

ЭНДОГЕННЫЕ РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ МОНГОЛИИ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА
ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

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

АКАДЕМИЯ НАУК МНР
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ИНСТИТУТ

ЗСБНХУ-ЫН ШИНЖЛЭХ
УХААНЫ АКАДЕМИ

ХӨДӨЛМӨРИЙН ГАВЪЯАНЫ
УЛААН ТУГИЙН ОДОНТ
ГЕОЛОГИЙН ХҮРЭЭЛЭН

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

БНМАУ-ЫН ШИНЖЛЭХ
УХААНЫ АКАДЕМИ

ГЕОЛОГИЙН
ХҮРЭЭЛЭН

ACADEMY OF SCIENCES
OF THE USSR
ORDER
OF THE RED BANNER OF LABOUR
GEOLOGICAL INSTITUTE

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

ACADEMY OF SCIENCES
OF THE MPR

GEOLOGICAL INSTITUTE



МОНГОЛ ОРНЫ ЭНДОГЕН ГАРАЛТАЙ ХУДРИЙН ФОРМАЦИУД

ХАМТАРСАН
МОНГОЛ-ЗӨВЛӨЛТИЙН
ГЕОЛОГИЙН ЭРДЭМ
ШИНЖИЛГЭЭНИЙ ЭКСПЕДИЦИ

Бүтээл, цуврал 38

ХАРИУЦЛАГАТАЙ ЭРХЛЭГЧ

В.И. Коваленко, М. Жамеран

1984

"НАУКА" ХЭВЛЭЛИЙН ГАЗАР
МОСКВА

ЭНДОГЕННЫЕ РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ МОНГОЛИИ

СОВМЕСТНАЯ
СОВЕТСКО-МОНГОЛЬСКАЯ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ

Труды, выпуск 38

ОТВЕТСТВЕННЫЕ РЕДАКТОРЫ

В.И. Коваленко, М. Жамсран

1984

ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"

МОСКВА

**ENDOGENIC ORE-BEARING
FORMATIONS OF MONGOLIA**

**THE JOINT
SOVIET-MONGOLIAN
SCIENTIFIC-RESEARCH
GEOLOGICAL EXPEDITION**

Transactions, vol. 38

Responsible editors
V.I. Kovalenko, M. Jumsran

Книга представляет собой первое обобщение по рудным формациям Монголии: медно-молибденовым, золоторудным, редкометальным и редкоземельным, железорудным и др. Приведена характеристика рудных формаций, их связь с геологическими формациями и тектоническими структурами, показаны закономерности пространственного и временного распределения на территории Монголии. Представлены схемы металлогенического районирования территории МНР и описаны важнейшие металлогенические эпохи, оценена перспективность территории МНР на эндогенное оруденение.

Рецензенты
А.М. Борсук, Е.В. Негрей

ПРЕДИСЛОВИЕ

Условия формирования эндогенных рудных месторождений и их формационная принадлежность являются важнейшими проблемами в учении о рудных месторождениях.

В настоящем выпуске трудов Советско-Монгольской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР (СМГЭ) обобщены материалы по закономерностям размещения и формирования полезных ископаемых на территории Монголии, изучение которых на протяжении многих лет осуществлялось сотрудниками экспедиции. Этому обобщению предшествовало составление карты геологических формаций Монголии в масштабе 1:1500000, а также работа по подготовке макетов металлогенических карт на отдельные виды полезных ископаемых, что позволило авторам книги провести общий анализ связи геологических и рудных формаций в истории геологического развития этой территории.

Специфические особенности металлогении Монголии рассматриваются на фоне главных геологических эпох с характерными для них геодинамическими режимами, стадиями развития земной коры и формированием структурно-формационных комплексов. В книге описано большинство из известных в настоящее время эндогенных рудных формаций Монголии — золотоносные, редкометальные, редкоземельные, медно-молибденовые, железорудные, а также комплекс полезных ископаемых, связанный с альпинотипными гипербазами, мезозойскими щелочно-базальтоидными породами и породами, являющимися потенциальными источниками на алюминиевое сырье. Освещены результаты проводившегося впервые изучения магниезиальных и известковых скарнов Центральной и Восточной Монголии.

В части статей книги приведены поисковые критерии с выделением определенных структурно-формационных зон и отдельных районов, перспективных на выявление различных групп эндогенных полезных ископаемых.

Книга знакомит читателя не только с новым фактическим материалом, накопленным за период деятельности Советско-Монгольской геологической экспедиции, но и представляет собой определенный вклад в учение о рудных месторождениях.

Особенностью многих статей книги является наличие в них анализа не только существующего материала по эндогенным рудным формациям Монголии настоящего времени, но и анализ их на перспективу. В частности, в настоящее время на территории Монголии нет месторождений редких элементов в полном смысле этого слова, имея в виду достаточный уровень разведанности объектов, подсчет их запасов и т.п. Однако формационный анализ эндогенных редкометальных проявлений уже сейчас позволяет прийти к выводу о наличии на территории Монголии новой провинции редкометального оруденения, объекты которой требуют производственной оценки. В настоящее время такая оценка с буровыми работами начата Министерством геологии и горнорудной промышленности МНР по рекомендации СМГЭ на проявлении Мушугай-Худук. Конечно, пока далеко до полной оценки этого проявления. Но уже первые данные опробования кернов буровых скважин показывают, что многие рудные тела прослеживаются на глубину более 100 м, и их размеры и содержания в них полезных ископаемых до этих глубин сохраняются без заметных изменений.

Оценка перспектив территории Монголии на эндогенное оруденение важна в свете разработки долгосрочных программ и государственных планов развития МНР и стран-членов СЭВ.

Территория Монголии в геологическом отношении изучена еще далеко не достаточно. Это в первую очередь касается эндогенного оруденения. Обобщение материалов по эндогенным рудным формациям в свете имеющейся сейчас изученности для территории Монголии в целом вряд ли возможно в масштабе крупнее чем 1:1500000. Этот масштаб выбран за основной и для статей в настоящей книге и для подготовки макетов пометальных металлогенических карт. Попытки подготовить металлогенические обобщения для территории МНР или ее крупных частей в более крупном масштабе, как нам кажется, пока не могут быть обоснованы имеющимся геологическим материалом.

Из очень слабо изученных, но перспективных для территории МНР типов месторождений необходимо отметить месторождения, связанные с геологическими формациями глубокого докембрия и геологическими формациями океанической стадии (офиолиты). В последующие годы СМГЭ будет расширять свои исследования и в этих направлениях.

В.И. КОВАЛЕНКО, Н.С. ЗАЙЦЕВ, В.В. ЯРМОЛЮК, Р.Х. БАХТЕЕВ,
Д. БОЛД, М. ЖАМСРАН, П.В. КОВАЛЬ, В.И. СОТНИКОВ,
Ю.Г. ЩЕРБАКОВ, А.Л. ЯНШИН

ОСНОВНЫЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ТЕРРИТОРИИ МОНГОЛИИ И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИФИКА

Особенностью современного этапа изучения геологического строения и металлогении территории МНР является быстрое накопление новых фактических данных, приводящих к существенной перестройке прежних представлений о ее геологии и основных пространственных и временных закономерностях размещения главнейших полезных ископаемых.

Много новых данных получено для древнейших геологических формаций [24], а также для формаций раннего и позднего палеозоя, мезозоя [23, 30] и кайнозоя [11]. Все эти материалы легли в основу карты геологических формаций МНР масштаба 1:1500000, составленной коллективом СМГЭ, а многие новые данные по металлогении конкретных рудных объектов МНР приведены в других статьях настоящей книги. Все это существенно дополняет сводную работу по геологии и полезным ископаемым МНР [2, 3].

В статье приведена металлогеническая характеристика важнейших этапов геологического развития территории МНР, выделенных на основе анализа карты геологических формаций с использованием данных по важнейшим полезным ископаемым этой территории.

Прежде чем переходить к металлогенической характеристике важнейших этапов геологического развития территории МНР, приведем определения некоторых понятий, используемых в статье. Геологическая формация здесь понимается как естественная ассоциация горных пород, парагенетически связанных друг с другом как в возрастном, так и в пространственном отношении [36]. Рудная формация объединяет группу месторождений и рудопроявлений близкого минерального состава, формирующихся в сходных геологических условиях [17, 20, 32, 33].

Выяснение связей рудных и геологических формаций с тектоническими структурами территории МНР проводилось на основе выделения структурно-формационных комплексов. Под последними подразумевается совокупность тектонических структур, осадочных и магматических формаций, образовавшихся в определенный историко-геологический этап развития территории и связанных между собой единством структурного плана и условий формирования [36].

На территории МНР выделены следующие структурно-формационные комплексы, отвечающие крупнейшим тектоническим стадиям (этапам) формирования континентальной коры: а) дорифейского кристаллического основания; б) океаническая и переходная (геосинклинальная); в) континентальная (орогенная, платформенная). Каждому структурно-формационному комплексу свойствен типоморфный набор геологических формаций (табл. 1, см. вкл.) и связанных с ними полезных ископаемых. Характерная для данного структурно-формационного комплекса ассоциация рудных формаций названа структурно-металлогенической зоной. Несколько структурно-формационных комплексов и структурно-металлогенических зон, образовавшихся в единую геологическую (и металлогеническую) эпоху, объединяются в тектоно-магматические и металлогенические ареалы. Фактически ареалы отражают разновозрастные (в преде-

Дорифейского основания	Формации		Структурно-формационные комплексы												Структурно-формационные комплексы												континентальной стадии (платформенные)	
			океанической стадии						переходной стадии						континентальной стадии													
			PR ₃	R ₃ -Є ₁	PZ ₁	PZ ₂	PZ ₃		PR ₃	R-Є ₁	PZ ₁	PZ ₂	PZ ₃	формация	PR ₃	R ₃ -Є ₁	PZ ₁	PZ ₂	PZ ₃	MZ ₁	MZ ₂	формация						
Гнейсово-амфиболитовая с гранулитами Карбонатно-кварцитовая с амфиболитами и гнейсами Габбро-анортозитовая Нерасчлененные докембрийские интрузивные породы	Осадочные			+	+	+		Кремнисто-сланцевая		+	+	+	+	Терригенная (включая граувакковую, флишoid-ную и туфогенно-терригенную) Яшмово-кремнисто-терригенная		+	+	+	+	+		Песчано-алевролитовая (местами с кислыми эффузивами)	+	Красноцветно-терригенно-карбонатная				
			+	+	+	+		Зеленосланцевая, местами с черными сланцами		+		+	+	Карбонатная органогенная и кремнисто-карбонатная Карбонатно-терригенная Карбонатно-терригенная с вулканитами	+	+	+	+	+	+	Молассовая (морская и континентальная) Молассовая угленосная	+	Пестроцветная терригенная (глинисто-алевролитовая, местами галечно-песчаная) Сероцветная песчано-щебнистая Сероцветная песчано-галечниковая					
		Офиолитовой ассоциации		+		+	+	Зеленокаменных metabазальтов Спилит-кератофировая																				
	Вулканические	известково-щелочной серии	нормальной щелочности							+	+	+	+	Базальтовая, андезитобазальтовая, андезитовая Андезит-дацитовая, дацит-риолитовая Дацил-риолитовая, риолитовая				+	+	+	+	Базальтовая, андезитобазальтовая, андезитовая Андезит-дацитовая, андезит-дацит-риолитовая Дацил-риолитовая и риолитовая Онгонитовая						
			повышенной щелочности															+	+	+	+	Базальт-трахибазальт-трахиандезитовая и трахибазальтовая Трахиандезитовая и андезит-риолит - трахилипаритовая (местами с комендитами) Риолит-трихириолитовая (местами с комендитами) Контрастная вулканическая нормальной щелочности						
		щелочной серии																	+	+	+	Калиевых щелочных лав с карбонатами Контрастная вулканическая	+	Преимущественно калиевых базальтоидов Преимущественно натриевых базальтоидов Базальтоидов в ассоциации с толентовыми и трахитовыми андезитами				
			Офиолитовой ассоциации						Гипербазитов и габброидов (вне возраста)																			
		Плутонические	известково-щелочной серии	нормальной щелочности							+	+	+	+	Габброидная Тоналит-плагиогранитовая Гранодиоритовая Гранодиорит-гранитовая и гранитовая			+	+	+	+	+	Лейкогранитовая: а) гранит-лейкогранитовая, б) литий-фтористых гранитов Гранодиорит-гранитовая и гранитовая					
	повышенной щелочности																	+	+	+	+	Монзонит-сиенит-граносиенитовая и граносиенитовая Гранит-лейкогранитовая с граносиенитами						
	щелочной серии																	+	+	+	+	Щелочных габбро, ийолит-уртитов Нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов Щелочных гранитов и сиенитов						

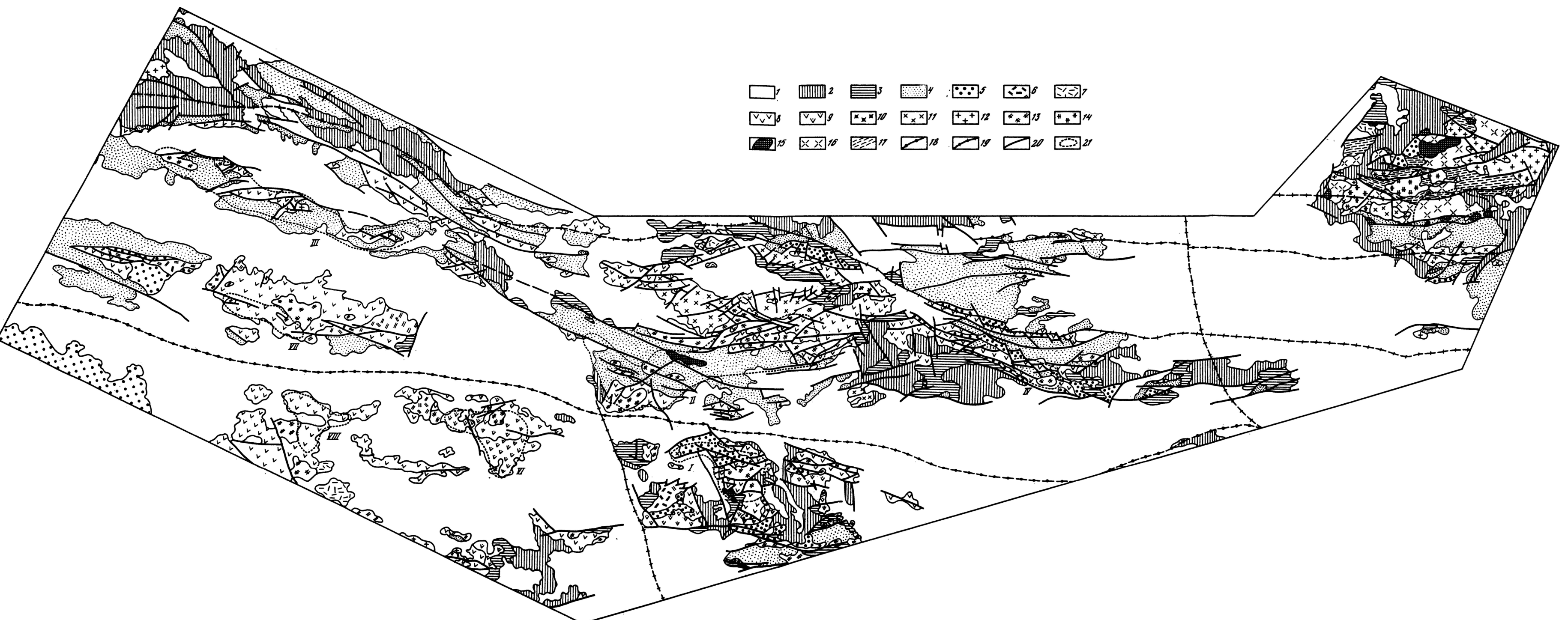


Рис. 4. Схема размещения рудных узлов в Южно-Монгольском молибденово-медном поясе (по материалам А.Е. Шабаловского, В.И. Кочеткова, 1978 г. с использованием структурно-формационной основы, составленной под руководством Н.А. Маринова и Р.А. Хасина)
1-5 — структурно-формационные комплексы: 1 — платформенный и эпиплатформенной активизации, позднемезозойско-кайнозойский, 2-3 — субплатформенные, позднемезозойские (2 — лимнический угленосный, 3 — континентальный терригенный молассоидный базальт-липаритовый), 4 — геосинклинальные (рифейско-раннекембрийский, ранне-среднепалеозойский), 5 — орогенные молассовые (средне-позднепалеозойский, позднепалеозойско-раннемезозойский); 6-9 — вулканогенные формации, субсеквентный вулканизм: 6 — позднепалеозойско-раннемезозойский, 7-8 — позднепалеозойский (7 — риолитовый, андезит-риолитовый, 8 — трахиандезит-базальт-риолитовый),

9 — среднепалеозойский; 10-16 — интрузивные формации: 10 — позднепалеозойско-раннемезозойская гранит-щелочногранитовая, 11-14 — позднепалеозойские (11 — граносиенит-гранитовая, Р, 12 — гранит-гранодиоритовая, С₂-₃, 13 — габбро-монцонит-граносиенитовая, С₂-Р₁, 14 — габбро-диорит-гранодиоритовая, С₂-₃), 15 — гипербазитовая, РЗ₂, R-6, 16 — раннепалеозойская мезократовых гранитоидов; 17 — протерозойский метаморфический комплекс; 18-20 — разломы: 18-19 — глубинные, разграничивающие складчатые системы и структурно-формационные зоны, 20 — региональные; 21 — рудные узлы: I — Цагансубургинский, II — Наринхудук-Хунгутский, III — Хармагтайский, IV — Оюутинский, V — Дэлгэрэхский, VI-VIII — группы рудопроявлений, (VI — Цохиотунская, VII — Их-Шанхайская, VIII — Алагбаянская)

лах геологических эпох) латеральные ряды структурно-формационных комплексов или структурно-металлогенических зон. Каждая геологическая и соответствующая ей металлогеническая эпохи рассматриваются как единые ареалы, включающие всю территорию Монголии. В пределах металлогенического ареала могут быть выделены более мелкие подразделения — изометричные или слабо удлинённые области или линейные и удлинённые металлогенические пояса.

ХАРАКТЕРИСТИКА СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫХ КОМПЛЕКСОВ ТЕРРИТОРИИ МНР

Для территории МНР выделено девять следующих геологических и металлогенических эпох, или этапов [2, 3, 36]: 1) дорифейская, 2) рифейская, 3) позднерифейско-раннекембрийская, 4) раннепалеозойская, 5) среднепалеозойская, 6) позднепалеозойская, 7) раннемезозойская, 8) позднемезозойская, 9) кайнозойская.

Геологические структуры в пределах территории МНР, расположенные между крупнейшими древними кратонами — Сибирской платформой на севере и Северо-Китайской и Таримской на юге, формировались длительно — от архея до кайнозоя. Общая направленность геологического развития в фанерозое характеризуется интенсивной континентализацией коры от древнейших этапов к поздним, миграцией складчатых поясов и слагающих их континентальных структурно-формационных комплексов в общем с севера на юг и дальнейшей тектонической переработкой континентальной коры.

Структурно-формационные комплексы *дорифейского основания*, по данным Ф.П. Митрофанова [14], формировались в течение позднего архея (преимущественно породы кислого и среднего состава, изначально метаморфизованные в условиях гранулитовой фации регионального метаморфизма и сопоставляемые с древнейшими породами Присаянья, Алдана и Южной Тувы) и нижнего и среднего протерозоя (в основном вулканогенные породы среднего состава, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации и метаморфизма). Породы дорифейского основания распространены в Центральной и Северной Монголии и принимают участие в строении всех складчатых систем (включая герциниды). Наиболее крупные их выходы отмечаются по периферии Хангайской горной области, а также к северу и к востоку от нее. В целом они вырисовывают угловато-овальный блок, занимающий большую часть страны. На западе он обрамлен каледонидами Котловины Больших Озер с комплексами пород океанической стадии, на юге — герцинидами Южной Монголии. На крайнем юге страны к ним причленяется позднепалеозойский океанический структурно-формационный комплекс (Солонкерская згеосинклинальная зона).

Структурно-формационные комплексы *переходной стадии* либо сменяют во времени комплексы океанической стадии, либо залегают непосредственно на породах более древнего (дорифейского) основания и образуют крупные наложенные структуры (Хангайский и Хэнтэйский синклиории).

Структурно-формационные комплексы *континентальной стадии* развиты по всей территории Монголии, возраст их варьирует от раннего до позднего палеозоя. С конца палеозоя практически вся территория страны развивалась в условиях континентального, а с позднего мела — платформенного режимов. Континентальная стадия сопровождалась неоднократными проявлениями тектоно-магматической активизации, в результате которых возникли различные по площади и структурной позиции, нередко наложенные на более ранние структуры области распространения более молодых континентальных, а иногда и переходных структурно-формационных комплексов.

Рассмотрим распределение структурно-формационных комплексов и связанных с ними эндогенных полезных ископаемых в каждый из упомянутых выше геологических этапов. Необходимо отметить, что металлогенические особенности структурно-формационных комплексов и отвечающих им структурно-металлогенических зон дорифейского основания, а также океанической и переходной стадий изучены еще недостаточно. Время формирования многих месторождений и рудопроявлений пока точно не установлено и отнесение их к той или иной геологической эпохе часто основывалось на их сходстве с датированными месторождениями, находящимися в пределах той же структурно-металлогенической зоны.

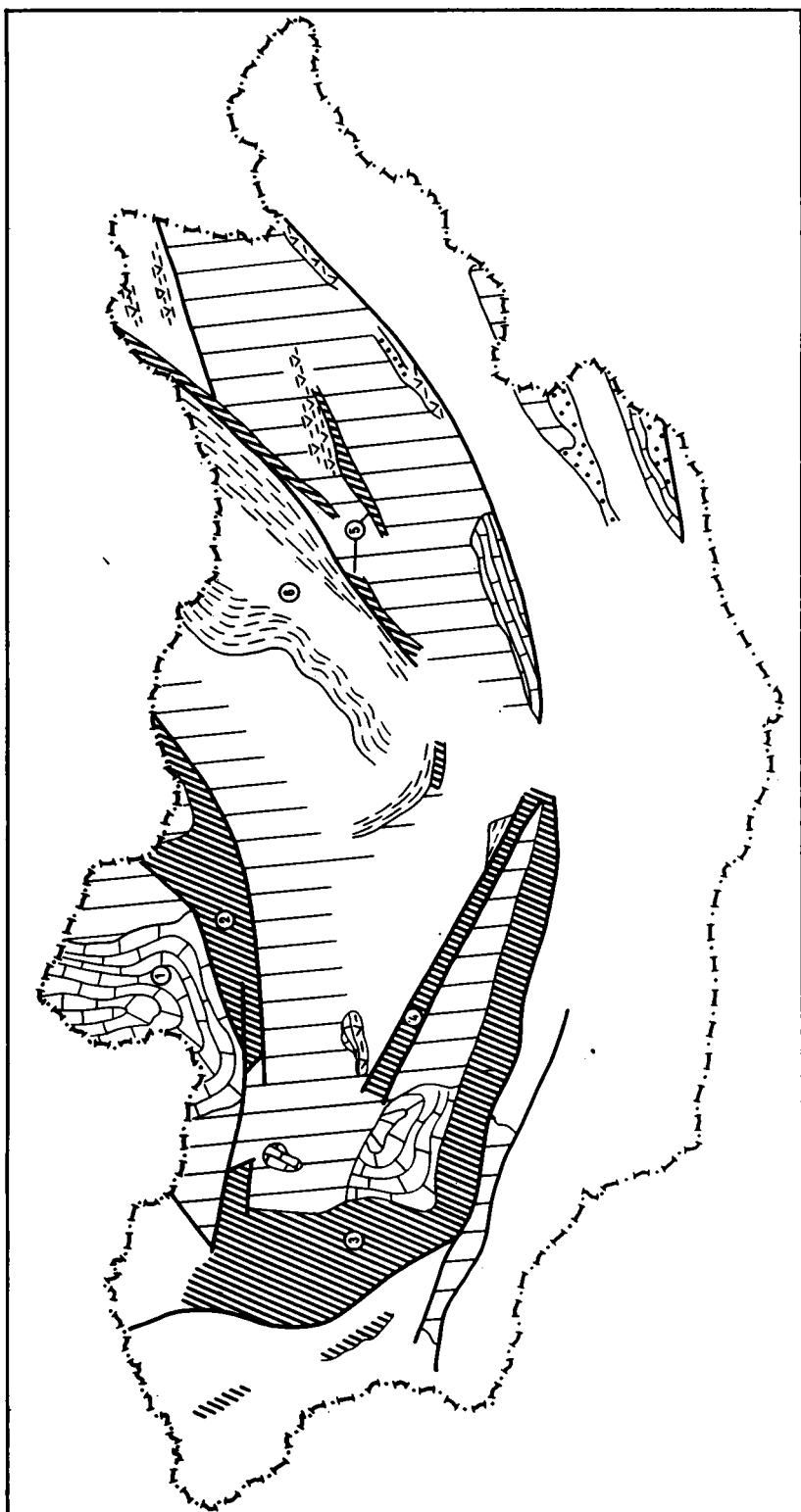
К докаледонским структурно-формационным комплексам отнесены геологические формации дорифейского кристаллического основания, а также формации нижнего и среднего рифея [24]. Распространенность их кратко охарактеризована выше. Еще раз подчеркнем наличие комплексов дорифейского кристаллического основания во всех складчатых системах (включая герциниды) Монголии. Важно установить, что они собой представляли во время формирования соответствующих складчатых систем: являлись ли эти комплексы основанием складчатых систем или же они перемещены в их пределы более поздними тектоническими движениями? От ответа на этот вопрос зависят интерпретация характера основания складчатых систем, а также металлогенические особенности пород этого основания.

