 с.
50. *Магматические горные породы.* Т. 1. Классификация. Номенклатура. Петрография. Ч. 1, 2. М.: Наука, 1983. Ч. 1, 2. С. 369–768.
51. *Мазуров М.П., Калинин Ю.А., Росляков Н.А. и др.* Минералого-геохимические черты железорудного месторождения Томур-Тай (МНР) // Геология и геофизика. 1985. № 3. С. 64–71.
52. *Маракушев А.А.* Парагенезисы лодовита // Генетические проблемы руд: МГК. XXI сес. Пробл. 16. М.: Гос. науч.-техн. изд-во лит-ры по геологии и охране недр. 1960. С. 65–73.
53. *Маракушев А.А.* Минеральные фации метаморфических пород // Докл. АН СССР. 1985. Т. 282, № 5. С. 1230–1233.
54. *Марин Ю.В.* Гранитоидные формации малых и умеренных глубин. Л.: Изд-во ЛГУ, 1976. 143 с.
55. *Минералы: Справочник.* М.: Наука, 1967. Т. 2, вып. 3. 676 с.
56. *Митрофанов П.Ф., Козаков И.К., Палей М.П.* Докембрий Западной Монголии и Южной Тувы. Л.: Наука, 1981. 156 с.
57. *Наумов В.Б., Иванова Г.Ф.* Термобарометрические условия образования флюорита вольфрамитовых месторождений // Геохимия. 1975. № 3. С. 387–400.
58. *Овчинников Л.Н.* Контактво-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала. М.: Наука, 1960. 495 с. // (Тр. Горно-геол. ин-та Урал. фил. АН СССР; вып. 39).
59. *Павленко А.С., Филипов Л.В., Орлова Л.П.* Гранитоидные формации Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Наука, 1974. 224 с.
60. *Перцев Н.Н.* Парагенезисы борных мине-

ралов в магнезиальных скарнах. М.: Наука, 1971. 198 с.

61. Перцев Н.Н. Высокотемпературный метаморфизм и метасоматизм карбонатных пород. М.: Наука, 1977. 256 с.

62. Подлесский К.В. Скарны и околоскарновые метасоматиты железорудных месторождений Урала и Кавказа. М.: Наука, 1979. 204 с.

63. Подлесский К.В., Аксюк А.М., Власова Д.К., Кудря П.Ф. Рудоносные скарны Центральной и Восточной Монголии // Эндеогенные рудные формации Монголии. М.: Наука, 1984. С. 124–143.

64. Скарновые месторождения. М.: Наука, 1985. 248 с.

65. Ставров О.Д. Рубидий – индикатор процесса дифференциации гранитных магм // Сов. геология. 1966. № 6. С. 101–112.

66. Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Недра, 1974. 284 с.

67. Тектоническая карта Монгольской Народной Республики 1:1 500 000 / Под ред. А.Л.Яншина. М.: ГУГК, 1977.

68. Фоминых В.Г., Знаменский Н.Д. Геохимические особенности различных генетических типов гранитоидов Урала в связи с их металлогенией // Тр. Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР. 1973. Вып. 100. С. 120–124.

69. Чернышева Л.В., Смоленская Г.А., Зайцева Г.М. Типоморфизм магнетита и его использование при поисках и оценке рудных месторождений. М.: Недра, 1981. 236 с.

70. Шабынин Л.И. О геохимических условиях образования везувия в скарнах // Геохимия. 1968. № 10. С. 1195–1209.

71. Шабынин Л.И. Формации магнезиальных скарнов. М.: Наука, 1973. 214 с.

72. Шабынин Л.И. Рудные месторождения в формации магнезиальных скарнов. М.: Недра, 1974. 287 с.

73. Шабынин Л.И. О границах термина "фасцит" и некоторых различиях пироксенов пород фации магнезиальных скарнов // Метасоматиты и оруденение. М.: Наука, 1975. С. 289–313.

74. Шабынин Л.И. Магнезиально-скарновые железорудные месторождения. М.: Недра, 1978. 232 с.

75. Шабынин Л.И., Перцев Н.Н., Зотов И.А. Вопросы образования рудоносных скарнов доломитовых контактов. М.: Наука, 1984. 104 с.

76. Штейнберг Л.Е., Гречин В.И., Соловьев А.А. К методике окрашивания карбонатных пород // Литология и полез. ископаемые. 1972. № 5. С. 127–132.

77. Эндеогенные рудные формации Монголии. М.: Наука, 1984. 205 с.

78. Bucher-Nurminen K. On mechanism contact aureole formation in dolomitic country rock by the Adamello intrusion (Northern Italy) // Amer. Miner. 1982. Vol. 67. P. 1101–1117.

79. Durazzo A., Taylor L.A. Experimental exsolution textures in the system bornite-chalcopyrite: genetic implications concerning natural ores // Miner. deposits. 1982. Vol. 17, N 1. P. 79–88.

80. Haul R., Schoon Th. Zur Struktur der ferromagnetischen Eisen (III). Oxyde- γ - Fe_2O_3 // Ztschr. phys. Chem. B. 1939. Bd. 44, N. 3. S. 216–226.

81. Hochella M.F., Liou J.G., Keskkunen M.J. Synthesis and stability relations of magnesium idocrase // Econ. Geol. 1982. Vol. 77, N 4. P. 798–808.

82. Liou J.G. Synthesis and stability relations of epidote $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{FeSi}_2\text{O}_{12}(\text{OH})$ // J. Petrol. 1973. Vol. 14, N 3. P. 381–413.