По данным Ф.П. Митрофанова, "в рифейских структурах Тувино-Монгольского массива и в герцинидах Гобийского Алтая древнейшими геологическими комплексами являются гранулитовые... ряд характеристик которых совпадает с нижнеархейскими... комплексами щитов. В каледонских структурах Центральной и Западной Монголии в дорифейском разрезе такие комплексы пока не установлены, хотя наличие их здесь не может отрицаться... В основании дорифейского разреза здесь выделяется комплекс серых тоналитовых гнейсов, исключительно характерный для верхнеархейских гранитно-вулканогенных (троговых) структур кристаллических щитов. Сходные, но по ряду признаков не тождественные им комплексы в рифеидах и в герцинидах составляют вторые снизу структурно-метаморфические комплексы лептит-амфиболит-кварцитового состава" [24, с. 145]. Более молодые предрифейские комплексы характеризуются либо карбонатно-кварцито-терригенным, либо лептинит-амфиболитовым и карбонатно-кварцит-амфиболитовым составом. В целом, по мнению указанных авторов, дорифейская геологическая история по крайней мере западной части Монголии близка к дорифейской истории структур щитов. Отличие, сохраняющееся пока на современном уровне исследований, заключается в отсутствии в дорифейском основании территории МНР ультрабазитов, в частности комагитов, столь характерных для зеленокаменных поясов. Ф.П. Митрофанов [24] полагает, что уже к моменту образования древнейших пород дорифейского разреза существовала континентальная кора значительной мощности, в пределах которой проявился глубоко дифференцированный магматизм, в том числе и калиевые рапакивиоподобные граниты. В более поздние дорифейские эпохи отмечаются процессы деструкции этой коры, проявляющиеся в образовании рифейских (?) субпараллельных сближенных даек гашунурского комплекса (Цэл-сомон) и даек, внедрившихся после образования байдарагинского—бумбугерского комплекса (Баянхонгорская зона). По реконструированному составу эти дайки сопоставляются с диабазами и базанито-диабазами, маркирующими современный континентальный рифтогенез. Слабое проявление деструктивных процессов в дорифейской истории МНР связывается с интенсивным прогреванием, пластичностью и непроницаемостью древнейшей континентальной коры.

Следовательно, на территории МНР возможно выявление комплекса полезных ископаемых дорифейского этапа, характерных для древних щитов. К ним относятся железные руды, слюдяные и керамические пегматиты, нередко с ювелирным гранатом. Возможны находки зон редкометальной гранитизации (редкометальных приразломных метасоматитов), а также типичных редкометальных гранитов, связанных с гранитами рапакиви в зонах активизации древнего кристаллического основания. Не исключены проявления редкометальных пегматитов.

В последние годы Г.В. Поляковым, А.П. Кривенко, А.Е. Изохом и др. на территории Монголии изучены раннедокембрийские (?) анортозитовые массивы со специфическими апатит-титаномagnetитовыми рудами, которые объединены в габбро-анортозитовую формацию (см. статью этих авторов в настоящей книге). В будущем анортозиты могут представлять практический интерес как сырье на ряд полезных компонентов, в том числе на алюминий.

Как известно, для щитов характерен широкий спектр эндогенных полезных ископаемых [28]: сульфидные месторождения Cu, Zn (Pb, Sb), связанные со средними—кислыми вулканами; джеспилитовые и марганцевые осадочные месторождения, переслаивающиеся с вулканическими комплексами; золото-кварцевые и золото-теллуридные месторождения; хромитовые месторождения в стратиформных габбро-периодитовых массивах; никель-медные месторождения в ультраосновных—основных



тлах; пегматиты, в том числе редкометалльные. Большая часть перечисленных типов месторождений связана с ультрабазитами и другими породами зеленокаменных поясов, которые, как уже отмечалось, в полном виде в дорифейском основании территории МНР не выявлены. Распространяется ли аналогия между геологическими формациями комплекса основания фанерозойских складчатых систем Монголии и щитов на металлогению, покажут будущие исследования.

Поздний рифей—ранний кембрий

Схема распространения структурно-формационных комплексов позднего рифей—раннего кембрия (V—E₁) приведена на рис. 1. На территории Монголии геологические образования позднего рифей—раннего кембрия представлены метабазами, ассо-

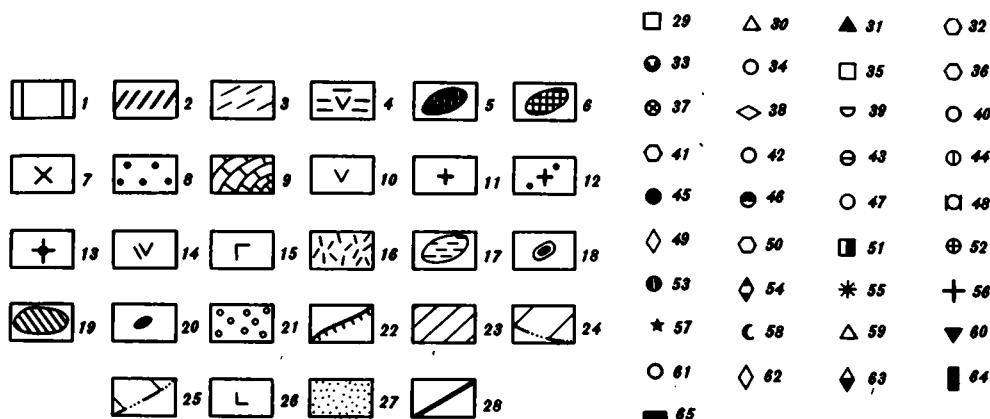


Рис. 1. Схема размещения структурно-формационных комплексов Монголии позднего рифей—раннего кембрия

1 — формации докаледонского основания; 2—3 — формации океанической стадии: 2 — офиолитовой, 3 — кремнисто-сланцевой; 4—9 — формации переходной стадии: 4 — преимущественно вулканических пород, 5 — тоналит-плаггиогранитовой, 6 — гранодиоритовой, 7 — гранодиорит-гранитовой и гранитовой, 8 — преимущественно терригенных пород, 9 — преимущественно карбонатных пород; 10—21 — формации континентальной стадии: 10 — вулканитов известково-щелочной серии нормальной щелочности, 11 — гранитоидов известково-щелочной серии нормальной щелочности, нерасчлененных, 12 — гранодиорит-гранитовой и гранитовой, 13 — лейкогранитовой, 14 — вулканитов известково-щелочной серии повышенной щелочности, нерасчлененных, 15 — то же, преимущественно основного состава, 16 — то же, преимущественно кислого состава, 17 — гранитоидов известково-щелочной серии повышенной щелочности, 18 — калиевых щелочных лав с карбонатами, 19 — щелочных базальтоидов, 20 — интрузий щелочных пород, 21 — преимущественно терригенных пород; 22 — границы распространения офиолитового комплекса позднего рифей—раннего кембрия в структурах раннепалеозойских образований; 23 — континентальные рифтовые зоны; 24 — области распространения пород известково-щелочной серии нормальной щелочности; 25 — области распространения пород известково-щелочного ряда повышенной щелочности; 26 — область Южно-Монгольских герцинид; 27 — области, развивавшиеся в континентальном режиме; 28 — разломы; 29—65 — рудные формации эндогенных месторождений и рудопроявлений: 29—34 — железорудные (29 — магматическая, титаномагнетитовая, 30 — железистых кварцитов, 31 — яшмо-кварцевая, 32 — контактово-метасоматическая (скарновая), 33 — железо-карбонатная гидротермально-метасоматическая, 34 — гидротермально-жильная), 35—40 — медные (35 — магматическая в габброидах, 36 — скарновая, 37 — медно-порфировая, 38 — самородной меди, 39 — медистых песчаников, 40 — медно-жильная), 41—44 — полиметаллические (41 — скарновая, 42 — полиметаллическая жильная, 43 — полиметаллическая в карбонатных породах, 44 — золото-полиметаллическая), 45—48 — золоторудные (45 — золото-сульфидная, 46 — золото-сульфидно-кварцевая, 47 — золото-кварцевая, 48 — золото-серебряная), 49—54 — олово-вольфрамовые (49 — пегматитовая, 50 — скарновая, 51 — касситерит-вольфрамит-кварцевая, 52 — вольфрамит-кварцевая, 53 — касситерит-силикатная, 54 — касситерит-сульфидная), 55—65 — редких и редкоземельных металлов (55 — танталовая онгонитовая вулканическая, 56 — танталовая онгонитовая плутоническая, 57 — цезиевых стекол, 58 — бериллиевых туфов, 59 — танталоносных гранитов, 60 — редкометалльных щелочных гранитов и пегматитов, 61 — редкоземельных щелочных вулканоплутонических пород (жильная), 62 — танталоносных пегматитов, 63 — эвдиалитовых пегматитов, 64 — фенакит-флюорит-берtrandитовая, 65 — редкоземельная фельдшпатитовая); структурно-металлогенические зоны (цифры на схеме): 1 — Прихбусугульская фосфато-марганцевоносная; 2—6 — офиолитовые пояса (2 — Идэро-Джидинский, 3 — Озерный, 4 — Баянхонгорский, 5 — Прихэнтэйский, 6 — Хэнтэйский)

цирующими с гипербазитами, габброидами и кремнистыми сланцами и образующими совместно с ними офиолитовый комплекс. Им подчинены породы спилит-кератофировой, базальт-андезит-базальтовой—андезитовой, дацит-риолитовой—риолитовой формаций. Пространственно их выходы тяготеют к зонам распространения офиолитовых ассоциаций и к их обрамлению. Относительно редки проявления континентальной молассы (северная часть Джидинской зоны) и контрастной базальт-риолитовой ассоциации нормальной щелочности (Дзабханская зона).

Образования офиолитового комплекса широко распространены в Озерной, Идэро-Джидинской и Баянхонгорской зонах, площади которых, по-видимому, соединялись и имели общую границу. В соответствии с представлениями о породах офиолитовых ассоциаций как о комплексах основания океанических бассейнов геологического прошлого можно предполагать, что в позднем рифее—раннем кембрии на территории Монголии существовали бассейны с океанической корой (см. рис. 1).

Выходы пород офиолитового комплекса известны также в Восточной и Центральной Монголии, где они обнажаются в зонах разломов северо-восточного простирания, обрамляющих с юго-востока Хэнтэйскую горную область (Центрально-Монгольская офиолитовая зона). Соотношения этих образований с офиолитовой областью Западной Монголии пока не ясны.

В целом тектоно-магматический ареал позднего рифея—раннего кембрия можно охарактеризовать как деструктивный, определяемый достаточно широким распространением новообразованных геологических формаций океанической стадии. Можно предполагать, что к этому моменту образованная в дорифее континентальная кора потеряла свою повышенную пластичность и в области ее раздвиги образовались океанические бассейны, остатками коры которых в современных структурах оказались офиолитовые пояса. Судя по ограниченному проявлению в данном ареале продуктов известково-щелочного магматизма и структурно-формационных комплексов переходной и континентальной стадий, можно предполагать преобладание процессов раздвиги по сравнению с процессами сжатия до начала формирования раннекаледонских структур.

Несомненно, что упомянутые выше бассейны должны быть достаточно протяженными, чтобы в их пределах могли сформироваться глубокоководные океанические формации. Структурно-формационные комплексы переходной стадии (хубсугульская и баксонская серии) отмечаются в Прихубсугулье и в Центральной Монголии.

Металлогения этого этапа определяется океаническими (офиолитовыми) и переходными структурно-формационными комплексами. Из установленных проявлений полезных ископаемых позднего рифея—раннего кембрия отметим следующие: 1) фосфориты, распространенные в пределах крупного Хубсугульского фосфоритового бассейна на севере МНР, пространственно связанные со структурно-формационными комплексами переходной стадии; 2) железо в виде рудных формаций железистых кварцитов и железисто-яшмо-кварцевой, пространственно связанных с кремнисто-сланцевой и зеленосланцевой геологическими формациями; 3) марганец в Прихубсугулье и в Хэнтэйском прогибе; 4) бокситы; 5) медножильная рудная формация в связи с зеленокаменно-измененными базальтами офиолитовых комплексов. Известные проявления перечисленных полезных ископаемых, кроме фосфоритов, пока не могут быть отнесены к промышленно-интересным объектам. Однако оценка их перспективности не проведена.

Несомненно, позднерифейско-раннекембрийский ареал является перспективным на поиски рудных формаций, связанных с океаническими и переходными комплексами других регионов: колчеданных (в том числе стратиформных) и золото-сульфидных. Заслуживает внимания в этом аспекте анализ потенциальной рудоносности офиолитовых комплексов на территории МНР, проведенный Е.С. Контарем с соавторами [18]. По их данным, выделяются три типа рудоносных геосинклинальных структур позднего рифея—раннего кембрия, каждый из которых интересен в отношении определенной группы полезных ископаемых.

Структуры первого типа сложены вулканогенно-терригенно-карбонатными образованиями с незначительным проявлением андезит-дацитовых и риолитовых лав и отвечают структурно-формационному комплексу океанической стадии. Они распространены по северному краю Идэро-Джидинской и восточному обрамлению (дзабханская серия) Озерной офиолитовых зон. Эти зоны можно сопоставить с колчеданосными провин-

циями мелководных окраинных палеобассейнов типа Южно-Сибирского каледонского колчеданно-полиметаллического пояса. Колчеданно-полиметаллическое оруденение, приуроченное к этим обстановкам, характеризуется свинцово-цинковым профилем при подчиненной роли меди.

В структурах второго и третьего типов (Озерная, Ихэ-Богдинская, Баянхонгорская зоны) могут формироваться месторождения серно-медной (пирит-пирротин-халькопиритовой), медно-цинковой с повышенной кобальтоносностью рудных формаций при ведущем гидротермально-метасоматическом и подчиненном гидротермально-осадочном типах рудоотложений.

В соответствии с приведенными выше определениями для позднерифейско-раннекембрийского металлогенического ареала территории МНР могут быть выделены следующие структурно-формационные и структурно-металлогенические подразделения: 1) Прихубсугульская фосфат-марганценосная, переходная; 2) Идэро-Джидинский офиолитовый пояс океанической стадии; 3) Озерно-Гобисалтайский офиолитовый пояс; 4) Баянхонгорский офиолитовый пояс; 5) Предхэнтэйский офиолитовый пояс, разделяющийся к востоку на Керуленскую и Ононскую зоны; 6) Хэнтэйская область.

Ранний палеозой

Структурно-формационные комплексы раннего палеозоя ($\mathcal{E}_2$ —O) Монголии представлены формациями, в основном свойственными океанической и переходной стадиям развития земной коры (рис. 2). Незначительно распространены формации континентальной стадии (песчано-алевролитовая, молассовая, лейкогранитовая). Комплекс формаций океанической стадии распространен в Южной Монголии. Океанический бассейн здесь, по-видимому, начал формироваться в конце раннего палеозоя, в ордовике [8, 9]. Установить его очертания в раннем палеозое в настоящее время не представляется возможным, но в результате его последующего развития, по-видимому, возникла область Южно-Монгольских герцинид, протянувшаяся в субширотном направлении за пределы страны. Более или менее определенной является граница океанического бассейна, совпадающая с Главным Монгольским линейamentом, разделяющим каледонские и герцинские структуры страны. Положение южной границы в современной структуре остается не выясненным.

С севера океанический бассейн граничил с территориями, в пределах которых были распространены породы разнообразных магматических и осадочных формаций, характерных для переходной стадии развития земной коры. Активное осадконакопление происходило вдоль сравнительно узкой полосы, непосредственно прилегающей к океаническому бассейну, а также на обширной территории Монгольского Алтая. Кроме того, осадочные формации переходной стадии выполняли крупные прогибы в Хэнтэйском и Хангайском нагорьях. На остальной территории страны, охватывающей большую часть северного мегаблока, по-видимому, господствовали субазральные условия. Здесь допускается существование древней (дорифейской) коры континентального типа. Эти районы охватывают Юго-Восточную Туву, Северную, Центральную и Восточную Монголию. В северном мегаблоке (в раннекаледонское время) в венд-нижнекембрийский этап развития существовали названные выше прогибы с океаническим типом коры, выполненные породами офиолитовой ассоциации (Идэро-Джидинский, Озерный, Предхэнтэйский).

Магматические комплексы раннего палеозоя проявлены в основном в пределах континента. Они представлены формациями, типичными для переходной стадии развития земной коры: тоналит-плагиогранитовой, гранодиоритовой и гранодиорит-гранитовой. Массивы тоналит-плагиогранитовой формации проявлены исключительно в Озерной зоне, которая в предшествующий, венд-нижнекембрийский, этап обладала океанической корой. Породы гранодиоритовой формации распространены в Прихубсугулье, Идэро-Джидинской зоне и в западном обрамлении Хангайского нагорья, а породы гранодиорит-гранитовой — на востоке северного мегаблока. В целом картина распределения массивов разных формаций указывает на их пространственную разобщенность.

В структуре континента массивы гранодиоритовой и гранодиорит-гранитовой формаций занимают краевые участки блоков с континентальной корой, граничащие с

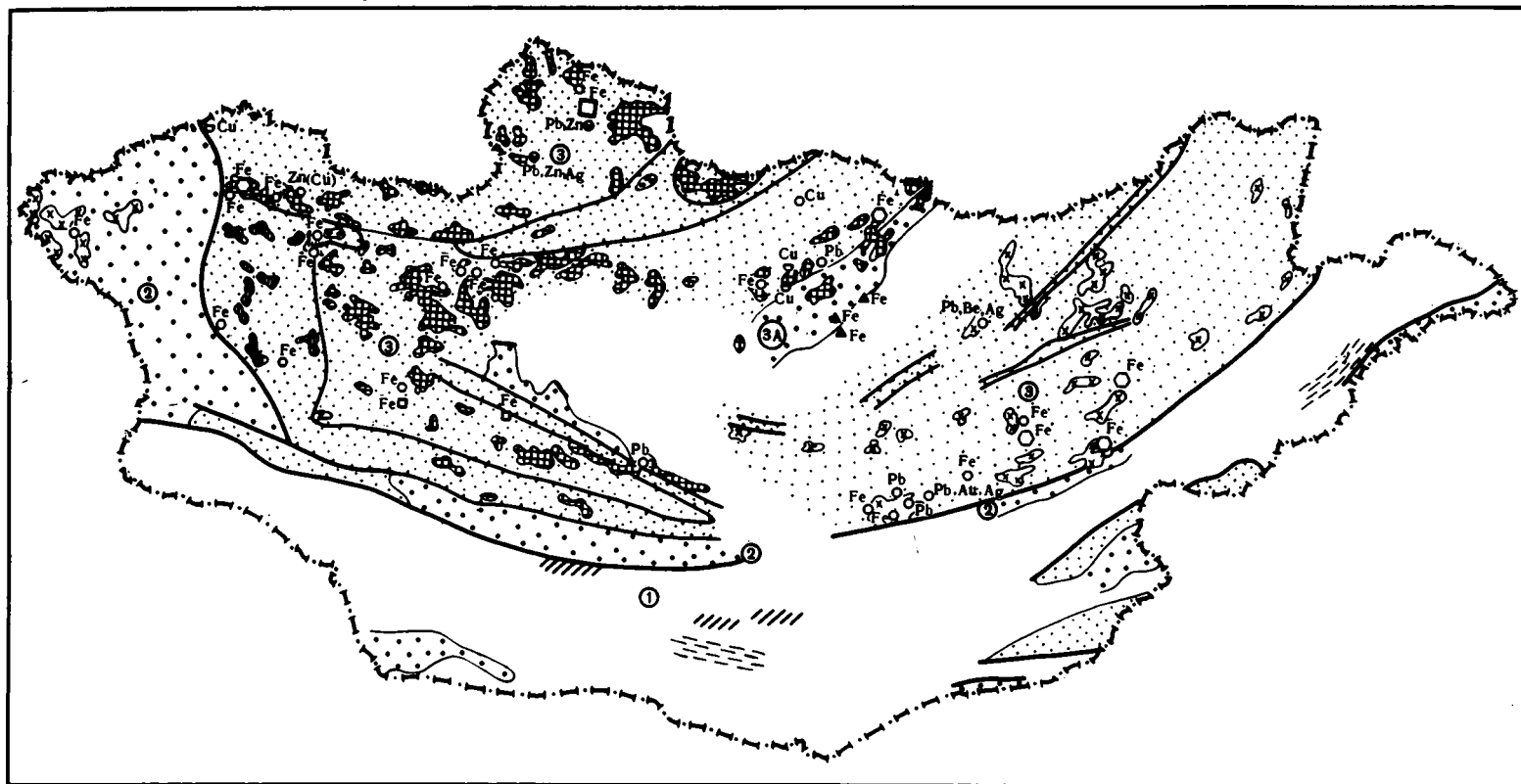


Рис. 2. Схема размещения структурно-формационных комплексов, месторождений и рудопроявлений полезных ископаемых раннего палеозоя

Условные обозначения те же, что на рис. 1; структурно-металлогенические зоны (цифры на схеме): 1 — Южно-Монгольская океаническая (эвгеосинклинальная); 2 — Монголо-Алтайско-Сухэбаторская переходная, 3 — Северо-Монгольская континентальная с внутренней Хэнтэйской (3А) океанической областью

зонами распространения более древних (позднерифейских—раннекембрийских) офиолитовых ассоциаций. Среди выходов последних эти массивы единичны. Наиболее выразительно отмеченная закономерность проявилась в особенностях размещения пород гранодиоритовой формации. Большинство массивов этой формации группируются по обрамлению Идэро-Джидинской зоны, образуя протяженные "пограничные" пояса интрузий. Подобные соотношения наблюдаются и в других регионах на активных континентальных окраинах. Принимая эту аналогию, можно допустить, что упоминавшиеся выше венд-нижнекембрийские офиолитовые пояса отвечают на раннепалеозойском возрастном уровне этапу замыкания океанических бассейнов, в процессе которого вследствие субдукции на краях бассейна возникли пояса плутонических пород известково-щелочного ряда.

В южной части МНР в это время существовал Южно-Монгольский океанический бассейн, в северной части которого уже в раннем палеозое возникла структурно-формационная зона переходной стадии со слабым проявлением магматизма.

В целом раннепалеозойский этап развития структур Монголии можно назвать (по главным тектоническим событиям) аккреционным, тем самым подчеркивая интенсивность процессов аккреции континентальной коры вследствие тектонического сжатия.

В металлогеническом аспекте раннепалеозойский этап характеризуется наличием проявлений следующих рудных формаций, практическая значимость которых изучена еще недостаточно: 1) железо-яшмо-кварцевая (?), тяготеющая к терригенным флишеидным формациям; 2) железо-скарновая, полиметаллическая жильная, золото-сульфидно-кварцевая, золото-кварцевая, возможно, медно-скарновая и медно-жильная, пространственно связанные с тоналит-плагиогранитовой, гранодиоритовой, гранодиорит-гранитовой магматическими формациями; медноколчеданные месторождения известны в связи с раннепалеозойскими формациями аналогичного состава в Казахстане (Чингиз), Кузнецком Алатау, Салаире и др.; 3) золото-сульфидно-кварцевая, тяготеющая к структурно-формационным комплексам океанической стадии Южно-Монгольской зоны; как и для позднерифейско-раннекембрийского этапа, в этой зоне возможно обнаружение проявлений колчеданов с медью и с цинком; в связи с раннепалеозойскими формациями упоминаются проявления графита; Хэнтэйская зона переходной стадии перспективна в отношении колчеданно-полиметаллических проявлений.

Подавляющая часть известных рудопоявлений данного этапа относится к скарново-рудным и пространственно связана с площадями развития плутонических пород этого возраста (см. рис. 2).

В соответствии со строением раннепалеозойского тектоно-магматического ареала на территории МНР можно выделить следующие структурно-формационные и металлогенические зоны (см. рис. 2): 1) Южно-Монгольскую океаническую (эвгеосинклинальную); 2) Монголо-Алтайскую — Сухэбаторскую переходную; 3) Северо-Монгольскую континентальную с внутренней Хэнтэйской областью, характеризующейся геологическими и рудными формациями переходной стадии. В пределах Северо-Монгольской континентальной зоны выделяются субширотный Идэро-Хэнтэйский гранодиоритовый пояс, тоналит-плагиогранитовый и гранодиоритовый пояса Озерной зоны и Восточно-Монгольская гранодиорит-гранитовая область с проявлениями железа, реже цинка, свинца, золота и серебра.

Средний палеозой

В среднем палеозое (S—C₁) в геологическом строении Монголии (рис. 3) продолжается четкое обособление двух мегаблоков — Северного, охватывающего все каледонские и более ранние складчатые структуры, и Южного, сложенного структурно-формационными комплексами Южно-Монгольских герцинид.

Среднепалеозойские (герцинские) структуры Южной Монголии образованы океаническим и переходным структурно-формационными комплексами. Формации океанической стадии (зеленокаменно-измененных базальтов и кремнисто-сланцевая в ассоциации с гипербазитами) свойственны ранним этапам среднего палеозоя (силур и, возможно, начало девона). Их выходы распространены по всей площади проявления герцинид и наблюдаются в основании геологических разрезов на этой территории. По-видимому, началу среднего палеозоя отвечает максимальное раскрытие океанического

бассейна — Палеотетиса, размеры которого были по крайней мере не меньше, чем современная площадь герцинид. На этой стадии развития Палеотетиса среди океанических структурно-формационных комплексов возникали положительные линейные тектонические структуры, совпадающие в современном эрозионном срезе с хребтами Гобийского Тянь-Шаня и Тотошань-Уланульского поднятия, сложенные формациями переходной стадии: песчано-алевритовой, карбонатно-терригенной, гранодиоритовой, гранодиорит-гранитовой, базальтовой, андезито-базальтовой, андезитовой, дацит-риолитовой.

Структурно-формационный комплекс переходной стадии был широко распространен в девоне, когда на обширных площадях Южно-Монгольских герцинид формировались такие геологические формации, как терригенная, включая граувакковую, флишиодную, туфогенную; карбонатная и кремнисто-карбонатная; карбонатно-терригенная; базальтовая, андезито-базальтовая, андезитовая; гранодиоритовая. Среди них значительную долю составляют вулканические формации, тесно связанные в разрезах с терригенными образованиями. Подобные ассоциации пород свойственны комплексам островных дуг. Они, по-видимому, свидетельствуют о преобразовании океанической коры в кору переходного типа в условиях субдукции с формированием островных дуг по северному краю Палеотетиса.

Геологические формации Северного мегаблока относятся в основном (кроме Хангай-Хэнтэйского прогиба) к континентальному структурно-формационному комплексу. Между Северным и Южным мегаблоками проявлены структурно-формационные комплексы переходной стадии, которые, возможно, образовывали единую, относительно узкую (на современном эрозионном срезе) пограничную структуру.

Важным элементом тектонического строения Северного мегаблока представляется Хангай-Хэнтэйский морской прогиб, осевая часть которого выполнена породами кремнисто-сланцевой формации, а периферия — осадочными толщами, типичными для переходной стадии.

Существует различная интерпретация геодинамической позиции Хангай-Хэнтэйского прогиба в среднем палеозое.

1. Этот прогиб структурно наследует раннепалеозойский прогиб Хангая и Хэнтэя, располагаясь вдоль осевой части последнего. Тем не менее ранне- и среднепалеозойские образования здесь разделены резким несогласием, наблюдаемым на бортах прогиба. Деформация раннепалеозойских толщ, видимо, произошла в конце раннего палеозоя и, возможно, была сопряжена с заложением Южно-Монгольского океанического бассейна. Хангай-Хэнтэйский среднепалеозойский прогиб, вероятно, является остаточным, типа Средиземного моря, и подобно последнему характеризуется асимметрично построенными структурами обрамления. Так, магматические образования Северного мегаблока распространены в северной и западной его частях по северному обрамлению прогиба и на продолжении его оси на юго-запад. К югу от прогиба магматические проявления развиты реже.

2. Если принять для этого прогиба девонский возраст заложения, которым датируются наиболее древние из обнажающихся в его пределах породы, то его образование по времени сопоставляется с формированием островодужных вулканических комплексов в северной части Палеотетиса. Это позволяет рассматривать Хангай-Хэнтэйский прогиб как задуговой бассейн типа Японского моря, возникший в зоне вторичного растяжения в тылу островной дуги. Возможно, что эта аналогия лучше объясняет практическое отсутствие пород нормальной щелочности к северу от прогиба, так как в пределах Японского моря также отмечаются породы повышенной щелочности и щелочные на его континентальном обрамлении.

3. Третий подход основан на аналогии прогиба с Калифорнийским заливом [2] и более подробно рассмотрен ниже.

Магматические образования континентальной стадии представлены формациями пород нормального, субщелочного и щелочного рядов. Распределение формаций разного состава по площади соответствует зональному строению магматического ареала. Намечается два типа латеральной тектоно-магматической зональности.

1. Проявлена на западе МНР с наибольшей формационной изменчивостью с юго-запада на северо-восток. Она выражается в закономерной смене магматизма и осадочных формаций океанического комплекса формациями переходного комплекса с магматизмом известково-щелочного ряда нормальной щелочности (гранодиоритовая фор-

мация) и далее формациями континентального комплекса с известково-щелочным магматизмом субщелочного ряда (гранит-лейкогранитовая с граносиенитами, монцонит-сиенит-граносиенитовая и граносиенитовая). Последние сосредоточены в Монгольском Алтае и Северной Монголии и разделены амагматичной Озерной зоной, сложенной венд-раннекембрийской офиолитовой ассоциацией. В самой северной части Северного мегаблока (Западное Прихубсугулье) распространены щелочные породы (щелочные габбро, ийолит-уртиты) [43]. В целом этот тип зональности характеризуется повышением щелочности магматических продуктов по мере движения на северо-восток, в глубь континента, и характерен для геодинамических обстановок андийского типа [9].

2. Проявлена в Центральной и Восточной Монголии, причем максимальная формационная изменчивость отмечается с юга на северо-запад в Восточной Монголии.

Этот тип зональности в Северном мегаблоке осложняется структурой Хангай-Хэнтэйского прогиба. Океанические структурно-формационные комплексы Южной Монголии к северу сменяются переходными, а затем континентальными, в пределах которых появляются морские формации Хангай-Хэнтэйского прогиба, сложенные в центре породами яшмо-кремнисто-терригенной формации, а на периферии — терригенной. В целом прогиб контролирует размещение магматизма в центральной и восточной частях Северного мегаблока. Так, поля развития базальт-андезит-базальт-андезитовой и андезит-дацит-риолитовой формаций известково-щелочного ряда и частично плутонические породы субщелочного ряда, как отмечено выше, тяготеют к обрамлению Хангай-Хэнтэйского прогиба.

Южно-Монгольская зона герцинид не является однородной, и в пределах площадей развития структурно-формационного комплекса океанической стадии отмечаются блоки с корой переходной и даже континентальной стадий.

Очевидно, в среднем палеозое на месте этой зоны продолжал развиваться океанический бассейн — Палеотетис, заложившийся в конце раннего палеозоя. Судя по данным Л.П. Зоненшайна и О. Томуртоого [8] по офиолитам хребта Дзолен, частично офиолитовые комплексы Южной Монголии могли формироваться в условиях срединно-океанического хребта. В Западной Монголии существовала активная континентальная окраина андийского типа, возникшая, видимо, над пологонаклоненной в сторону континента зоной Беньофа. Именно при таком взаимодействии литосферных плит образуется тектоно-магматическая зональность первого типа. В южной части Палеотетиса на месте современных хребтов Гобийского Тянь-Шаня существовали островные дуги с корой переходной стадии и даже микроконтиненты. Однако направление наклона зон Беньофа здесь определить пока трудно.

Вдоль северного края Палеотетиса отмечается также зона взаимодействия океанической и континентальной литосферных плит с образованием коры переходной стадии. Процессы такого взаимодействия фиксируются и в Северном континентальном мегаблоке, но интерпретация этого взаимодействия зависит от определения геодинамической позиции Хангай-Хэнтэйского морского прогиба (терригенной геосинклинали, моногеосинклинали [2, 36]). Не исключено, что этот морской бассейн в континентальном блоке был связан через серию прогибов с девонским Палеотихим океаном [21] и представлял собой залив последнего. В этом случае весь среднепалеозойский тектоно-магматический ареал можно сопоставлять с калифорнийским кайнозойским ареалом и интерпретировать их на основе калифорнийской геодинамической обстановки, как предложено М.И. Кузьминым и И.Б. Филиповой [21]. В отличие от Калифорнийского залива, расположенного на продолжении рифтовой системы Восточно-Тихоокеанского поднятия, в Хангай-Хэнтэйском прогибе толеитовые базальты достоверно не установлены. Тем не менее такая трактовка геодинамической природы среднепалеозойского тектоно-магматического ареала Монголии не противоречит среднепалеозойской тектоно-магматической зональности. При такой интерпретации ареал рассматривается как результат взаимодействия океанической литосферной плиты с континентальной, под которой формируется зона Беньофа с тектоно-магматической зональностью первого типа (до долины Озер) и продолжает действовать (возможно, не так активно, как в Калифорнийском заливе) система срединно-океанического хребта под Хангай-Хэнтэйским прогибом. С воздействием этой системы связывается образование магматических комплексов по периферии упомянутого прогиба.

В целом в среднем палеозое существовала обстановка замыкания Палеотетиса,

который практически к первой половине карбона прекратил свое существование. Как и в раннем палеозое, главный тектонический процесс — аккреция континентальной коры, наращивание ее к югу и даже приращение большей части Южного блока к Северному. Этот процесс дополняется, по-видимому, рифтогенезом континентальной коры. К концу среднего палеозоя (нижний карбон) обособляется Солонкерский бассейн с океанической корой. Пока не ясно, является ли он остатком среднепалеозойского Палеотетиса или новообразованным. Все эти особенности среднепалеозойского тектоно-магматического ареала определяют его металлогеническую специфику.

К проявлениям железа, свойственным более ранним металлогеническим эпохам, добавляются в большом количестве проявления полиметаллов, меди, золота, серебра (см. рис. 3). Наибольшее значение имеет железо-скарновая формация, пространственно тяготеющая в первую очередь к массивам субщелочной гранит-лейкогранитовой с граносиенитами магматической формации, реже — к массивам гранодиоритовой формации. Меньшее значение имеют проявления железа железисто-яшмо-кварцевой рудной формации, связанной с флишовой и яшмо-кремнисто-терригенной геологическими формациями, и железо-карбонатной рудной формации, связанной с песчано-алевролитовой геологической формацией. Мелкие проявления меди относятся к медно-жильной и медно-цеолитовой, медно-скарновой рудным формациям, пространственно тяготеющим к полям развития базальт-андезито-базальтовой, дацит-риолитовой, гранодиорит-гранитовой и гранит-лейкогранитовой с граносиенитами геологическими формациями. Проявления свинца и цинка относятся к полиметаллической жильной (связанной с гранодиоритами, гранитами, лейкогранитами с граносиенитами, базальтами, андезитами, трахибазальтами, трахиандезитами) и полиметаллической скарновой (тяготеющей к гранодиорит-гранитным массивам) рудным формациям. Отмечены также проявления золото-сульфидной минерализации в связи с базальтами и андезитами, золото-сульфидно-кварцевой, золото-кварцевой и золото-скарновой рудных формаций в связи с гранодиорит-гранитовой и гранит-лейкогранитовой с граносиенитами геологическими формациями.

Подавляющая часть перечисленных проявлений естественно тяготеет к полям развития плутонических магматических пород среднего палеозоя, хотя концентрации железо-яшмо-кварцевой рудной формации встречаются и среди морских яшмо-кремнисто-терригенных и терригенных осадочных толщ (см. рис. 3).

Специфической чертой среднепалеозойского тектоно-магматического ареала Монголии является наличие щелочных пород в Прихубсугулье. Редкометалльные проявления в связи с ними пока не известны, но они вполне возможны. Ийолиты сейчас рассматриваются как ценное сырье на глинозем и некоторые другие компоненты, связанные с переработкой нефелина.

Упомянутые рудные проявления на территории МНР — мелкие, хотя перспективность большинства из них серьезно не оценивалась. Судя по сопредельным территориям СССР, в связи с девонскими вулканитами и связанными с ними малыми интрузиями, которые еще предстоит выявить в Монголии, на территории Монгольского и Гобийского Алтая возможны находки полиметаллических месторождений, а в связи с субщелочными интрузиями — проявлений медно-порфирового оруденения.

Если правомочно сопоставление данного металлогенического ареала с кайнозойским калифорнийским, то в районе Северной Монголии и Монгольского Алтая должны быть широко распространены бимодальная, лейкогранитовая с литий-фтористыми гранитами и разнообразные щелочные магматические формации. С ними могут быть связаны проявления вольфрама, олова, молибдена, редких элементов (бериллия, тантала, ниобия, редких земель), флюорита и других полезных ископаемых.

Среднепалеозойские образования Южно-Монгольских герцинид в металлическом отношении пока изучены плохо. Однако, как отмечает Е.С. Контарь с соавторами [18], геологические особенности позволяют рассматривать ее в качестве вероятной колчеданосной провинции островных дуг, развитых на фемической коре, и дают возможность прогнозировать здесь колчеданное оруденение уральского типа. Характерна обобщенная вертикальная зональность таких месторождений, которая благоприятна для их поисков (снизу вверх): пирит-серицитовая зона — серноколчеданные руды — медно-цинковые руды — цинковые руды.

Кроме того, в связи с ультрабазитами этой зоны возможны находки месторождений нефрита и талька (см. статью Г.В. Пинуса с соавторами в данной книге).

В целом можно предположить следующее палеотектоническое районирование средне-палеозойского ареала.

I. Южно-Монгольская зона с океанической корой: а) Гоби-Тяньшанский пояс с корой переходной стадии; б) блоки с корой континентальной стадии; в) Гоби-Алтайско-Сухэбаторский пояс с корой переходной стадии.

II. Северо-Монгольская зона с корой континентальной стадии: а) Прихубсугульская область щелочного магматизма; б) Идэро-Селенгинский субширотный пояс субщелочных и нормальных известково-щелочных магматических пород; в) Монголо-Алтайский пояс аналогичных пород; г) Хангай-Хэнтэйский наложенный прогиб с океаническими и переходными формациями.

Поздний палеозой

Строение позднепалеозойского (C_2 —P) тектоно-магматического ареала территории МНР представлено на рис. 4. Описание его приводится более подробно в связи с наибольшим количеством имеющихся новых геологических данных [5, 13, 15, 19, 26, 27, 39].

К концу среднего палеозоя почти на всей территории МНР сформировалась континентальная кора, и ее следует рассматривать как единый континентальный мегаблок. Лишь на крайнем юго-востоке страны, в пределах Солонкерской эвгеосинклинальной зоны, формировались комплексы океанической и переходной стадий.

Для континентальной части территории МНР намечается определенная симметрия расположения магматических формаций [15]. Эта симметрия определяется наличием "ядра" магматического ареала, сложенного крупными батолитообразными телами гранитоидов известково-щелочного ряда Хангайского нагорья, и обрамляющих его с севера и юга широких поясов развития терригенных и вулканических толщ известково-щелочного, субщелочного и щелочного рядов. К востоку от ядра ареала прослеживаются мелководные морские и континентальные прогибы (Монголо-Охотский, Предхэнтэйский), некоторые из них, судя по данным М.И. Кузьмина и И.Б. Филипповой [21], имели связь с Тихим океаном вдоль Монголо-Охотского линеймента. Естественно, что этот ареал не являлся строго синхронным по возрасту и формировался в различных частях в разное время в рамках позднего палеозоя.

Рассмотрим более подробно строение позднепалеозойского тектоно-магматического ареала, начиная с его южной части, причленившейся к северной в процессе герцинской складчатости.

Южно-Монгольская зона представляет собой широтно вытянутую структуру, приуроченную к южному краю позднепалеозойского континентального блока. Структурно она приурочена к области Южно-Монгольских герцинид и причинно связана с завершающими стадиями развития последних [36]. С севера она ограничена зоной разломов Главного Монгольского линеймента. В пределах зоны развиты вулканические и интрузивные образования различных петрохимических серий (известково-щелочной нормальной щелочности, известково-щелочной повышенной щелочности и щелочной) [15], формирование которых происходило в два этапа магматической деятельности [39].

На раннем этапе (вторая половина раннего карбона—средний карбон) магматические процессы охватили всю площадь Южно-Монгольских герцинид. Они начались в раннем карбоне повсеместными излияниями андезито-базальтов и андезитов нормальной щелочности. В среднем карбоне в строении зоны выделились два крупных сегмента, разделенных примерно по меридиану г. Далан-Дзадгада и различающихся составом вулканических ассоциаций [39]. В западном сегменте возникли мощные толщи дацитов и риолитов, образующих с раннекарбонными вулканиками гомодромные вулканические серии. В восточном сегменте в среднем карбоне продолжали накапливаться толщи андезито-базальтов и андезитов.

Вулканическая деятельность, особенно на заключительном этапе, сопровождалась интрузивным магматизмом, сформировавшим интрузии лейкогранитовой, гранодиорит-гранитовой и гранитовой, гранит-лейкогранитовой с граносенинитами, монзонит-сениит-граносениитовой и граносениитовой формаций. В отличие от синхронных им вулкаников среди интрузивных образований распространены не только породы известково-щелочной серии нормальной щелочности, но и породы повышенной щелочности.

Поздний этап развития тектоно-магматического ареала связан с процессами континентального рифтогенеза, протекавшими в возрастном интервале поздний карбон — ранняя пермь [40]. Рифтогенные зоны сформировались вдоль крупнейших субширотных систем разломов Южной Монголии: Гоби-Тяньшанской и Главного Монгольского линеамента. Эти зоны достигают ширины 60 км, по протяженности превышают 1300 км и представлены системами грабенов, выполненных контрастными трахибазальт-трахириолит-комендитовыми вулканическими ассоциациями. Менее характерны базальт-трахибазальт-трахиандезитовая и риолит-трахириолитовая формации, свойственные отдельным участкам рифтовой зоны Главного Монгольского линеамента. С вулканическими образованиями обычно сопряжены массивы щелочных гранитов, объединенные с вулканитами в вулканоплутонические ассоциации [15].

К концу ранней перми магматическая деятельность в рассматриваемом регионе в основном прекратилась и здесь установился режим континентального осадконакопления. Мощные толщи конгломератов, гравелитов и песчаников накапливались главным образом в зонах нижнепермских рифтовых структур. Морские песчано-алевролитовые толщи возникли лишь в районе сомона Шине-Джинст в зоне Главного Монгольского линеамента. Их формирование, по-видимому, указывает на сохранение здесь режима рифтогенеза, а также на значительную деструкцию континентальной коры, что и привело к появлению формаций, свойственных переходной стадии. Масштабы раскрытия структуры и ее связи с другими морскими бассейнами в настоящее время не изучены.

Магматические образования предположительно поздней перми — раннего мезозоя в Южной Монголии формировались лишь в отдельных районах. Например, в хребте Тост возникли интрузии гранодиорит-гранитовой и гранитовой формаций, а также дайковые пояса базальтов, щелочных гранитов и трахириолитов. К этому же возрасту, по-видимому, относятся и отдельные массивы псевдолейцитовых сиенитов [14].

Северо-Монгольская зона наложена на область распространения каледонид и более ранних структур Монголии и в целом формировалась в течение пермского периода. Зона имеет подковообразную форму, вытянутую в широтном направлении. Ей свойственно зонально-симметричное строение, определяющее упомянутую выше симметрию всего позднепалеозойского ареала. Ядро ареала, совпадающее с Хангайским блоком распространения пород дорифейского основания, образуют интрузии Хангайского батолита. В строении батолита, формировавшегося с позднего карбона до поздней перми, выделяется последовательный ряд интрузивных комплексов: тарбагатайский, хангайский и шараусгольский [2, 3, 15, 37]. Ранний, тарбагатайский, комплекс представлен гранодиоритовой ($Na > K$) формацией при подчиненном проявлении пород габбро-диоритового ряда. Хангайский комплекс наиболее широко распространен, он сложен гранодиорит-гранитовой и гранитовой формациями. Для позднего шараусгольского комплекса характерны массивы гранит-лейкогранитной формации, иногда с граносиенитами.

В периферической части Северо-Монгольской зоны широко распространены вулканические образования. На западе они замыкаются вокруг Хангая, а к востоку прослеживаются в виде двух вулканических поясов — Северо-Монгольского и Центрально-Монгольского. Эти пояса контролируются системами субширотных разломов, которые с юга и севера ограничивают Хангай-Хэнтэйскую горную область. К востоку от Хангайского батолита они разделены "амагматичной" областью Хэнтэя, к которой тяготеют Монголо-Охотский и Предхэнтэйский прогибы.

Так же как и на юге страны, формирование вулканических образований происходило в два этапа [15, 36]. Ранний охватывает нижнюю пермь и представлен формациями пород нормальной щелочности (базальтовая, андезит-базальтовая, андезитовая; андезит-дацитовая, андезит-дацит-риолитовая; дацит-риолитовая и риолитовая) и повышенной щелочности (базальт-трахибазальт-трахиандезитовая и трахибазальтовая; трахиандезитовая и андезито-риолит-трахириолитовая). Вулканиты нормальной щелочности распространены в пределах Центрально-Монгольского вулканического пояса, где слагают отдельные и, по-видимому, изначально разобщенные вулканические поля [39]. Породы повышенной щелочности связаны с Северо-Монгольским вулканическим поясом, образуя мощный (до 5–7 км) сплошной чехол, протянувшийся от сомона Нумрэг на восток вплоть до границы с Советским Союзом. В пределах Орхон-Селенгинского прогиба к этой серии относятся две нижние свиты хануйгольского разреза — основных и средних пород и трахириолитовая [39].