83. Onuma K., Akasaka M., Yagi K. The baering of system $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ - $\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$ - CaFeAlSiO_6 on fassaitic pyroxene // Lithos. 1981. Vol. 14, N 3. P. 173–182.

84. Shedlock B.J., Essen E.J. Mineralogy and petrology of tectite near Helena, Montana // J. Petrol. 1979. Vol. 20, N 1. P. 71–97.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	5
Список сокращений	6
Положение скарновых месторождений и рудопроявлений в структурно-формационных комплексах Монголии	7
Плутонические формации, их связь с образованием скарнов; петро- и геохимические особенности	15
Особенности состава вмещающих пород	34
Генетические типы скарновых месторождений	40
Месторождения и рудопроявления магнезиально-скарновой формации	40
Минеральный состав магнезиальных скарнов	42
Типы пород, слагающих скарновые тела, и их зональность	50
Состав оруденения и его локализация	55
Примеры рудопроявлений и месторождений в магнезиальных скарнах	61
Месторождения и рудопроявления известково-скарновой формации	80
Минеральный состав	85
Типы пород и зональность	103
Локализация оруденения и его состав	110
Примеры рудопроявлений и месторождений	112
Некоторые особенности образования скарнов и руд	127
Заключение	139
Объяснения таблиц	142
Литература	144

АГУУЛГА

Оршил	5
Товчлолын жагсаалт	6
Монголын структур—формациуд дахь скарны орд, илрэлүүдийн байршил	7
Плутоны формаци, тэдгээрийн болон скарны ууслийн холбо, петроболон геохимийн ону- логууд	15
Скарны ордуудын генетик торол	34
Магнезиал скарны формацийн орд, илрэлүүд	40
Эрдсийн найралга	40
Скарны биетуудийг бүрэлдүүлэх чулуулагийн торол, тэдгээрийн буслууржилт	42
Худэржилтийн найралга, тууний тогтоц	50
Магнезиал скарны орд, илрэлүүдийн жишээ	55
Шохойлог скарны формацийн орд, илрэлүүд	61
Эрдсийн найралга	80
Скарны биетуудийг бүрэлдүүлэх чулуулагийн, тэдгээрийн буслуурджилт	85
Худэржилтийн найралга, тууний тогтоц	103
Шохойлог скарны орд, илрэлүүдийн жишээ	110
Скарны ба худэр уусэх зарим онцлог	112
Дугнэлт	127
Зургийн тайлбар	139
Холбогдох зохиолууд	142
	144

CONTENTS

Foreword	5
Abbreviations	6
Locations of skarn deposits and occurrence of ore in the structure and formation complexes of Mongolia	7
Plutonic formation, their relationship with formation of skarns, petro-geochemical characteristics . . .	15
Peculiarities of rocks composition	34
Genetic types of skarn deposits	40
Deposits and occurrence of ore in magnesian skarn formation	40
Mineral composition	42
Types of rocks and zonation	50
Ore localities and its composition	55
Examples of deposits and ore occurrences in magnesian skarns	61
Deposits and occurrence of ore in lime skarns formation	80
Mineral composition	85
Types of rocks and zonation	103
Ore localities and its composition	110
Examples of deposits and occurrences in lime skarns	112
Some peculiarities of ore and skarn genesis	127
Conclusion	139
Commentaries to Plats I–VIII	142
Literature	144

Научное издание

Подлесский Константин Викторович
Власова Диана Кузьминична
Кудря Павел Федорович

**СКАРНЫ И СВЯЗАННОЕ
С НИМИ ОРУДЕНЕНИЕ МОНГОЛИИ**

Труды, вып. 45

*Утверждено к печати
Институтом геологии
рудных месторождений,
петрографии, минералогии
и геохимии АН СССР*

Редактор *И.В. Гинзбург*
Редактор издательства *Т.Г. Осадчая*
Художественный редактор *В.В. Алексеев*
Технические редакторы *А.Л. Шелудченко, М.К. Серегина*
Корректор *И.Г. Мартынова*

Набор выполнен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 37026

Подписано к печати 12.02.88. Т—07341
Формат 70 × 100 1/16. Бумага офсетная № 1
Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная
Усл.печ.л. 12,4 + 0,7 вкл. Усл.кр.-отт. 12,7. Уч.-изд. л. 14,6
Тираж 600 экз. Тип. зак. 79. Цена 2 р. 80 к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"

ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ КНИГИ:

Борущий Б.Е. Породообразующие минералы высокощелочных комплексов. 18 л.

В книге на основе данных о составе и структуре минералов рассмотрена проблема их типоморфизма и возможность использования породообразующих минералов в качестве индикаторов условий минералообразования. Показаны конкретные примеры приложения полученных выводов для решения некоторых вопросов петрогенеза и рудообразования в хибинском и других высокощелочных магматических комплексах.

Для геологов, минералогов, петрологов и геохимиков.

Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. 15 л.

Сборник включает статьи, отражающие новые данные по стратиграфии, тектонике, магматизму, минералогии и металлогении Центрального Казахстана. Предлагается новая корреляционная схема девона всего региона; в ряде статей освещена геологическая история заложения палеозойских геосинклиналей и тектоническая роль силура как переломного этапа в истории формирования складчатой структуры Казахстана. Даны обобщения по особенностям магматизма — вещественного состава, специфике формирования, разбираются вопросы минералогии и металлогении.

Для геологов, петрографов, вулканологов и геохимиков.

2 р. 80 к.



«**НАУКА**»