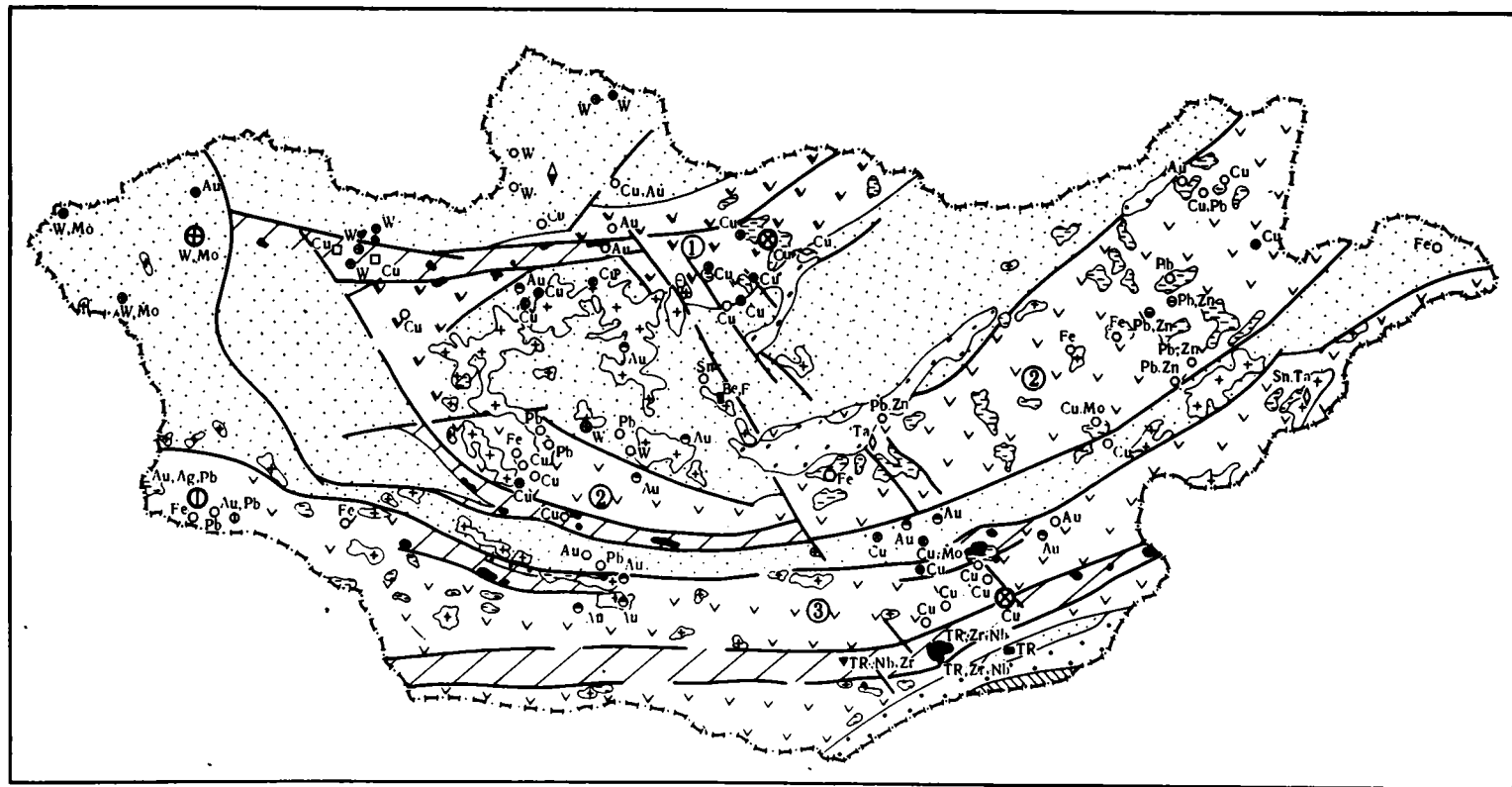


Рис. 4. Схема размещения структурно-формационных комплексов, месторождений и рудопроявлений полезных ископаемых позднего палеозоя

Условные обозначения те же, что на рис. 1; структурно-металлогенические зоны (цифры на схеме): 1 — Северо-Монгольская; 2 — Центрально-Монгольская; 3 — Южно-Монгольская

На позднем этапе развития вдоль Центрально-Монгольского (в конце ранней перми) и Северо-Монгольского (в поздней перми) вулканических поясов сформировались рифтогенные вулканические зоны с характерными контрастными трахибазальт-трахириолит-комендитовыми ассоциациями вулканических пород и сопутствующими им щелочными гранитами [15, 39]. В пределах Центрально-Монгольского вулканического пояса рифтовая зона (Гоби-Алтайская) развита только в западной его части, протягиваясь от р. Онгийн-Гол до хребтов Монгольского Алтая. Рифтовая зона Северо-Монгольского вулканического пояса проявлена по всей его длине, но разделена на два сегмента. Западный, или Северо-Хангайский, сложен контрастными вулканическими ассоциациями и насыщен массивами щелочных гранитов [15, 43]. Восточный, или Орхон-Селенгинский, сложен главным образом породами базальт-трахибазальт-трахиандезитовой и трахибазальтовой формаций, отвечающими верхней (трахибазальтовой) свите Хануйгольского разреза [27].

Наряду с вулканитами в периферической части Северной Монголии широко проявлены интрузивные образования, принадлежащие к формациям гранит-лейкогранитовой, гранодиорит-гранитовой и гранитовой, гранит-лейкогранитовой с граносиенитами и щелочных гранитов и сиенитов. Некоторые из них, например щелочные граниты и сиениты, связаны с вулканитами в вулканоплутонических ассоциациях [15]; соотношения других с вулканитами недостаточно изучены, однако в любом случае они формировались в том же возрастном диапазоне, что и вулканические образования. По данным Р.М. Яшиной [43], в позднем палеозое сформировались некоторые массивы нефелиновых сиенитов Прихубсугуля.

Помимо субширотных разломов, контролирующих положение вулканических поясов, важную роль в строении позднепалеозойского тектоно-магматического ареала играют системы разломов северо-западного простирания, которые разделяют его на ряд крупных сегментов. Разломы этого направления служат западной границей распространения магматизма и отделяют его от Озерной зоны, где позднепалеозойские магматические проявления отсутствуют. Другая система разломов, прослеживающаяся вдоль долин рек Онгийн-Гол и Орхон, определяет восточные границы Хангайского батолита и Долиноозерской рифтовой зоны. Она же является границей между Северо-Хангайским и Орхон-Селенгинским фрагментами Северо-Монгольской рифтовой зоны и совпадает с Восточно-Хангайским порогом, описанным Э.В. Михайловым и А.Е. Шабаловским [25].

Необходимо отметить близость набора магматических формаций и последовательность их образования для южной и северной частей Монголии, свидетельствующие о едином континентальном режиме формирования геологических формаций в их пределах. Отличие заключается в первую очередь в возрастном диапазоне формирования магматических формаций в этих частях Монголии. По последним данным [13], намечается последовательное омоложение рифтогенных структур по направлению с юга на север, начиная с позднего карбона для хребтов Гобийского Тянь-Шаня до поздней перми и даже начала триаса в Идэро-Селенгинском поясе.

В целом можно полагать, что в результате закрытия среднепалеозойского океанического бассейна Палеотетиса (герцинская эпоха складчатости) почти вся территория Монголии превратилась в континентальную область, являющуюся частью единого Северо-Евразийского палеоконтинента [13, 26]. Последний с юга омывался среднепалеозойским океаническим бассейном Палеотетиса, реликты коры которого сохранились в Солонкерской эвгеосинклинальной зоне Внутренней Монголии. Взаимодействие между океанической плитой Палеотетиса и находящейся севернее континентальной плитой было активным, и в результате этого взаимодействия в раннем—среднем карбоне сформировался Южно-Монгольский краевой вулканический пояс, сложенный нормальными и субщелочными вулканитами известково-щелочного ряда. Детальные петрохимические исследования, выполненные для западной части пояса, показали, что увеличение содержания калия в породах одинаковой кремнекислотности возрастает от южной к северной части пояса [41]. Это дало возможность реконструировать палеозону Беньюфа, выход которой сейчас проектируется по северной периферии Солонкерской эвгеосинклинальной зоны. В северной части МНР унаследованно от среднего палеозоя продолжал развиваться Хангай-Хэнтэйский прогиб и некоторые другие. Если верна предложенная выше интерпретация среднепалеозойского ареала как аналога калифорнийской геодинамической модели, то необходимо допустить, что в позднем палеозое продолжала

сохраняться эта же геодинамическая обстановка: совмещение явлений субдукции с рифтогенезом, причем последний в раннем—среднем карбоне проявился только в развитии континентальных прогибов без существенного магматизма. Возможно, рифтогенез этого возраста происходил в условиях взаимодействия континентальной плиты с перекрытой ею отмирающей рифтовой системой срединного хребта среднепалеозойского Палеотетиса.

В позднем карбоне—ранней перми область распространения магматических пород известково-щелочной серии смещается на север, в Центральную и Восточную Монголию. В Южной Монголии на месте известково-щелочных вулканитов с конца карбона—начала перми развивается рифтогенная бимодальная базальт-трахириолит-комендит-щелочно-гранитовая ассоциация, сопряженная с мощными дайковыми поясами. Предполагается, что в это время сначала зона субдукции, а затем и рифтовая система позднепалеозойского Палеотетиса по субгоризонтальному срыву были перекрыты северной континентальной плитой. Активная, но погребенная зона субдукции образовала поля известково-щелочных магматических пород Северной Монголии, а погребенная рифтовая система — бимодальную рифтогенную магматическую ассоциацию. Контроль за расположением полей известково-щелочных серий со стороны Хангай-Хэнтэйского прогиба свидетельствует о продолжении проявления в центре этого почти замкнувшегося прогиба условий растяжения (видимо, под влиянием еще среднепалеозойской рифтовой системы), препятствующих образованию магм известково-щелочной серии.

К середине перми за счет движения к северу по поверхности срыва южной плиты поля известково-щелочного магматизма смещаются далее к северу, в Орхон-Селенгинскую зону, а поля рифтогенных бимодальных ассоциаций — к северным хребтам Гобийского Алтая.

К концу перми позднепалеозойский срединно-океанический хребет перекрывается моноклитной литосферной плитой, а воздействие рифта на нее выражается в выплавлении под воздействием мощного теплового и флюидного потока громадных объемов гранитоидных магм известково-щелочной серии, воздымании свода над их камерами и образовании на краях свода вторичных рифтогенных структур (Гоби-Тяньшанская, Идэро-Селенгинская и др.), нередко развивающихся унаследованно в зонах более древних расколов.

Таким образом, позднепалеозойский этап хотя и привел к дальнейшей аккреции континентальной коры за счет океанической коры позднепалеозойского Палеотетиса, но в пределах Монголии он проявился и в интенсивном континентальном рифтогенезе. В связи с этим его удобно назвать аккреционно-рифтогенным.

С таким геодинамическим содержанием позднепалеозойского этапа развития тектонической структуры Монголии вполне удовлетворительно увязывается его металлогения (см. рис. 4).

Для позднепалеозойского ареала по сравнению с более ранними ареалами характерны следующие металлогенические особенности: 1) возрастание продуктивности, выражающееся в увеличении как количества рудных проявлений, так и их масштабности вплоть до крупных промышленных месторождений (медь, полиметаллы и др.); 2) увеличение разнообразия эндогенных полезных ископаемых (железо, медь, полиметаллы, редкие земли и элементы, олово, вольфрам, флюорит и др.); 3) усиление роли месторождений литофильных элементов — олова, вольфрама, редких земель, ниобия, циркония, фтора; 4) приуроченность большинства эндогенных рудных проявлений к полям развития магматических пород (см. рис. 4).

Проявления меди представлены формациями медно-молибденовой, самородной меди в эффузивах и медно-скарновой [34]. В Южной Монголии они тяготеют к ее северной части (что, может быть, обусловлено более хорошей изученностью этих территорий) и группируются главным образом в районе Цаган-Субургинского месторождения. Минерализация медно-молибденовой формации пространственно связана с базальтовой, андезит-базальтовой, андезитовой формациями раннего—среднего карбона и базальт-трахибазальт-трахиандезитовой формацией ранней перми, а также с монцонит-сиенит-граносиенитовой формацией.

В Северной Монголии медное оруденение приурочено к площадям распространения вулканических образований. В Северо-Монгольском вулканическом поясе рудопроявления и месторождения группируются в центральной части Орхон-Селенгинского прогиба, где они связаны с массивами гранит-лейкогранитовой с граносиенитами формации

(месторождение Эрдэнэт), а также с полями вулканитов базальт-трахибазальт-трахиандезитовой и трахиандезитовой, андезит-риолит-трахириолитовой формаций, где они представлены главным образом рудной формацией самородной меди. В пределах Центрально-Монгольского вулканического пояса основная площадь развития медной минерализации отмечается в районе сомона Баян-Ундэр. Эти проявления принадлежат медно-молибденовой рудной формации и не имеют четких корреляций с магматическими формациями. Ведущим геологическим фактором, определяющим их позицию, является система северо-западных разломов.

Анализируя общие закономерности размещения медного оруденения на территории МНР в позднепалеозойскую эпоху, следует отметить его приуроченность к областям вулканизма [34]. В пределах вулканических поясов позиция рудных объектов отчетливо контролируется Восточно-Хангайской системой поперечных разломов. Именно к площадям пересечения этой системы с вулканическими поясами приурочены скопления месторождений и рудопоявлений в Северо-Монгольском и Центрально-Монгольском вулканических поясах. На юго-восточном продолжении этой системы разломов в пределах Южной Монголии расположена Цаган-Субургинская группа рудопоявлений.

Золотое оруденение Монголии Ю.Г. Щербаков (см. статью в настоящей книге) разделяет на две группы формаций по признаку принадлежности сопутствующей минерализации к салическому или фемическому геохимическому типу. В группе формаций с сопутствующими салическими элементами (Bi, Te, Sb, As) выделены золото-кварцевая, золото-серебряная, золото-халцедоновая и золото-редкометальная формации. Другую группу (с фемическими элементами) представляет золото-сульфидно-кварцевая формация.

Золоторудная минерализация не имеет строго формационного контроля. Она наложена на различные магматические формации и, кроме того, проявлена вне явной связи с последними.

Рассматривая общие закономерности размещения золоторудных проявлений, следует отметить концентрацию большей их части к западу от Восточно-Хангайской системы поперечных разломов, в основном в периферической части Хангайского батолита и по его обрамлению. Кроме того, ряд районов с золоторудной минерализацией отмечается в северной части Южной Монголии. Вполне вероятно, что в контроле над размещением золоторудных объектов заметная роль принадлежит системам поперечных разломов, определяющим, кроме того, рудно-формационный профиль оруденения. Так, рудопоявления золото-сульфидно-кварцевой формации сгруппированы вдоль западного борта Восточно-Хангайской системы разломов и отмечаются в районе сомона Тумур-Булак в среднем течении р. Хануй-Гол и в районе сомонов Уянга и Таргат. В Южной Монголии рудопоявления этой формации распространены в районе сомона Мандах и западнее, т.е. попадают в область юго-восточного продолжения системы разломов и ее западного обрамления.

Золоторудные формации салической геохимической группы также сосредоточены в пределах полосы северо-западного простирания, не имеющей, однако, четкого геологического выражения. На южном ее окончании они известны в Гобийском Алтае в районе сомонов Баян-Лэг и Баян-Гоби. Центральное звено рудоконцентрирующей полосы приходится на зону Баянхонгорских разломов, вдоль которой здесь в основном и распространены точки рудной минерализации. В северной части полосы известно рудопоявление этой рудно-формационной группы в районе сомона Их-Ула.

Олово-вольфрамовое оруденение позднепалеозойской эпохи представлено рудопоявлениями касситерит-вольфрамит-кварцевой формации и в настоящее время изучено недостаточно. Многие пункты минерализации этих элементов связаны с периферическими частями Хангайского батолита, отдельные рудные объекты установлены в Гобийском Алтае. В последние годы ряд рудопоявлений вольфрама выявлен в Монгольском Алтае, в Северо-Западной Монголии, а также в Прихубсугулье. Минерализация этого типа генетически связана с гранит-лейкогранитовой и меньше с гранодиорит-гранитовой и гранитовой формациями.

В генетической связи с гранит-лейкогранитовой формацией (и особенно с литий-фтористыми гранитами) находятся также проявления тантала, ниобия, лития. Они представлены рудными формациями танталоносных гранитов (Югдзыр) и пегматитов (Хух-Дель-Ула). Проявления редких земель, циркония, ниобия тесно связаны с щелочными гранитами и псевдолейцитовыми сиенитами (Хан-Богдо, Хар-Хад, Лугин-Гол).

Наиболее важная для полиметаллов полиметаллическая жильная формация связана в первую очередь с гранодиорит-гранитовой и гранит-лейкогранитовой с граносиенитами магматическими формациями, хотя отдельные ее проявления не связаны с магматизмом или тяготеют к дацит-риолитовой и лейкогранитовой формациям. Отмечаются также проявления скарново-полиметаллической формации, но оруденение в ней наложено на скарны (см. статью К.В. Подлесского с соавторами в настоящей книге). Полиметаллические проявления больше всего сконцентрированы в Барунхурайской, Баянхонгорской и Барунуртской областях, хотя встречаются и в других районах.

Как и в более ранние металлогенические эпохи, в это время образовались некоторые железо-скарновые проявления, связанные с гранодиоритовой, лейкогранитовой и гранодиорит-гранитовой магматическими формациями.

Проявления флюорита пока единичны среди позднепалеозойских образований. Они установлены в Гоби-Тяньшанской (хребет Ноев) и Гоби-Алтайской (хребты Чандмань и Хара-Аргалинту) вулканических рифтовых зонах, где связаны с вулканитами контрастной трахибазальт-трахириолит-командитовой формаций.

По связи наибольших концентраций рудных проявлений с геологическими формациями и в соответствии с закономерностями размещения последних могут быть выделены следующие металлогенические структуры.

1. Северо-Монгольский пояс, обрамляющий с севера Хангай-Хэнтэйское нагорье, перспективен на медно-золото-серебряное с вольфрамом оруденение и редкие элементы (в связи с щелочными гранитами).

2. Центральном-Монгольский пояс, обрамляющий с юга Хангайское нагорье и протягивающийся через всю Восточную Монголию, характеризуется свинцово-железо-медно-золотой минерализацией.

3. Южно-Монгольский пояс с проявлением золото-свинцово-редкометалльно-медно-железородной минерализации.

Если действительно позднепалеозойский ареал является аналогом калифорнийского, то в металлогеническом отношении перечисленные пояса Монголии попадают в центральную часть металлогенического ареала, характеризующуюся наличием проявлений золота, полиметаллов, меди. По периферии этого ареала в связи с мелкими массивами лейкогранитов (зона "распыленного" магматизма) и полями риолитов бимодальной серии можно ожидать находок месторождений олова, вольфрама и редких элементов. Проявления Прихубсугуля, Северо-Западной Монголии и Югодзыря, видимо, попадают в эту периферическую зону.

Мезозой

Строение мезозойских ($T-J_{1-2}$ и J_3-K_1) тектоно-магматических ареалов и их металлогеническая специфика в отношении редких элементов, вольфрама, олова и золота рассмотрены в ряде публикаций [13–16, 22, 25, 29, 30], а также в статьях настоящей книги. В этом разделе кратко напомним строение этих ареалов (рис. 5,6), сделав упор на новые данные, а также рассмотрим положение в этих ареалах и других проявлений полезных ископаемых.

Как следует из изложенного выше материала, мезозойские ареалы образовались на континентальной коре различного возраста (от докембрия до поздней перми и начала триаса). Пространственно они сконцентрированы в восточной части страны. Однако имеются небольшие проявления позднемезозойского магматизма в виде дайковых поясов на крайнем северо-западе и юге МНР. В позднем триасе—ранней юре, а затем в поздней юре—раннем мелу на территории МНР происходили дифференцированные глыбовые деформации с элементами растяжения и сжатия [22, 23]. В результате этих движений возникли системы локальных конседиментационных прогибов, которые окаймляли обширные сводовые поднятия домезозойского основания (например, Даурско-Хэнтэйское для раннего мезозоя). В зонах прогибов происходило накопление в основном континентальных (часто угленосных) моласс, а также наземных вулканогенных образований. В пределах МНР глыбово-складчатые деформации, проявление наземного вулканизма различного состава и внедрение плутонических пород (габбро, диоритов и гранитоидов) известково-щелочного с редкометалльными литий-фтористыми гранитами, субщелочного, реже щелочного состава происходило в возрастных интервалах $T-J_{1-2}$ и J_3-K_1 .

Мезозойский магматизм в Монголию "проникает" со стороны Тихого океана вдоль Монголо-Охотского разлома в глубь континента на 2500–3000 км.

Намечается интенсивное концентрирование плутонического магматизма в упомянутых выше крупных глыбово-складчатых поднятиях (например, Даурско-Хэнтэйское для раннего мезозоя, см. рис. 5), а вулканизма — в прогибах, обрамляющих такие поднятия. В целом в пределах МНР отмечается весьма широкий спектр составов мезозойских магматических пород, варьирующих от основных до ультракислых и от известково-щелочных до весьма щелочных (меланефелиниты, трахиты с карбонатитами, щелочные граниты). Здесь широко развиты редкометальные литий-фтористые граниты и их эффузивные аналоги — онгониты, образующие с базальтами бимодальную базальт-трахириолит-онгонитовую ассоциацию, а также породы известково-щелочной серии.

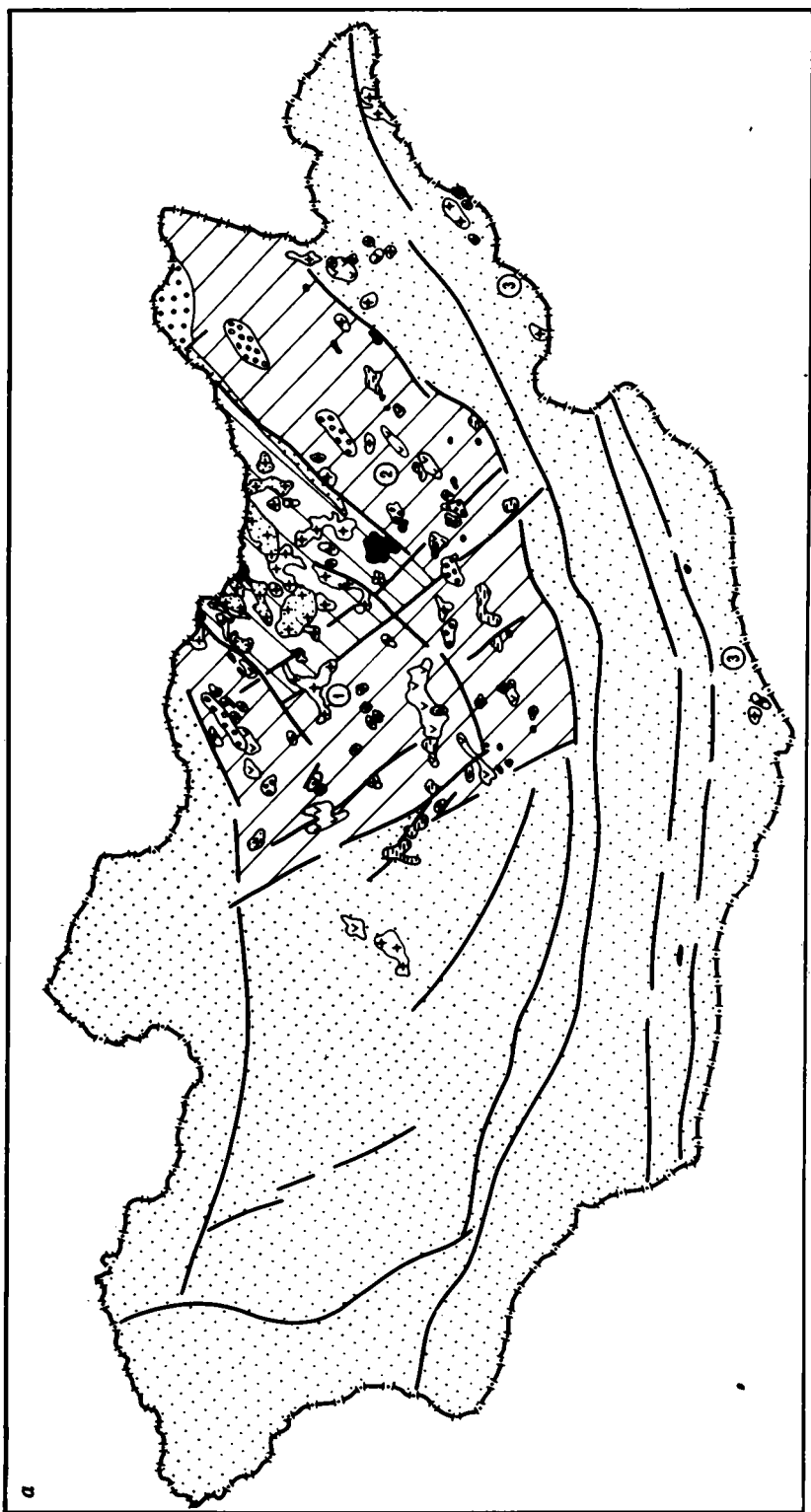
В пределах МНР магматические породы разного состава имеют закономерное пространственное размещение, образуя разновозрастные латеральные ряды. Так, для триасово-среднеюрского этапа, в течение которого образовался Монголо-Забайкальский ареал (см. рис. 5), намечается симметричная по отношению к центральным частям ареала зональность вулканитов: в центральных частях его (Даурско-Хэнтэйская и Джаргалантуинская зоны) преобладали вулканиты известково-щелочной серии, а в периферических (с северо-запада Орхон-Селенгинская и с юго-востока Дашибалбарская зоны) появляются вулканиты повышенной щелочности. Аналогичная зональность установлена для раннемезозойских плутонических пород, когда в центральной части ("ядре") ареала магматизма (Даурско-Хэнтэйское поднятие) развиты плутонические комплексы известково-щелочной серии, слагающие "батолитообразные" по размерам тела (гранодиорит-граниты) и расположенную западнее зону мелких тел лейкогранитов, в том числе литий-фтористых гранитов (зона "распыленного" магматизма); породы повышенной щелочности тяготеют к северной и южной периферическим зонам магматического ареала. Кроме Монголо-Забайкальского региона, раннемезозойские магматические породы развиты вдоль юго-восточной границы МНР (Юго-Восточная полоса), где они представлены в основном лейкогранитами стандартного геохимического типа. Монголо-Забайкальская зона контролируется системой Монголо-Охотского линейного, а Юго-Восточная полоса — системой Яньшаньских разломов [22].

Близкий к описанному для раннего мезозоя латеральный ряд плутонических магматических пород намечается для позднемезозойского ареала. В центральной части этого ареала сформировались "батолитообразные" гранодиорит-гранитовые массивы (удский комплекс), которые размещены за пределами МНР. К западу, уже на территории Монголии, они сменяются зоной более мелких тел лейкогранитов, в том числе литий-фтористых гранитов (зона "распыленного" магматизма). Все эти породы относятся к известково-щелочной серии. К северо-западу и к югу от Монголо-Охотского разлома отмечается повышение щелочности плутонических пород: к северо-востоку появляются калиевые щелочные интрузии Алданского щита, к юго-западу — калиевые щелочные интрузии Средней Гоби (МНР) с редкометальными карбонатитами и апатитовыми породами [30]. Последние вдоль Главного Монгольского линейного прослеживаются далеко на запад, за пределы позднемезозойского магматического ареала. Их связывают с наличием субширотных континентальных рифтогенных структур [39, 42].

Подчеркнем также специфический характер Джаргалантуинского прогиба в раннем мезозое, который расположен близко к центру Монголо-Забайкальского ареала. На территории Монголии он выполнен континентальными осадками, но далее на восток соединяется с системой морских прогибов (Агинское поле, Верхнее Приамурье и др.) [21]. Это указывает на наличие в центре Монголо-Забайкальского ареала узкого морского залива, отходящего, видимо, от Тихого океана.

Имеется много попыток объяснить причины появления вдоль Монголо-Охотского разлома интенсивного, преимущественно кислого магматизма. Не вдаваясь в их анализ, отметим, что для рассматриваемых тектоно-магматических процессов М.С. Нагибиной предложен специальный термин "ревивация".

На наш взгляд, имеются как определенная преемственность в развитии структуры МНР в течение позднего палеозоя, так и их отличие. Преемственность выражается в относительной непрерывности смены сходно построенных ареалов магматизма от позднего палеозоя до позднего мезозоя, хотя имеются, конечно, и существенные перерывы, а отдельные зоны мезозойского ареала "накладываются" на разнородный складчатый фундамент. Показательно, однако, что мезозойские ареалы как бы последовательно



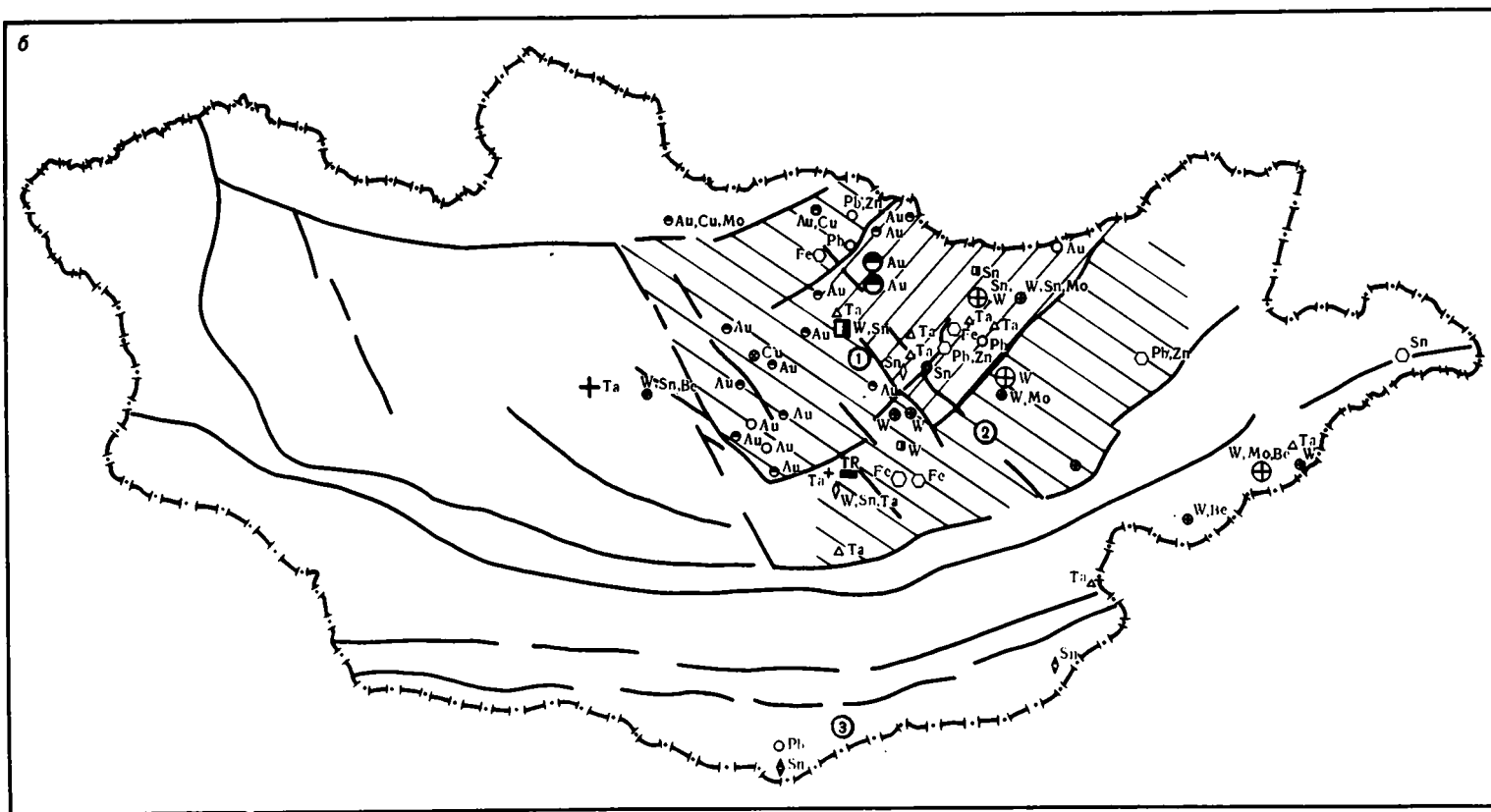
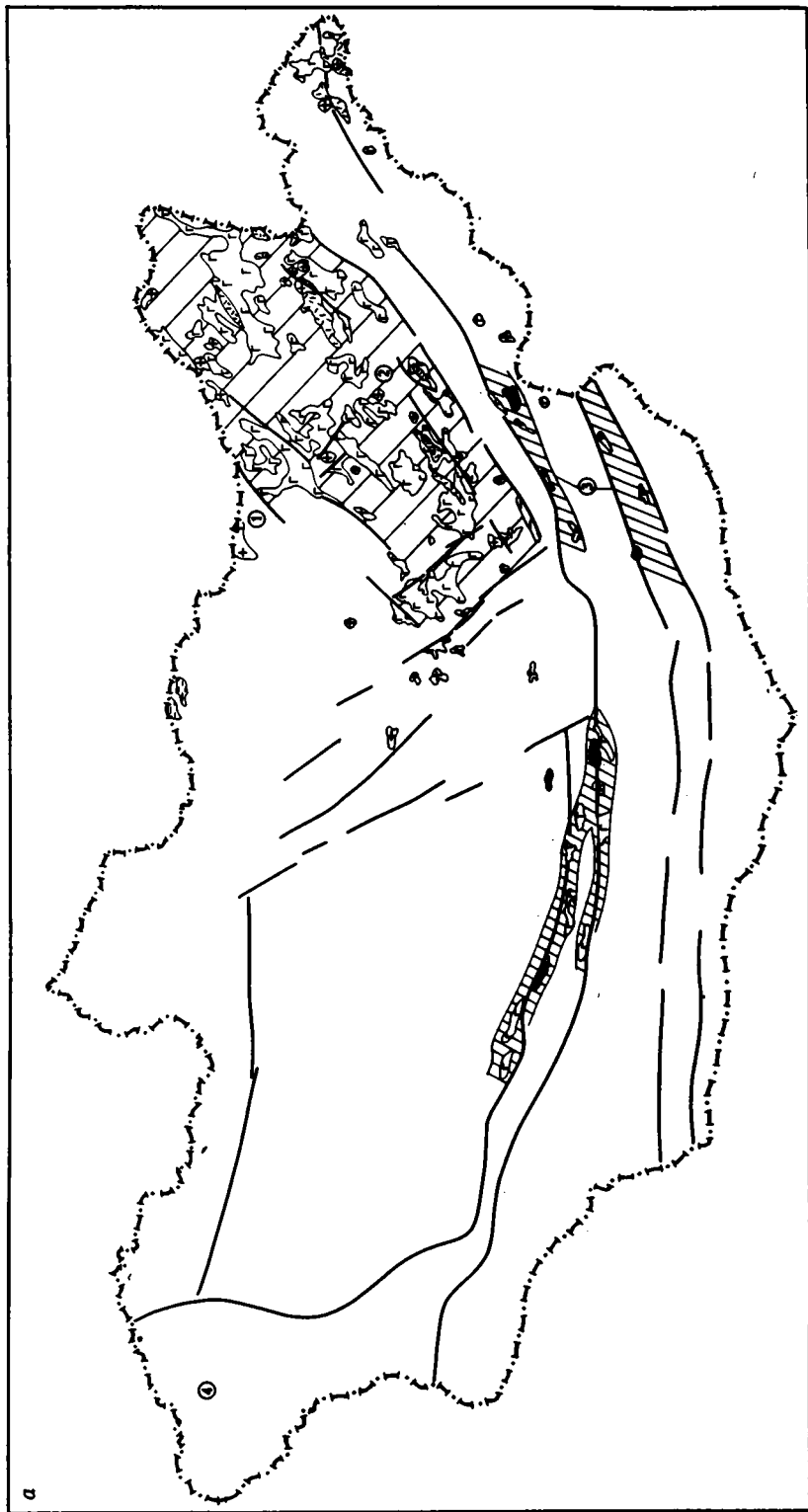


Рис. 5. Схема размещения структурно-формационных комплексов (а), месторождений и рудопроявлений полезных ископаемых (б) раннего мезозоя

Условные обозначения те же, что на рис. 1; структурно-металлогенические пояса (цифры на схеме): 1 — Хэнтэйский (золото-редко-металльный), 2 — Хангайско-Восточномонгольский, 3 — Юго-Восточный (редкометалльно-полиметаллический)



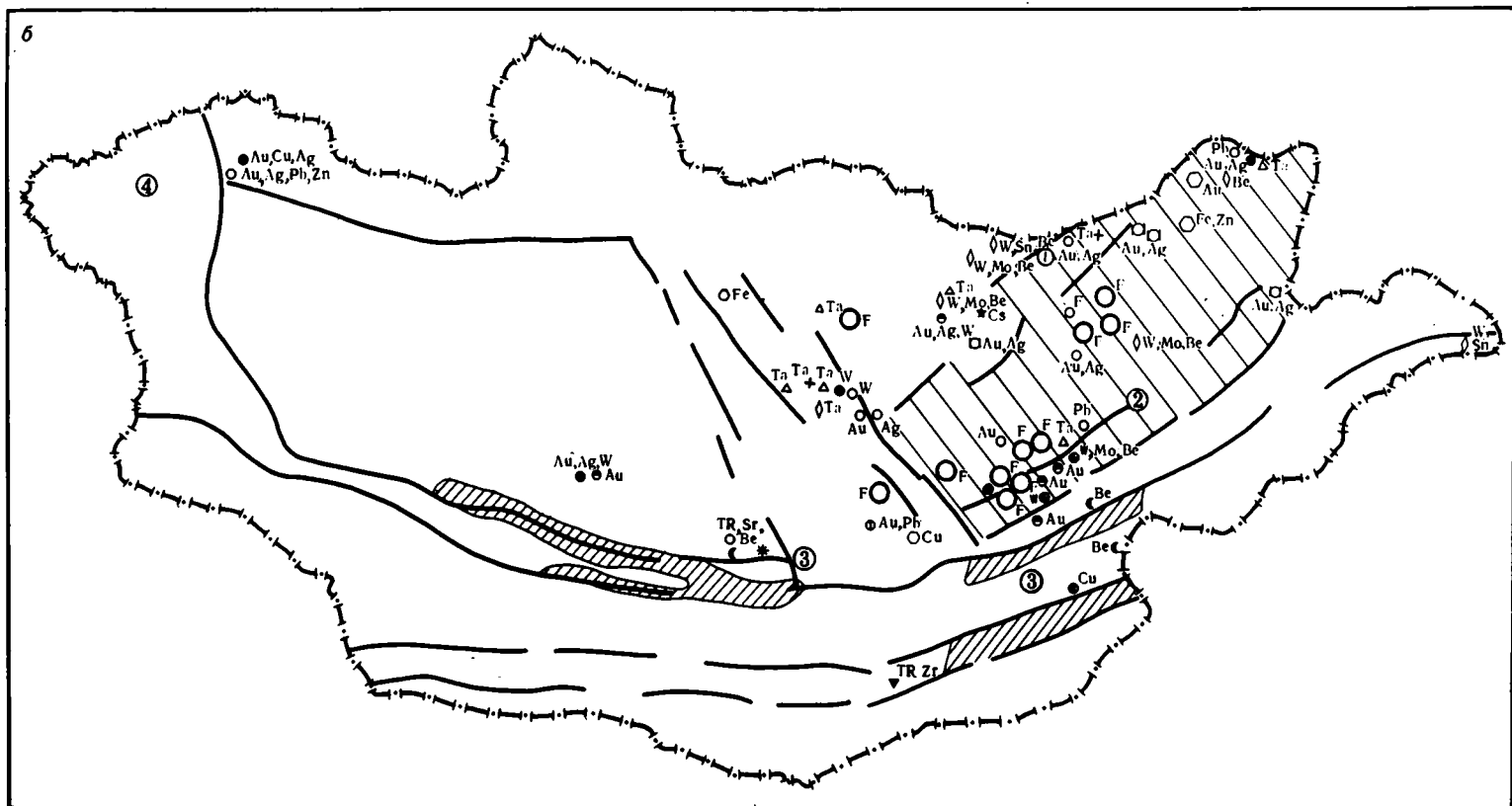


Рис. 6. Схема размещения структурно-формационных комплексов (а), месторождений и рудопроявлений полезных ископаемых (б) позднего мезозоя

Условные обозначения те же, что на рис. 1, структурно-металлогенические пояса: 1 — Внутренний (редкометалльно-золото-полиметаллический), 2 — Замыкающий (флюорит-вольфрам-редкометалльно-золото-полиметаллический), 3 — Гобийский (редкометалльно-редкоземельный), 4 — Северо-Западный рудный район

“вкладываются” с востока вдоль Монголо-Охотского линейного элемента в позднепалеозойский ареал.

Нам представляется, что процесс ревивации отражает развитие сводообразования в континентальной литосфере, начавшееся в позднем палеозое, над отмирающим субшироко расположенным срединно-океаническим хребтом Палеотетиса (см. выше). По краям свода в силу условий растяжения формировались прогибы вплоть до глубоких рифтогенных структур с щелочным магматизмом. Действие рифтовой системы на монолитную континентальную литосферу со временем смещалось с запада на восток вплоть до полного отмирания этой системы в палеогене [10]. В это время уже существовала активная окраина Тихого океана. Видимо, известково-щелочной кислый магматизм формировался только в области “монолитности” плиты над рифтогенной структурой в западном выклинивающемся ее окончании, где проявлялись условия сжатия и скучивания сиалических масс. По мере движения на восток вдоль этой системы условия сжатия сменялись условиями растяжения (наличие морского прогиба), что препятствовало известково-щелочному магматизму.

Для мезозойских эпох, кроме проявлений вольфрама, олова и редких элементов, описанных в специальных статьях данной книги, выявлены проявления железа, золота, полиметаллов, меди, флюорита.

Проявления железа железисто-скарновой рудной формации пространственно приурочены к массивам гранит-лейкогранитовой с граносиенитами магматической формации. Относительно широко развиты проявления золото-сульфидно-кварцевой рудной формации, ассоциирующие с гранодиорит-гранитными, субщелочными и известково-щелочными лейкогранитными массивами, второстепенную роль играют проявления золото-кварцевой формации. Для раннего мезозоя известны довольно крупные концентрации полиметаллов (в основном свинца) полиметаллически-жильной и полиметаллически-скарновой формаций. В основном они тяготеют к субщелочным и нормальным лейкогранитам, а иногда (полиметаллически-жильная формация) — к полям базальт-андезитовой и андезитовой формаций. Медная минерализация представлена медно-жильной формацией, пространственно связанной с вулканитами и гранодиорит-гранитами известково-щелочного ряда. По мнению П.В. Ковалёва и В.И. Сотникова, Эрдэнэтское месторождение медно-молибденовой рудной формации также может относиться к раннему мезозою.

Для позднего мезозоя характерно оруденение указанных выше формаций и, кроме того, следует добавить медно-цеолитовую, связанную с базальт-трахибазальт-трахиандезитовой геологической формацией, золоторудную близповерхностную — с дацит-риолитовой формацией, золото-кварцевую — с известково-щелочными лейкогранитами, медно-порфировую, медно-скарновую в связи с субщелочными лейкогранитами и флюоритово-жильную.

В целом распределение эндогенных рудных проявлений в раннемезозойском металлогеническом ареале (см. рис. 5, б) соответствует закономерностям, выявленным для вольфрама, олова и редких элементов (см. статью В.И. Коваленко и П.В. Ковалёва в настоящей книге). Здесь выделяется Хэнтэйский золото-редкометалльный металлогенический пояс по обрамлению Хэнтэйско-Даурского свода, в состав которого попадают некоторые немногочисленные рудопроявления свинца и железа. Более четко, чем для олова, вольфрама и редких элементов, вырисовывается второй рудный пояс — Хангайско-Восточномонгольский, который расположен по южной периферии раннемезозойского тектоно-магматического ареала. Он характеризуется сложной металлогенической спецификой: вольфрам—полиметаллы—тантал—золото—железо. В юго-западном замыкании Хэнтэйского и Хангай-Восточномонгольского поясов положительную роль в концентрации оруденения играли поперечные северо-западные разломы, упоминавшиеся ранее [41]. В связи с наличием щелочных гранитов по периферии раннемезозойского ареала Хангай-Восточномонгольский рудный пояс перспективен на редкие земли, ниобий, цирконий и другие редкие элементы. Намечается также Юго-Восточный редкометалло-полиметаллический рудный пояс.

В позднемезозойском тектоно-магматическом ареале проявления золота, свинца, железа также концентрируются вблизи выделенных для олова, вольфрама и редких элементов металлогенических поясов [22]. В связи с этим необходимо уточнить их специфику. Внутренний пояс, тяготеющий к северо-восточной границе МНР, ассоциирующий с мелкими гипабиссальными массивами лейкогранитов стандартного геохими-

ческого типа в пределах МНР и СССР, который ранее считался оловянно-вольфрамовым, в действительности оказывается более сложным редкометально-золото-полиметаллическим. Замыкающий флюорит-вольфрам-редкометально-золото-полиметаллический пояс приурочен к Восточно-Монгольскому вулканическому поясу. Сохраняется Гобийский редкометально-редкоземельный пояс, пространственно связанный с рифтогенными структурами. Появляется также новый Северо-Западный рудный район, характеризующийся телетермальной серебряной минерализацией, связанной с позднемезозойскими дайковыми поясами (см. статью А.А. Оболенского в данной книге).

В заключение обратим внимание на определенный "космополитизм" проявлений таких элементов, как железо, золото, полиметаллы, распределенных в разных зонах ареалов. Видимо, это связано с тем, что проявления этих элементов далеко не всегда и не так определено, как концентрации вольфрама, олова и редких элементов, генетически связаны с конкретными магматическими формациями, на основе закономерностей распределения которых выделены упоминавшиеся выше металлогенические пояса и зоны. Необходимы дальнейшие поиски признаков контроля над размещением проявлений золота, полиметаллов, железа со стороны геологических формаций и структур.

Кайнозой

Магматическая деятельность в кайнозой проявилась исключительно в форме излияний лав основного состава, и в этом заключается важнейшая специфика кайнозойского этапа развития Монголии (рис. 7). Вулканические продукты образуют крупные поля в пределах широкой меридионально ориентированной полосы, протягивающейся от оз. Хубсугул до Монгольского Алтая, пересекая все структурно-формационные зоны страны. Вместе с полями кайнозойских базальтов, распространенных севернее на территории СССР, они слагают единую вулканическую область, связанную с развитием Байкальской рифтовой системы. Кроме того, в юго-восточной части страны расположено крупное базальтовое плато Дариганга, являющееся северной частью крупнейшего базальтового поля Центральной Азии, уходящего в юго-восточном направлении на территорию Китая.

Меридиональная вулканическая Хубсугуло-Хангайская зона в структурном отношении сегментирована крупнейшими субширотными разломами [40], которые разделили ее на ряд ареалов, описанных В.В. Кеппежинским [11] и Ю.С. Геншафтом и А.Я. Салтыковским [1]. Так, цепочка рифтовых впадин прослеживается непрерывно от оз. Байкал вплоть до грабена оз. Хубсугул, который упирается на юге в широтную зону Северо-Хангайских разломов. Базальтовые поля вдоль этой зоны следуют в широтном направлении и выходят за пределы свойственной им в целом меридиональной области проявления.

К югу от Северо-Хангайских разломов кайнозойские грабены не продолжают, однако базальты здесь распространены на обширной территории. Они слагают относительно большие по объему поля в пределах общей меридиональной полосы, следующей к Долиноозерской системе разломов. Южнее преимущественно небольшие базальтовые поля тяготеют к широтным разломам и выходят далеко за пределы главной меридиональной области распространения кайнозойских вулканитов.

Общее размещение кайнозойских базальтов и системы кайнозойских рифтовых впадин Монголии подчинено широтным зонам разломов, игравшим ведущую роль в размещении магматических образований более ранних этапов развития страны. Они определили торцовые границы областей распространения базальтовых полей и рифтовых впадин и, в свою очередь, были активизированы магматическими процессами на значительные расстояния в стороны от главной вулканической области. Это указывает на передачу глубинной энергии процесса рифтогенеза и связанного с ним магмаобразования вдоль этих разломов, ортогональных по отношению к простиранию рифтовой зоны.

Несмотря на то что продукты кайнозойского вулканического ареала формировались на гетерогенном фундаменте, включающем фактически все более древние структурно-формационные комплексы, тем не менее их составы определяются принадлежностью к той или иной вулканической области. Так, по данным В.В. Кеппежинского [11], породы Хубсугуло-Хангайской зоны принадлежат формации калиевых щелочных базальтоидов, объединяющей лейцитовые базальтоиды, калиевые базальтоиды, трахибазальты, а также

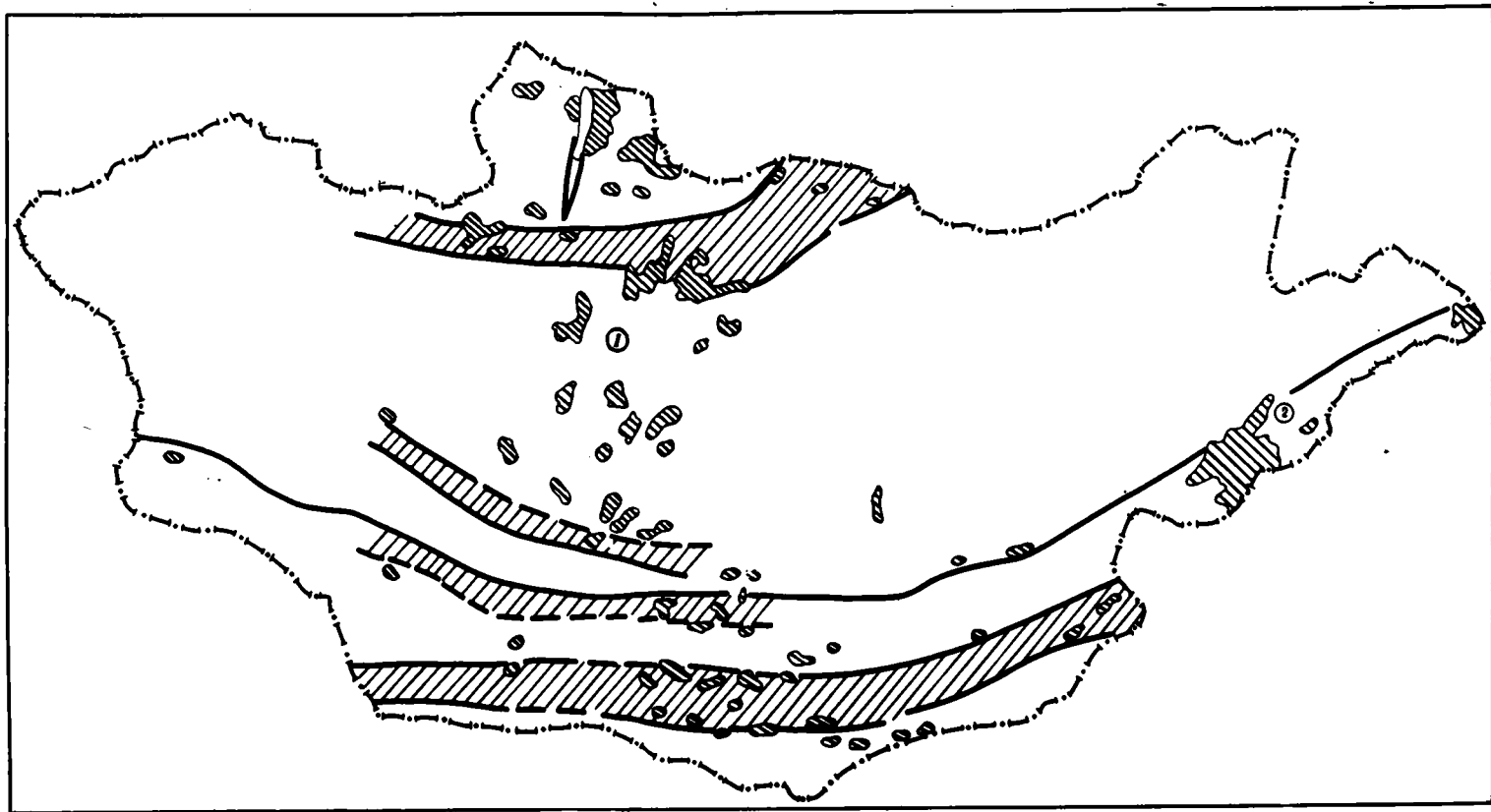


Рис. 7. Схема размещения структурно-формационных комплексов кайнозоя
Условные обозначения те же, что на рис. 1; структурно-металлогенические зоны: 1 — Хубсугуло-Хангайская, 2 — плато Дариганга

трахитовые андезито-базальты, имеющие ограниченное распространение. Вулканиды плато Дариганга и Гобийского Алтая (по Ю.С. Геншафту и А.Я. Салтыковскому [1]) относятся к формации натриевых щелочных базальтов, включающей гавайиты, базаниты, лимбургиты, нефелиновые мунджуиты и щелочно-оливиновые базальты.

Помимо этих двух ведущих ассоциаций, В.В. Кеппинский выделяет в Халхингольском районе формацию щелочных и толеитовых пород, однако принадлежность этих базальтов к кайнозою строго не доказана.

Кайнозойский вулканический ареал в основном сформировался под влиянием континентального рифтогенеза, породившего Байкальскую систему впадин и связанного с мантийным сводообразованием (апличиформом), а также активизации эндогенных процессов в системах древних крупнейших разломов. Возрождение внутриконтинентальной тектонической и вулканической деятельности связывают с процессами столкновения Индостанской [7] и Азиатской континентальных плит, которые привели к многочисленным расколам в последней и возбуждению мантийного магмообразования.

В металлогеническом отношении кайнозойские вулканиды пока не представляют большого интереса. Наибольшие перспективы связываются с продуктами выбросов моногенных шлаковых конусов — вулканических аналогов трубок взрыва. В них встречаются мантийные перидотитовые нодулы, содержащие ювелирный хризолит и пироп. Присутствие последнего не исключает возможности обнаружения алмазосодержащих трубок взрыва.

Во многих отношениях щелочные базальтоиды Монголии близки к таковым других регионов апличта (Эйфель, Рейнский грабен, ФРГ, Центральное плато Франции, отдельные районы ЧССР и др.). В связи с рассматриваемыми породами не исключены находки редкометальных карбонатов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализируя в целом эволюцию геодинамических обстановок и металлогении Монголии на протяжении всего фанерозоя, необходимо отметить направленный ее характер (табл. 2). Начиная с раскола дорифейского основания в рифее—нижнем кембрии, эволюция геологической структуры территории Монголии направлена в сторону уже не раз отмечавшегося исследователями наращивания континентальной коры и причленения ее новообразованной части к докембрийскому ядру Сибирской плиты, а затем интенсивной тектонической переработки этой коры. В соответствии с этой направленностью геологического развития территории МНР находится эволюция металлогении.

Не рассматривая докембрийскую эпоху, данных по которой очень мало, подчеркнем преимущественно фемический характер металлогении позднерифейско-раннекембрийской и раннепалеозойской эпох, для которых известны проявления железа, марганца (в кремнистых толщах и скарнах), золота, редко меди, а также крупные месторождения фосфоритов. Позднерифейско-раннекембрийская эпоха, названная нами эпохой деструкции дорифейского основания, отличается от раннепалеозойской эпохи аккреции континентальной коры отсутствием в ареале зон структурно-формационных комплексов континентальной стадии. В связи с этим для раннего палеозоя значительно более характерны пояса известково-щелочных гранитоидов и связанные с ними такие эндогенные рудные проявления, как скарновые железно- и меднорудные. Для обеих рассматриваемых эпох в связи с широким развитием офиолитов высока перспективность на медноколчеданное и колчеданно-полиметаллическое оруденение. Позднерифейско-раннекембрийскую металлогеническую эпоху по ведущему полезному ископаемому можно назвать фосфатной с железом, золотом и перспективной на колчеданы, раннепалеозойскую — железо-скарновой с медью, полиметаллами и золотом и также перспективной на колчеданное оруденение. Мафический характер раннепалеозойской металлогении территории МНР объясняется практическим отсутствием на ней лейкогранитовых и щелочных магматических пород, ответственных за оруденение литофильного геохимического профиля.

Со среднего палеозоя металлогеническая ситуация на территории МНР начинает меняться в связи с более широким по сравнению с ранним палеозоем развитием суб-щелочных, щелочных и лейкогранитовых магматических пород. В связи с этим в среднепалеозойскую металлогеническую эпоху, тектоническим содержанием которой остается преобладающая аккреция континентальной коры, наряду с упомянутыми ранее

Геологические эпохи Монголии и их металлогении

Эпоха (геодинамический режим, специфика металлогении)	Стадия развития земной коры	Структурно-металлогеническая зона, пояс	Минерализация	
			существующая	возможная
Докаледонская	Дорифейского основания		Железо, керамические пегматиты, нередко с ювелирным гранатом, апатит-титаномагнетитовые руды, золото	Редкометалльные пегматиты, редкометалльные метасоматиты
Позднерифейско-раннекембрийская; деструкции дорифейского основания; фосфатная минерализация	Океаническая	Хэнтэйская	Железо, золото	Колчеданы, полиметаллы
	Переходная	Идэро-Джидинская, Озерная, Баянхонгорская, Центрально-Монгольская, Прихубсугульская, Дзабханская	Золото, медь, никель, нефрит	Хром, нефрит, колчеданы, полиметаллы, кобальт, никель, медь
Раннепалеозойская аккреция континентальной коры; железо-скарновая минерализация	Океаническая	Южно-Монгольская	Золото	Колчеданы с медью, цинком, кобальтом и никелем
	Переходная	Хэнтэйская, Гоби-алтайская-Сухэбаторская	Железо	Колчеданы со свинцом и цинком
	Континентальная	Северо-Монгольская (Идэро-Хэнтэйский, Озерный пояса и Восточно-Монгольская область)	Железо, цинк, медь, золото, свинец, серебро, графит	
Среднепалеозойская аккреция континентальной коры, возможно с элементами континентального рифтогенеза; железо-скарновая с медью, полиметаллами, золотом, возможно редкими металлами	Океаническая	Южно-Монгольская, Хангай-Хэнтэйская	Колчеданы, полиметаллы с золотом, хром, железо, марганец, магнетит, хризотиласбест, тальк	Колчеданы с медью, кобальтом и никелем
	Переходная	Южно-Монгольская, Гоби-Тяньшанская, Гобиалтайско-Сухэбаторская	Полиметаллы, медь, золото, серебро	
	Континентальная	Северо-Монгольская, Идэро-Селенгинский пояс, Монголо-Алтайский пояс	Железо	
Позднепалеозойская в основном континентальная; аккреция и рифтогенез; медно-редкометалльная минерализация	Океаническая	Прихубсугульская область	Железо, полиметаллы, медь, вольфрам, молибден, золото и редкие элементы	Молибден, вольфрам, олово, редкие элементы
	Солонкерская		Хром	Колчеданы с никелем
	Переходная	Тотошанская		
	Континентальная	Северо-Монгольский	Медь, молибден, вольфрам, золото	Редкие металлы
		Центрально-Монгольский	Медь, молибден, свинец, золото, серебро	
		Монголо-Алтайская	Вольфрам, молибден, золото, свинец, цинк, медь	
		Южно-Монгольская	Медь, молибден, редкие земли, ниобий, цирконий, золото, тантал, олово	

Т а б л и ц а 2 (окончание)

Эпоха (геодинамический режим, специфика металлогении)	Стадия развития земной коры	Структурно-металлогеническая зона, пояс	Минерализация	
			существующая	возможная
Раннемезозойская переработка континентальной коры (ревивация); золото-редкометалльная минерализация	Континентальная	Хэнтэйский	Золото, вольфрам, олово, тантал	
		Хангайско-Восточно-монгольский	Вольфрам, полиметаллы, медь, тантал, золото, железо	
		Юго-Восточный	Вольфрам, молибден, полиметаллы, медь	
Позднемезозойская переработка континентальной коры (ревивация); редкометально-флюоритовая минерализация	"	Внутренний	Олово, вольфрам, золото, полиметаллы, медь	
		Замыкающий	Вольфрам, золото, полиметаллы, медь, олово, тантал, бериллий, флюорит	
		Гобийский	Редкие земли, бериллий, тантал	
		Северо-Западный	Серебро, висмут, мышьяк	Флюорит, ртуть
Кайнозойская	"	Хангай-Хубсугульская	Ювелирное сырье	Редкие элементы
		Дариганская	То же	То же

П р и м е ч а н и е. Подчеркнуты ведущие полезные ископаемые.

проявлениями возможно появление медно-порфировых руд, олова, вольфрама, бериллия, ниобия, золота в редкометальных формациях. Поэтому среднепалеозойскую металлогеническую эпоху пока правильно было бы назвать также железо-скарновой и не только с медью, полиметаллами, золотом, но с редкими металлами и элементами. Большая часть щелочных и лейкогранитовых интрузий среднего палеозоя распространена за пределами территории МНР (Западный Китай, Казахстан), где известны многочисленные девонские месторождения редких металлов и элементов.

Позднепалеозойская аккреционно-рифтогенная эпоха отличается еще большей ролью в металлогеническом профиле литофильных элементов. По ведущим полезным компонентам эту металлогеническую эпоху можно назвать медно-редкометальной (редкие земли, цирконий, ниобий, вольфрам, олово и др.) с молибденом, полиметаллами, золотом. В эту эпоху продолжали формироваться и проявления мафического характера (хромиты, железорудные скарны и др.), но они не являлись ведущими. Медно-редкометальная металлогеническая специфика позднего палеозоя Монголии объясняется широким развитием окраинно-континентальных поясов известково-щелочных и субщелочных вулканитов и континентально-рифтогенных контрастных базальт-трахириолит-комендит-щелочногранитных ассоциаций.

Тенденция к увеличению роли литофильных элементов в металлогении сохраняется и в мезозое, когда происходили многообразные тектонические процессы переработки континентальной коры, в том числе и с участием континентального рифтогенеза. Проблематично развитие в раннем мезозое окраинно-континентальных вулканических поясов, а также формирование крупных месторождений медно-порфировых руд. Зато широко развиты месторождения и проявления олова, вольфрама, молибдена, золота, полиметаллов, тантала, ниобия, бериллия. Раннемезозойская металлогеническая эпоха определяется как золото-редкометальная.

Тектоническая переработка континентальной коры с участием рифтогенеза продолжалась и в позднем мезозое. Однако в связи с тем, что гранодиорит-гранитное "ядро" позднемезозойского тектоно-магматического ареала перемещается на восток, за пределы Монголии — в область Становика, для металлогении этого этапа менее характерны золото (по крайней мере магматогенные рудные формации), железо,

медь, полиметаллы. Появляются концентрации редких земель, стронция, флюорита, серебра, висмута, которые связываются с новыми щелочными магматическими формациями в рифтогенных структурах, а также с бимодальными трахибазальт-трахириолит-онгонитовыми ассоциациями и дайковыми поясами [1, 30]. С учетом весьма широкой распространенности проявлений и месторождений вольфрама и олова в позднемезозойскую металлогеническую эпоху последнюю назовем редкометалло-флюоритовой с редкими землями, стронцием, серебром, висмутом, бериллием, танталом, золотом и полиметаллами. Видимо, эта металлогеническая эпоха является наиболее комплексной для всего фанерозоя геологической истории Монголии.

О кайнозойской металлогенической эпохе говорить пока рано.

Отметим также следующие важнейшие черты эволюции тектоно-магматических и металлогенических ареалов на территории МНР.

1. Сходство в строении тектоно-магматических ареалов на территории МНР начиная с девона и кончая поздним палеозоем (с учетом прилегающих территорий СССР). Оно проявляется в наличии в пределах континентальных зон этих ареалов центрального морского или континентального прогибов (Хангай-Хэтэйский, Монголо-Охотский и др.), в области выклинивания которого или на обрамляющей его периферии концентрируется магматизм. Судя по наиболее полно проявленным и изученным мезозойским ареалам, ближе к прогибам размещаются гранодиорит-гранитовые и тоналит-плагиогранитовые, часто батолитообразные по размерам тела известково-щелочной серии ("ядра" ареалов). На периферии этих "ядер" нередко расположены пегматитовые массивы, мелкие массивы лейкогранитов (зона "распыленного" магматизма), а также поля вулканитов. К самой периферии ареалов тяготеют массивы щелочных пород. Эта аналогия может быть использована и для металлогенических прогнозов, поскольку к "ядрам" ареалов приурочены проявления золота, железа, иногда полиметаллов, меди, в зоне "распыленного" магматизма к ним добавляются концентрации вольфрама, олова, молибдена, меди (медно-порфировой формации), тантала, ниобия, а к периферической зоне щелочных интрузий — проявления редких земель и редких элементов.

Скорее всего, среднепалеозойский ареал на территории МНР представлен в большей степени "ядром", а значительная часть зон "распыленного" и щелочного магматизма находятся за пределами Монголии. Частично рудные проявления, характерные для двух последних зон, могут быть обнаружены в пределах северной и крайней части Западной Монголии.

В пределах позднепалеозойского ареала зона "распыленного" магматизма, видимо, частично совмещена с зоной щелочного магматизма, хотя и здесь в основном на территории МНР представлено "ядро" ареала. Однако не случайно по периферии ареала появляются концентрации олова, вольфрама, тантала и Южно-Гобийский редкоземельно-цирконий-ниобиевый пояс, приуроченные к зонам "распыленного" и щелочного магматизма. Аналогичные проявления литофильных элементов могут быть обнаружены и в других районах Северной, Западной и Южной Монголии.

В раннемезозойском ареале на территории Монголии проявлены все упомянутые зоны с соответствующей металлогенической характеристикой. Позднемезозойский ареал в отличие от всех более ранних представлен только зоной "распыленного" и щелочного магматизма, в связи с чем здесь наиболее широко развиты проявления вольфрама, редких элементов, редких земель, флюорита.

Таким образом, намечающаяся по неполным, конечно, данным металлогеническая специфика территории МНР с девона по мезозой находится в соответствии со строением тектоно-магматических ареалов, в частности с преобладающим развитием на территории МНР тех или иных структурно-формационных и металлогенических зон. В целом эти ареалы относятся к ареалам монголо-охотского типа, современным аналогом которых является кайнозойский ареал запада Северной Америки [9, 10]. Постепенное смещение этих ареалов к востоку мы связываем с последовательным "отмиранием" западных сегментов перекрытого Азиатской плитой срединно-океанического рифта.

2. Однако существуют и значительные различия в строении рассматриваемых ареалов, отражающиеся в специфике их металлогении. В первую очередь эти различия проявляются в роли, которую играют в ареалах структурно-формационные комплексы океанической и переходной стадий. Для среднепалеозойского ареала эти комплексы имеют существенную роль, подавляя в некотором отношении континентальную металлогению.

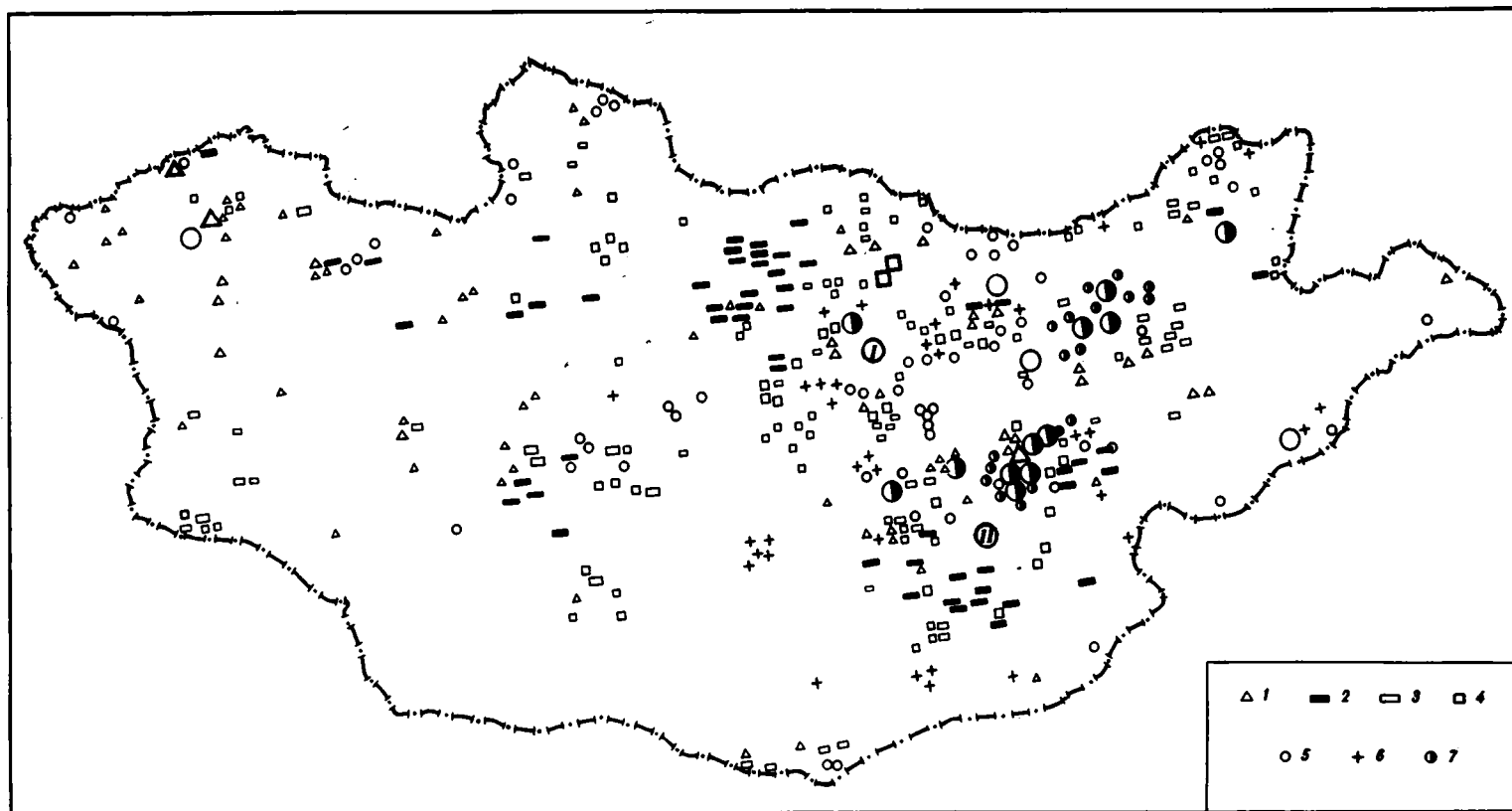


Рис. 8. Схема размещения месторождений и рудопроявлений полезных ископаемых на территории Монголии

1-7 — месторождения и рудопроявления: 1 — железа, 2 — меди, 3 — свинца и цинка, 4 — золота, 5 — олова и вольфрама, 6 — редких и редкоземельных металлов, 7 — флюорита; I-II — области концентрации разновозрастного эндогенного оруденения (цифры на схеме) : I — Хангайско-Хэнтийская, II — Гобийско-Восточномонгольская

В позднепалеозойском ареале роль этих комплексов на территории МНР мала. Особенностью этого ареала по сравнению с другими является наличие окраинно-континентального Южно-Монгольского вулканического пояса и симметричного ему на севере — Северо-Монгольского пояса с интенсивным медно-порфировым и редкоземельным оруденением. Мезозойские ареалы являются целиком континентальными с соответствующей металлогенией. При этом для позднемезозойского ареала более типичны вулканоплутонические и приповерхностные магматические образования, благоприятные для формирования многих приповерхностных рудных формаций (флюорит, золото, ртуть, полиметаллы, редкие земли, стронций, барий, бериллий и др.).

3. Начиная с позднего палеозоя и кончая мезозоем происходит постепенное углубление источников рифтогенного магматизма. По крайней мере для позднего палеозоя и раннего мезозоя преимущественно проявлены контрастные базальт-трахириолит-командит-щелочногранитные ассоциации с редкометальными щелочными гранитами (TR, Nb, Zr) с существенным участием корового материала; в позднем мезозое это мантийные щелочные комплексы с редкометальными карбонатитами, бимодальные щелочно-базальт-трахириолит-онгонитовые ассоциации с коровыми трахириолитами и онгонитами; в кайнозое это чисто мантийные щелочно-базальтоидные ассоциации, перспективные на редкометальные карбонатиты. Со временем, по крайней мере в кайнозое, совершенно исчезают коровые магматические источники, которые опускаются в мантию.

4. В металлогенических ареалах отмечается частое сочетание в одних и тех же зонах лито- и халькофильной минерализации. Различие заключается в наличии или отсутствии литофильной минерализации. Это может быть обусловлено четкой генетической связью литофильной минерализации с определенными геохимическими типами магматических пород (например, стандартные, литий-фтористые граниты, щелочные породы) и отсутствием такой связи для многих конкретных магматических формаций (особенно коровых) и концентраций халькофильных элементов. Последние, как это уже неоднократно отмечалось, могут быть связаны с магматическими породами разного состава парагенетически или через флюиды ранних стадий дифференциации магматических очагов.

5. Достаточно длительное (с девона до мезозоя) проявление геодинамических обстановок монголо-охотского типа на территории Монголии обусловило наложение разновременной и разнотипной рудной минерализации на некоторые пространственно оближенные полосы (рис. 8). В настоящее время можно наметить две такие полосы: а) Хангайско-Хэнтийская с участками пониженной концентрации рудных точек в областях "ядер" позднепалеозойского и раннемезозойского металлогенических ареалов; б) Гобийско-Восточномонгольская, возможно, соединяющаяся на западе с участками рудных проявлений в Гобийском и Монгольском Алтае. Эти полосы характеризуются повышенной перспективностью на эндогенное оруденение, поскольку в их пределах совмещены перспективные разновременные зоны. Перспективными на оруденение являются и другие зоны, отмеченные ранее для каждого ареала.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геншафт Ю.С., Салтыковский А.А. Проблемы глубинного строения Монголии. — В кн.: Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979, с. 183—195.
2. Геология Монгольской Народной Республики. Т. 2. Магматизм, метаморфизм, тектоника. М.: Недра, 1973. 751 с.
3. Геология Монгольской Народной Республики. Т. 3. Полезные ископаемые. М.: Недра, 1977. 703 с.
4. Гранитоидные формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1978. 264 с.
5. Дуранте М.В. Палеоботаническое обоснование стратиграфии карбона и перми Монголии. М.: Наука, 1976. 279 с.
6. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Хантайширский офиолитовый комплекс Западной Монголии и проблема офиолитов. — Геотектоника, 1978, № 1, с. 19—42.
7. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1970. 312 с.
8. Зоненшайн Л.П., Томуртоого О. Офиолиты и основные закономерности формирования земной коры Монголии. — В кн.: Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979, с. 135—144.
9. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.П. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 232 с.

10. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Коваленко В.И. и др. Структурно-магматическая зональность и металлогения западной части Тихоокеанского пояса. — Геотектоника, 1973, № 5, с. 3—21.
11. Кепежинскас В.В. Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения. М.: Наука, 1979. 312 с.
12. Кепежинскас В.В., Лучицкий И.В. Континентальные вулканические ассоциации Центральной Монголии. М.: Наука, 1974. 72 с.
13. Коваленко В.И., Моссаковский А.А., Ярмолюк В.В. Проблема реконструкции геодинамических обстановок и петрохимическая зональность (на примере позднепалеозойского вулканического пояса Монголии). — Геотектоника, 1983, № 6, с. 13—29.
14. Коваленко В.И., Владыкин Н.В., Горегляд А.В., Смирнов В.Н. Лугингольский массив псевдолейцитовых сиенитов в МНР (первая находка). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 8, с. 38—49.
15. Коваленко В.И., Яшина Р.М., Ярмолюк В.В. и др. Позднепалеозойский магматизм Монголии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 12, с. 17—27.
16. Коваль П.В., Якимов В.М., Найгебауэр В.А., Горегляд А.В. Региональная петрохимия мезозойских интрузий Монголии. М.: Наука, 1982. 207 с.
17. Константинов Р.М. Основы формационного анализа гидротермальных рудных месторождений. М.: Наука, 1973. 130 с.
18. Контарь Е.С., Либарова Л.Е., Ган Баатар Т. О доорогенной металлогении Монголии. — Геол. руд. месторождений, 1980, № 6, с. 72—78.
19. Континентальный вулканизм Монголии. М.: Наука, 1983. 189 с.
20. Кузнецов В.А. Рудные формации: Применение формационного анализа в изучении рудных месторождений. — Геология и геофизика, 1972, № 6, с. 3—14.
21. Кузьмин М.И., Филиппова И.Б. История развития Монголо-Охотского пояса в среднем — позднем палеозое и мезозое. — В кн.: Строение литосферных плит. М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1979, с. 189—228.
22. Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. М.: Наука, 1975. 308 с.
23. Мезозойская тектоника и магматизм Восточной Азии. М.: Наука, 1983. 232 с.
24. Митрофанов Ф.П. Докембрий Западной Монголии и Южной Тувы. Л.: Наука, 1981. 156 с.
25. Михайлов Э.В., Шабаловский А.Е. О рудоконтролирующем значении поперечных и диагональных разломов в Восточной и Центральной Монголии. — В кн.: Магматизм и металлогения Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1971, с. 142—147.
26. Моссаковский А.А. Орогенные структуры и вулканизм палеозойд Евразии и их место в процессе формирования континентальной коры. М.: Наука, 1975. 318 с.
27. Моссаковский А.А., Томуртогов О. Верхний палеозой Монголии. М.: Наука, 1976. 127 с.
28. Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. 620 с.
29. Редкометальные гранитоиды Монголии. М.: Наука, 1971. 239 с.
30. Самойлов В.С., Коваленко В.И. Комплексы щелочных пород и карбонатитов Монголии. М.: Наука, 1983. 200 с.
31. Смирнов В.И. Металлогения геосинклиналей. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1962, т. 5, с. 17—81.
32. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1976. 688 с.
33. Смирнов С.С. Очерки металлогении Восточного Забайкалья. М.; Л.: Геолтехиздат, 1944. 91 с.
34. Сотников В.И., Берзина А.П., Скороходов В.Н. Металлогения меди и молибдена Монгольской Народной Республики. — В кн.: Вопросы магматизма и металлогении Монгольской Народной Республики. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1981, с. 9—18.
35. Стратиграфия нижнего и среднего палеозоя Западной Монголии. М.: Наука, 1975. 115 с.
36. Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974. 284 с.
37. Федорова М.Е. Геологическое положение и петрология гранитоидов Хангайского нагорья. М.: Наука, 1977. 140 с.
38. Фрих-Хар Д.И., Лучицкая А.И. Позднемезозойские вулканы и связанные с ними гипабиссальные интрузивы Монголии. М.: Наука, 1978. 167 с.
39. Ярмолюк В.В. Позднепалеозойский вулканизм континентальных рифтогенных структур Центральной Азии. М.: Наука, 1983. 190 с.
40. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Роль крупнейших разломов в размещении континентальных вулканических образований МНР. — Докл. АН СССР, 1981, 256, № 2, с. 436—440.
41. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Каменноугольный вулканизм Монголии и геодинамическая обстановка его формирования. — Докл. АН СССР, 1982, 263, № 1, с. 172—174.
42. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Горегляд А.В., Самойлов В.С. Щелочной магматизм Южной Монголии и его структурное положение. — Докл. АН СССР, 1979, 247, № 5, с. 1244—1248.
43. Яшина Р.М. Щелочной магматизм складчато-глыбовых областей. М.: Наука, 1982. 274 с.

ЗОЛОТОНОСНЫЕ РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ МОНГОЛИИ

При классификации золоторудных эндогенных месторождений в качестве главных признаков обычно принимались генезис, глубина формирования, температура минералообразования, структура и морфология рудных тел, их минеральный и геохимический состав, тип окорудных изменений, связь с магматизмом и некоторые другие. Издавна, например, различают древние и молодые золоторудные месторождения, имеющие разные области распространения, состав, протяженность на глубину и др. Н.В. Петровская [7] обосновывает диагностическое и классификационное значение кварц-сульфидного отношения или критерия сульфидности руд. Р. Бойль [18], классифицируя золоторудные месторождения, основное внимание уделяет составу вмещающих пород, морфо-генетическому типу минерализации (жилы, вкрапленные руды, штокверки и др.), опуская при этом минералого-геохимические признаки.

Мы исходим из целесообразности совместного рассмотрения элементов, минералов, пород, руд, их ассоциаций — рудных формаций и, наконец, геохимических провинций и структурно-формационных зон как областей их распространения. Отдавать предпочтение какому-либо из них, как это нередко делается, видимо, не следует, поскольку они связаны и взаимно обусловлены. Структурно-формационные зоны и рудные формации нами подразделены на фемические, сиалические и фемическо-сиалические. К сиалическим (*s*) по систематике Ю.Г. Щербакова [11, 14] отнесены элементы с более высокими содержаниями в глинах и глинистых сланцах (*c*), чем в базальтоидах (*v*), т. е. $s = c/v > 1$, а к фемическим (*f*) — элементы с соотношением $c/v < 1$. По распределению в гравитационном поле Земли выделяются: сиалические оксифилы (*so*) — это центробежные элементы — литий, тантал, ниобий, вольфрам, уран и др.; сиалические гетерофилы (*sh*) — это дефицитно-центробежные — свинец, висмут, теллур, сурьма, мышьяк, ртуть и др.; фемические гетерофилы (*fh*) — это центростремительные элементы, содержание которых возрастает в глубь Земли, — золото, серебро, платиноиды, железо, хром, никель и др.; фемические оксифилы (*fo*) — минимально-центробежные — титан, фосфор, кальций, ванадий и др. [12, 14, 19]. Выделение геохимических провинций и образующих их структурно-формационных зон, отличающихся степенью фемичности—сиаличности геологических формаций и временем формирования структуры, является основой металлогенического районирования. В соответствии с названными принципами нами составлена схема золотоносности Монголии.

Под рудной формацией мы, вслед за С.С. Смирновым [9], Е.А. Радкевич [8], В.А. Кузнецовым [4] и Р.М. Константиновым [3], понимаем совокупность месторождений, относительно устойчивых по составу и образующихся в определенных геологических условиях.

Важным диагностическим признаком каждой рудной формации, как нам представляется, являются содержания и значения относительных коэффициентов концентрации (*OK*) наиболее характерных химических элементов, присущих месторождению данной формации [17, 19]. Каждая рудная формация по степени фемичности—сиаличности может быть отнесена к определенному геохимическому типу с теми или иными признаками фаціальности, т. е. степени разобщенности по отношению к источнику главных рудообразующих элементов. По мере увеличения этой разобщенности наблюдается переход метасоматических месторождений к жильным и от корневых фаций к апикальным. У жильных месторождений, связанных с абиссальным или даже гипабиссальным источником, наиболее выражена протяженная стволовая фация, нередко уходящая своими корнями в фацию вкрапленно-прожилковых метасоматических руд и венчающаяся наиболее обогащенной фацией близповерхностных жильно-штокверковых месторождений, но с глубинным источником вещества [11].

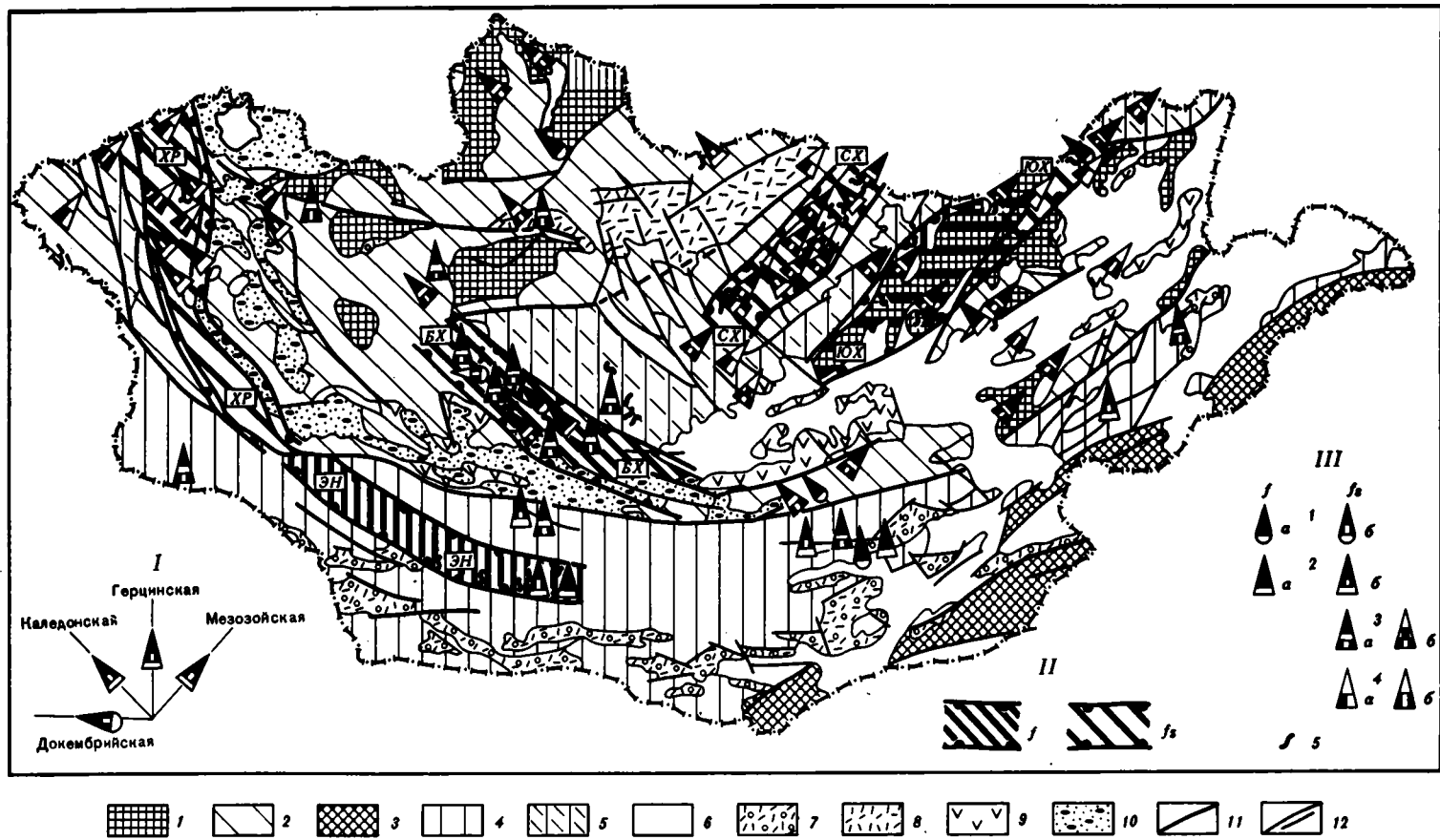
Наиболее дробным членом систематики эндогенных месторождений служит минеральный тип, который более всего зависит от состава непосредственно вмещающих оруденение пород. Ранее было показано соответствие основных морфологических типов золотого оруденения разным фрагментам развивающихся термофлюидных систем [15].

На территории Монголии нами выделены месторождения следующих эндогенных золоторудных формаций: золото-сульфидной, золото-сульфидно-кварцевой, золото-кварцевой с золото-кварц-халцедоновым минеральным типом, золото-серебряной. Выделены также апоскарновые и апоплевенитовые проявления тех или иных формаций, кроме того, золото в доступных для попутной добычи количествах присутствует в месторождениях четырех других золотосодержащих рудных формаций: медно-молибденовой, медноколчеданной, колчеданно-полиметаллической и редкометальной (см. рисунок). Не повторяя описания общей металлогенической позиции золота Монголии, изложенной нами ранее [13], остановимся главным образом на характеристике отдельных рудных формаций и основных геолого-геохимических условий их проявления.

Золото-сульфидная формация включает зоны вкрапленно-прожилковой минерализации, в которых главная масса золота сосредоточена в сульфидах, а кварц встречается в виде небольших прожилков, часто образующих "тени" вокруг кристалла пирита. Особенность вмещающих пород проявлений золото-сульфидной формации состоит в местном повышении в них средних содержаний золота до 5–10 мг/т, в частности, установленных Ю.В. Комаровым в бассейне р. Улдзейт-Гол и некоторых других местах. Судя по наименьшим отклонениям OK для большинства рудообразующих металлов в подобных зонах минерализации, разобщенность их областей выноса и концентрации здесь очень невелика. Состав руд данной формации наследует состав вмещающих их пород, с чем связано проявление двух главных минерально-геохимических типов. В фемических породах развиваются в основном пирит, пирротин, халькопирит и сфалерит, т. е. фемические минералы, а среди песчано-сланцевых отложений в рудах повышены концентрации мышьяка, иногда сурьмы и других силанических, особенно гетерофильных, элементов. Особенно часто это наблюдается среди черных углистых сланцев в докембрийском миогеосинклинальном обрамлении Сибирской платформы, в палеозойских отложениях Средней Азии и мезозойских — Северо-Востока СССР. Такого типа месторождения могут представлять интерес лишь при достаточно больших мощностях рудогенерирующих комплексов пород, первоначально повышенных содержаниях в них золота и благоприятных условиях его перераспределения и концентрации. К золото-сульфидной формации относятся также золотосодержащие тела и гнезда существенно пиритового и пирротинового состава на контактах с известняками и доломитами. Возникают они нередко в зонах тектоно-магматической активизации в участках преобладания пород фемического состава и отличаются более высокой, чем в предыдущем случае, продуктивностью руд за счет нейтрализующего воздействия карбонатов на кислые железо- и золотоносные растворы.

На территории Монголии проявления золото-сульфидной формации известны в Баянхонгорской, Западно-Хубсугульской, Северо-Керуленской, Южно-Хэнтэйской и других структурно-формационных зонах, сложенных зеленокаменными сланцевыми и черносланцевыми комплексами пород. Содержание сульфидов в проявлениях варьирует от 5 до 15% объема рудной массы. Характерно сравнительно низкое, неустойчивое содержание золота, не превышающее, как правило, 1–2 г/т. При благоприятных условиях речной эрозии мощной коры выветривания, охватывающей многочисленные проявления золото-сульфидной формации на большой площади, развиваются обычно небогатые аллювиальные золотые россыпи.

Медноколчеданная золотосодержащая формация проявлена в вулканогенных толщах базитового состава. Главным поисковым и наиболее ценным для определения масштабов оруденения диагностическим признаком служит размер полей гидротермальных изменений и их интенсивность. Предрудные изменения выражены хлоритизацией, альбитизацией, эпидотизацией, окварцеванием, осветлением пород и дорудной пиритизацией. Представляя в основной своей массе зоны выщелачивания и выноса железа, меди, цинка и золота из петрогенных силикатов и акцессорного магнетита, предрудные поля метасоматитов характеризуются понижением магнитности, локальными отрицательными аномалиями силы тяжести, связанными с понижением плотности гидротермально-измененных пород и повышением электропроводности. Особенность состава руд, как и в проявлениях золото-сульфидной формации, заключается в близких значениях их OK Pb/Zn , V/Fe , Mn/Fe , Co/Ni , Ag/Au и других родственных металлов к таковым во вмещающих толщах. Это приводит к выводу о местном источнике металлов и соответственно о корневой фации оруденения. В Монголии к медноколчеданной формации несколько условно относится месторождение Борцу-Ула в Озерной зоне. Поле-



вые наблюдения позволяют предположить, что по крайней мере часть золота здесь может быть связана с наложенной на колчеданную меденосной серебро-сурьмяно-сульфосольной рудной формацией, связанной с мезозойской тектоно-магматической активизацией и щелочно-базитовыми дайками.

Золото-сульфидно-кварцевая формация проявлена в силикатных породах разного типа, возраста, но преимущественно повышенной основности и фемичности, нередко вне видимой связи с интрузиями, а если в гранитоидах, то главным образом с большим содержанием кальция. Для формации характерны жильные месторождения. В их корневых частях возрастают объемы предрудных метасоматитов, из которых вынесена большая часть золота. В корневых частях жилы малочисленной и бедней, чем на верхних горизонтах. По восстановлению жильных систем среднее содержание золота при всей неравномерности его распределения возрастает, а объем предрудно-измененных пород с пониженным содержанием благородного металла сокращается. Вертикальный размах промышленного оруденения в жилах определяется фаціальностью источника и устойчивостью на глубину трещинных рудоконтролирующих структур и термостатированных интервалов 250–150°С. Их протяженность на глубину, судя по рудному полю Колар в Индии, значительно вскрытому эрозией, может превышать 5–6 км. В рудах золото-сульфидно-кварцевых месторождений концентрируется крайне ограниченный спектр элементов только из числа фемических и главным образом гетерофильных (Fe, Mn, Cu, Zn, Ni, Co). Их соотношения близки к базальтоидным, но диапазон их ОК больше, чем в золото-сульфидных месторождениях корневой фации. Поэтому вмещающие и подстилающие месторождения комплексы пород служат первоисточником золота и сопутствующих металлов. Будучи представителями стволочной фации гидротермального рудообразования, месторождения обнаруживают наибольшую выдержанность состава оруденения на глубину. Общее содержание сульфидов в рудах этой формации выше, чем в золото-кварцевой, составляя от 3–5 до 10–15%, но это не единственный признак формационной принадлежности. В отличие от золото-кварцевой формации ее проявления не содержат концентраций сиалических гетерофилов — висмута, теллура, сурьмы, мышьяка и др.

Проявления золото-сульфидно-кварцевой формации Монголии, как и во всем мире, известны в фемических и фемическо-сиалических структурно-формационных зонах и часто связаны с гранитоидными массивами пестрого состава и различного возраста. К ней нами отнесен ряд проявлений Северо-Западного Хэнтэя, Баянхонгорской зоны, Нэмэгтинского хребта в Южно-Гобийской провинции и на Северо-Востоке страны. Оруденение вмещают диориты, габброиды, гнейсы, кристаллические сланцы, зелено-каменные эффузивы и туфы основного и среднего состава и различного возраста. В озерной зоне рудопроявления данной формации связаны с раннекаледонской эпохой, в Хархиринской — с позднекаледонской, в Южно-Монгольской провинции — с позднегерцинской, на Северо-Востоке Монголии — с позднепалеозойско-мезозойской металлогенической эпохой.

Золото-кварцевая жильная формация отвечает в основных чертах выделяемой Н.В. Петровской [7] малосульфидной формации, развитой в миогеосинклинальных областях. Месторождения этой формации представляют главную стволочную зону гидротермаль-

Схема золотоносности Монголии

1 — выступы пород протерозойского основания в складчатой области каледонид; 2 — область каледонской складчатости; 3 — выступы пород каледонского основания в складчатой области герцинид; 4 — область герцинской и позднегерцинской складчатости; 5 — унаследованные и наложенные каледонско-герцинские прогибы; 6 — мезозойские прогибы и впадины; 7–9 — вулканоплутонические пояса: 7 — Южно-Монгольский (PZ₃ — MZ₁), 8 — Северо-Монгольский (PZ₃ — MZ₁), 9 — Центрально-Монгольский (PZ₃); 10 — мезо-кайнозойские и кайнозойские впадины; 11 — главные глубинные разломы; 12 — второстепенные и поперечные разломы; I — эпохи золотого и серебряного оруденения (показаны углом наклона знаков); II — золотоносные зоны (f — фемические, fs — фемическо-сиалические): ХР — Хархиринская, БХ — Баянхонгорская, СХ — Северо-Хэнтэйская, ЮХ — Южно-Хэнтэйская, ЭН — Эдэргэнинурская; III — золоторудные формации (f — фемические, fs — фемическо-сиалические): 1 — золото-сульфидная (a — вкрапленно-прожилковые зоны в базитах, б — то же, в углеродистых сланцах); 2 — золото-сульфидно-кварцевая (a — жилы в базитах, б — жилы и жильные зоны в гранитоидах и осадочных породах); 3 — золото-кварцевая (a — жилы, б — штокверки); 4 — золото-серебряная (a — жилы, б — штокверки, зоны минерализации); 5 — россыпи

ных систем, они беднее сульфидами и особенно пиритом, чем их аналоги в фемической обстановке эвгеосинклиналей, отнесенные нами к золото-сульфидно-кварцевой формации. Среднее содержание золота в рудах значительно выше, чем в месторождениях золото-кварц-сульфидной и в золото-сульфидной формациях, при более неравномерном, столбовом их распределении. Содержание сульфидов в рудах варьирует в пределах первых процентов, но иногда в рудных столбах повышается до 10%. Главной особенностью формации в отличие от предыдущей мы считаем повышенную концентрацию в ее рудах многих силикатических гетерофилов — Pb, Te, Bi, Sb, As, Hg наряду с фемическими — Zn, Cu, Fe, Ag. Кроме того, увеличение их содержаний в рудах и появление соответствующих минералов служит благоприятным признаком масштабы месторождений и богатства их руд. Это связано с неизбежным вовлечением огромных масс пород в область предрудного глубинного выщелачивания, без чего невозможна значительная концентрация в рудах элементов с очень низким кларком и высоким коэффициентом рудной концентрации, превышающим 3 порядка.

Месторождения и проявления этой формации в Монголии, на наш взгляд, принадлежат ведущая роль. К ней нами отнесены месторождения Цаган-Цахир-Ула в Баянхонгорской зоне, Боротское рудное поле, месторождения Дзун-Модского, Нарантолгойского, Хара-Яматского рудных полей Северо-Хэнтийской зоны и др.

Золото-серебряная формация жильных и жильно-штокверковых месторождений отвечает близповерхностным условиям рудообразования. Она характерна для посторогенного этапа развития молодых складчатых областей и зон юной тектоно-магматической активизации древних метаморфических комплексов. Ее проявления тяготеют к подвижным швам, разделяющим блоки с разным знаком движений, что объясняет поясовый характер их размещения и приуроченность к бортам крупных мезо-кайнозойских впадин. Золото-серебряное оруденение в кварц-халцедоновых жилах часто связано с поствулканическим гидротермальным метаморфизмом дацитов, андезитов и кварцевых порфиров и субвулканических мелких тел гранитов и гранодиоритов. В рудах повышено содержание теллура, сурьмы, ртути, свинца и цинка. Оруденение развивается обычно в тектоно-эруптивных брекчиях среди некков. Характерны усложнение рудных зон от корневых фаций к апикальным и переход от простых жил к сетчатым, а в наиболее близповерхностной фации — к штокверкам. Близповерхностные участки рудных тел содержат наибольшее количество минералов, в том числе сульфосоей и двойных сульфосоей. Они обогащены также золотом и либо серебром, либо теллуrom. Содержание рудных минералов редко превышает 0,5—1,5%. Кроме кварца и халцедона, в жилах встречаются флюорит, амethyst, карбонаты железа, марганца, адуляр, цеолиты и др.

Геохимической особенностью золото-серебряной формации — самого яркого представителя апикальной фации оруденения — мы считаем высокие значения *ОК* высококонцентрируемых металлов, вынесенных из глубинных источников [11]. Для формации типичны высокие, "бонанцевые", концентрации золота при самом неравномерном их распределении. В Монголии она проявилась в восточных и юго-восточных районах и на крайнем северо-западе. К ней относятся Манат-Тологой, Далай-Анагольское и ряд проявлений Ононского района. Возраст оруденения золото-серебряной формации в регионе, видимо, варьирует от средней юры до нижнего мела.

Золото-сульфидная апоскарновая формация характеризуется наложением вкрапленно-штокверкового кварц-сульфидного оруденения на гидротермально-дородноизмененные скарны различного состава. На территории Монголии золотосодержащие скарны относятся к известковому типу с волластонитом, андрадитом, диопсид-геденберgitом, везувианом и скаполитом. Они расположены в контактах гранитоидов пестрого состава с карбонатными и алюмосиликатными породами. Рудные тела представлены линзами и залежами. Золото с медью встречается в железорудных скарнах Чандмань-Ула, а с медью и вольфрамом — в Эрденэ-Тологой. Золоторудные тела в скарнах часто отличаются сложной морфологией. К данному типу относятся рудопроявления Елочка в Северо-Хархирином золоторудном узле и Хух-Булагин-Хундэй в Байдрагинском районе. Возможность выявления подобных месторождений наибольшая в Озерной и Хархиринской металлогенических зонах, на продолжении которых к северу оруденение в скарнах широко развито в различных областях на территории Советского Союза.

Проявления золото-сульфидной формации в л и с т в е н и т а х изучены недостаточ-

но. На территории Монголии они контролируются глубинными разломами и приурочены к гипербазитам хребтов Нэмэгту, Улан-Обо, Ихэ-Далан, а также к гипербазитам Ундуршилинского глубинного разлома, Пограничного массива Ононского района и Восточно-Сухэбаторского поднятия. Возникновение месторождений этой формации связано с гидротермальным перераспределением золота при воздействии на гипербазиты горячих растворов разного происхождения и возраста [10]. Не исключена возможность обнаружения месторождений данной формации в пределах площадей, подвергшихся позднепалеозойско-раннемезозойской активизации.

Для прогнозной оценки золотого оруденения в скарнах и лиственитах мы считаем благоприятными показателями сочетание вкрапленно-прожилковых руд с возможно большей долей штокверковых и наибольшее содержание в них подвижных дефицитных центробежных металлов, образующих сравнительно низкотемпературные минеральные ассоциации. Повышение амплитуды вариаций и средних значений $OK \text{ Pb/Zn, Co/Ni, Zn/Cu}$ служит также в обоих случаях признаком увеличения интенсивности процессов рудообразования.

Медно-молибденовая формация, будучи фемическо-сиалической, характеризуется постоянным присутствием в рудах золота, и чем ниже $OK (Mo : Cu) / (Mo_{\mu} : Cu_{\mu})$, тем больше его концентрации. При значениях $OK \text{ 0,9–0,3}$ золотоносность руд формации наивысшая. Повышение $OK \text{ Mo/Cu}$ до 5–10 резко снижает золотоносность руд, и уже практически чисто молибденовые представители формации содержат золота менее 0,2 г/т. Подобная закономерность установлена при сопоставлении этого отношения многочисленных месторождений разных континентов. Минимальные значения $OK \text{ Mo/Cu}$ присущи месторождениям фемических провинций и прежде всего офиолитовых поясов, а самые высокие $OK \text{ Mo/Cu}$ отмечаются в структурно-формационных зонах сиалического состава [17]. Существенно молибденоносные объекты по золоту наименее интересны.

Месторождения медно-молибденовой формации образуют вкрапленно-прожилковые зоны, переходящие по восстанию в кварцевые штокверки в участках брекчирования куполов и краевых частей гранитоидных и граносиенитовых интрузий повышенной щелочности [5]. На территории Монголии месторождения медно-молибденовой или медно-порфировой формации распространены весьма широко и характеризуются различными значениями $OK (Mo : Cu) / (Mo_{\mu} : Cu_{\mu})$ и соответственно разной интенсивностью золотоносности. Одним из наиболее интересных в отношении золота представляется месторождение Саран-Ула в Баянхонгорской зоне.

Колчеданно-полиметаллическая формация объединяет значительное количество месторождений вулканических провинций с невысокой в среднем золотоносностью. В отличие от медноколчеданной формации фемических провинций колчеданно-полиметаллическая проявилась в структурно-формационных зонах более дифференцированного и сиалического профиля. В связи с этим относимые к ней месторождения более разнообразны по составу, и в них основная роль, помимо пирита, принадлежит галениту, сфалериту, халькопириту, бариту, нередко теллуридам и сульфидам мышьяка, серебра, висмута, ртути и в меньшей мере другим минералам.

Колчеданно-полиметаллические месторождения в виде различной формы и величины залежей вкрапленных и сливных руд приурочены к тектонически ослабленным зонам в вулканогенно-осадочных толщах, в составе которых заметная роль принадлежит кислым эффузивам и сланцам с повышенным уровнем средних содержаний сиалических гетерофилов. Это отражено в составе руд, наследующих их количественные соотношения. $OK (Pb : Zn) / (Pb_{\mu} : Zn_{\mu})$; $(Ag : Au) / (Ag_{\mu} : Au_{\mu})$; $(Co : Ni) / (Co_{\mu} : Ni_{\mu})$ в полиметаллических месторождениях возрастают от вкрапленных руд к сливным, от нижних горизонтов к верхним и даже от мелких месторождений к более крупным. В той же последовательности повышается общий уровень золотоносности рудных тел при опережающем повышении концентраций серебра. Несмотря на невысокий в среднем уровень содержаний золота в рудах, редко превышающий 1 г/т, попутное его извлечение всегда выгодно и во многих районах эксплуатации полиметаллических месторождений достигает внушительных размеров. Концентрации золота и серебра обычно возрастают в апикальных частях рудных залежей и связаны с поздними генерациями. Благоприятным поисковым признаком рудных полей служат обширные зоны околорудных метасоматитов сложной конфигурации, магнитные, электрические и гравитационные поля, а также многоэлементные геохимические аномалии.

Типичными представителями золотосодержащей колчеданно-полиметаллической формации в Монголии считаются месторождения и рудопроявления Байтакского рудного узла в Заалтайской Гоби. Развитые на месторождениях и частично отработанные в прошлом зоны окисления, как и рудные тела на глубине, судя по малочисленному анализу, характеризуются невысокими содержаниями золота и серебра [2].

Редкометальная золотосодержащая формация (скорее группа формаций) принадлежит к фемическо-сиалическому типу, ибо наряду с фемическими элементами (золотом и серебром) характеризуется промышленной концентрацией сиалических редких элементов (вольфрама, бериллия, олова, молибдена, урана, тория и др.). Возникновение подобных сложного состава руд, несомненно, обязано вовлечению в область гранитизации и последующего гидротермального метаморфизма отложений высокодифференцированной континентальной коры, обогащенных центробежными элементами. В рудных полях проявлен гибризм фемических и сиалических осадочных, магматических и эманационных образований, но золото при этом, как и на месторождениях других рудных формаций, накапливается совместно с близкими ему по условиям концентрации сульфидами, кварцем, иногда теллуридами и другими обычными своими спутниками. В большинстве случаев более высокотемпературный характер рудной концентрации оксифильных редких элементов в грейзенах, пегматитах и др. предопределяет наложение золотосодержащих парагенезисов на редкометальные.

В Монголии признаки золото-редкометальной формации известны на севере Монгольского Алтая, в восточных районах в связи с калиевыми гранитоидами и в зонах мезозойской активизации Центральной Монголии совместно с флюоритовым оруденением.

В соответствии с отмеченными особенностями золотоносных рудных формаций принцип прогнозирования масштабов и промышленной ценности золоторудных месторождений основан на сопоставлении условий их размещения в тех или иных по уровню фемичности и золотоносности комплексах пород, на выявленной связи состава руд и фациального типа месторождений, их возраста и положения относительно наиболее вероятных магматических источников и рудоконтролирующих структур [16]. Предложенный подход к прогнозированию районов распространения, а также качества, вероятных размеров месторождений отражен на составленной авторами карте прогноза (см. рисунок). Сконцентрированная в ней информация позволяет, в частности, представить эволюционную последовательность развития золоторудных формаций на территории Монголии от менее дифференцированной с бедными рудами корневой золото-сульфидной к более потенциально богатой и геохимически дифференцированной золото-кварцевой и золото-серебряной. Намеченные на карту прогноза узлы и ареалы размещения рудопроявлений и месторождений золота разной формационной принадлежности и промышленного значения представляют основной результат проведенного нами анализа условий золотоносности этой территории.

На территории Монголии уже сейчас при далеко еще не исчерпывающей ее изученности выявлены 33 в разной степени золотоносных рудных узла, большинство из которых заслуживает постановки поисковых и поисково-разведочных работ на рудное золото. Часть этих узлов отчетливо группируются в протяженные рудные зоны, отмечавшиеся и ранее, например, Северо-Хантэйская и Баянхонгорская, приуроченные к системам разломов, ограничивающих крупные Хантэйское и Хангайское поднятия [1, 2, 6].

Представляется целесообразным наметить некоторые потенциально золотоносные рудные зоны и привлечь к ним интерес геологической службы пока по весьма ограниченному и косвенным данным. В Северо-Монгольской рудной провинции можно выделить Прихубсугульскую зону, контролируемую системой частично скрытых разломов субмеридионального направления, пересекающих Западно-Хубсугульский и Уригольский протерозойские выступы; Орхон-Селенгинскую, связанную с вулканоплутоническим поясом; Восточно-Хантэйскую, подобно Баянхонгорской, окаймляющую Хангайское поднятие. Слабо изучена золотоносность Озерной структурно-формационной зоны, в пределах которой известные рудопроявления медноколчеданной и золото-сульфидно-кварцевой формаций образуют Хиргисский рудный узел.

В Монголо-Алтайской рудной провинции наибольший интерес, на наш взгляд, представляет Хархиринская рудная зона с Северо- и Центрально-Хархиринскими узлами. Известные здесь рудопроявления имеют полиметалльный характер и связаны с мезо-

зойским этапом тектоно-магматической активизации. В составе Южно-Монгольского рудного пояса недавно отрабатывались золотые россыпи и кварцевые жилы. В монгольском отрезке пояса выделяется Булганская структурно-формационная зона верхнепалеозойского возраста с Корумтинским и Верхне-Булганским узлами частично отрабатанных в прежние годы старателями россыпей общей протяженностью около 40 км и обильной, но не изученной кварцево-жильной минерализацией. Особое место в Южно-Монгольской провинции принадлежит золотосодержащим полиметаллическим месторождениям. В прошлом они отрабатывались старателями и до последнего времени систематически не изучались. К ним относится Байтакский рудный узел, в пределах которого пока обнаружены на отдельных участках частично отрабатанные золотые россыпи Эдергенинуринской рудоносной зоны, протянувшейся на сотни километров в близширотном направлении.

Рудные зоны в Южно-Гобийской провинции имеют довольно выдержанное близширотное простираие с узлами проявлений золотосодержащей медно-молибденовой формации — Оюутинский, Мандахский, Манлайский, Хармагтайский и Их-Шанхайский.

Менее упорядоченный характер структурного соотношения рудных узлов отмечается в Северо-Восточной Монголии на простираии Монголо-Охотского золото-молибденового рудного пояса, контролирующего, как известно, в Забайкалье размещение месторождений, в том числе балейского типа. Сложная внутренняя структура пояса и мелкоблоковый ее характер обусловили мозаичное расположение выходов древнего фемического-сиалического фундамента, с которым связано в этом регионе большинство рудопроявлений и месторождений золота.

Северо-Хантэйская рудная зона представляет в этом отношении некоторое исключение, так как в ее пределах выходы древнего фундамента имеют значительные размеры. Входящие в ее состав Кударинский, Бугунтайский, Бухулей-Их-Алтатский, Боро-Дзунмодский, Ухтал-Цайдамский и Замарский рудные узлы отличаются значительной насыщенностью кварцево-жильного и жильно-штокеркового золотого оруденения.

Нам представляется, что выделенные на карте прогноза перспективные площади рудных узлов не исчерпывают всех возможных районов новых находок рудного и россыпного золота. Их выявление вероятно и в створе узлов, и за пределами ныне установленных золотоносных структур. В частности, нахождение новых золоторудных объектов возможно вдоль зон проявления мезозойского дацитового и риолит-андезитового вулканизма.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Благодаров В.А., Цыпуков Ю.П.* Общие черты золотоносности территории МНР. — Геология и геофизика, 1978, № 6, с. 61—68.
2. *Благодаров В.А., Шабаловский Е.А.* благородные металлы. — В кн.: Геология Монгольской Народной Республики. М.: Недра, 1977, т. 2, с. 217—267.
3. *Константинов Р.М.* Некоторые вопросы изучения эндогенных рудных формаций при металлогенических исследованиях. — В кн.: Вопросы металлогении. М.: Недра, 1965, с. 131—140.
4. *Кузнецов В.А.* Генетические группы и формации рудных эндогенных месторождений и их значение для металлогенического анализа. — В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1966, с. 7—18.
5. Медно-молибденовая рудная формация/В.И. Сотников, А.П. Берзина, Е.И. Никитина и др. Новосибирск: Наука, 1977. 424 с.
6. *Михайлов Э.В., Шабаловский А.Е.* О рудоконтролирующем значении поперечных и диагональных разломов в Восточной и Центральной Монголии. — В кн.: Магматизм и металлогения Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1971, с. 134—142.
7. *Петровская Н.В.* Самородное золото. М.: Наука, 1973. 347 с.
8. *Радкевич Е.А.* К вопросу о классификации послемагматических месторождений и принципах выделения рудных формаций. — В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1966, с. 31—40.
9. *Смирнов С.С.* Рецензия на книгу П. Ниггли "Систематика магматогенных рудных месторождений". — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1947, № 1, с. 154—159.
10. *Щербakov Ю.Г.* Систематика месторождений золота. — В кн.: Минералогия и геохимия рудных месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1977, с. 4—12.
11. *Щербakov Ю.Г.* Источники вещества и типизация месторождений золота. — В кн.: Природа растворов и источники рудообразующих веществ эндогенных месторождений. Новосибирск: Наука, 1979, с. 33—41.
12. *Щербakov Ю.Г.* Космогеохимическая систематика элементов и металлогенический анализ. — В кн.: Геохимия золота, редких и радиоактивных элементов. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1981, с. 5—11.

13. Щербаков Ю.Г. Металлогения золота Монголии. — В кн.: Вопросы магматизма и металлогении Монгольской Народной Республики. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1981, с. 18–27.
14. Щербаков Ю.Г. Периодическая система и космогеохимическое распределение элементов. — Геология и геофизика, 1982, № 1, с. 77–84.
15. Щербаков Ю.Г., Рослякова Н.В. Об индикаторном значении отношений металлов в золоторудных месторождениях. — В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Новосибирск: Наука, 1979, т. 2, с. 129–135.
16. Щербаков Ю.Г., Росляков Н.А., Дзюидмаа Г. Принципы прогноза золоторудных месторождений Монголии/Тез. докл. научной конф., посвященной 40-летию геол. службы МНР. Улан-Батор, 1979.
17. Щербаков Ю.Г., Золотухин В.В., Кузнецов В.А. и др. Коэффициенты концентрации элементов как источника информации об условиях рудообразования. — Геохимия, 1980, № 11, с. 1662–1673.
18. Boyle R.W. The geochemistry of gold and its deposits. — Geol. Surv. Bull., 1979, 280, p. 584.
19. Shcherbakov Ju.G. The distribution of elements in the geochemical Provinces and ore deposits in origin and distribution of the elements. Oxford, New York: Pergamon press, 1979, p. 689–695.

УДК 553.45'46'49 (517.3)

В.И. КОВАЛЕНКО, П.В. КОВАЛЬ

ЭНДОГЕННЫЕ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ И РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ МОНГОЛИИ

В последние 10–15 лет территория Монгольской Народной Республики стала новой провинцией редкоземельного и редкометалльного эндогенного оруденения [5, 10, 13, 23, 25]. Однако до сих пор эта провинция в практическом отношении изучена недостаточно, хотя наличие разнообразных рудных формаций в ее пределах совершенно очевидно, многие из них изучены здесь лучше, чем в других регионах, а некоторые впервые открыты на этой территории.

В настоящей статье рассматриваются эндогенные рудные формации редких земель, ниобия, тантала, бериллия, лития, рубидия, цезия, циркония, гафния, а также вольфрама, молибдена и олова, если последние три элемента формационно связаны с перечисленными выше. Все эти элементы часто относят к редким ввиду их крайне высокой степени рассеяния почти во всех природных объектах и образующим крупные (по сравнению с масштабами месторождений многих других металлов, особенно черных) месторождения. Мы также в последующем изложении будем называть их редкими, хотя концентрации их в описываемых рудных формациях, естественно, бывают значительными.

Редкие элементы до сих пор относятся к тем объектам, для которых трудно оценить практическую значимость того или иного проявления в связи не только с недостаточной его изученностью, но и с резко и неожиданно меняющейся конъюнктурой в их потребности. Эти потребности нелегко определить даже на ближайшие годы, не говоря уже о далекой перспективе. Общая тенденция в потреблении редких элементов сейчас ярко выражена в сторону резкого (для многих элементов — экспоненциального) возрастания с каждым годом. Это и понятно, поскольку сфера применения редких элементов с каждым годом все более расширяется. Например, редкоземельные элементы (р.з.) применяют в качестве добавок к сталям, что улучшает механические свойства, коррозионную устойчивость последних, а также повышает жаропрочность [19]. Считаются очень перспективными сплавы иттрия и алюминия в качестве конструктивных для сверхзвукового самолетостроения. Иттрий, гадолиний, самарий, европий необходимы для атомной техники, для изготовления ферритов (радиоэлектроника, ЭВМ четвертого поколения), постоянных магнитов громадной энергии, в качестве катализаторов при крекинге нефти, при производстве цветных телеприемников и др. Этот перечень можно продолжать не только для р.з., но и для других редких элементов. В США р.з. добывается сейчас около 30 тыс. т в год и ввозится большое количество их из других стран. Потребление редких элементов на душу населения считается критерием уровня технического прогресса страны.

В связи со слабо разработанным прогнозом в отношении потребностей редких элементов для них часты эффекты "бумов", когда в связи с новой перспективой использования того или другого элемента выявляется в нем крайняя необходимость. Однако

нередко после получения достаточного для данной задачи количества этого элемента "бум" проходит и больше элемента пока не нужно. В этих условиях наиболее хозяйственным, по нашему мнению, подходом к решению проблемы редких элементов было бы четкое и квалифицированное изучение их проявлений с целью хотя бы самой общей оценки формационной принадлежности и главных параметров запасов. В этом случае на любой "бум" можно было бы достаточно оперативно реагировать.

Обычно к рудным формациям относят в основном формации промышленно эксплуатируемых месторождений. Для редких элементов в МНР таковых пока нет, но есть такие формации, месторождения которых уже разрабатываются в других странах или несомненно будут эксплуатироваться в ближайшем будущем. Поэтому авторы в качестве рудных формаций редкоземельных и редких элементов МНР рассматривают пока не оцененные в практическом отношении проявления, но положительные перспективы формационных аналогов которых известны в других регионах. В связи с "бумами" на редкие элементы мы сочли возможным включить в наш анализ и ряд явно мелких проявлений, а также попутную минерализацию в месторождениях и проявлениях молибдена, вольфрама и олова.

КЛАССИФИКАЦИЯ ЭНДОГЕННЫХ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ И РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ФОРМАЦИЙ МОНГОЛИИ

Достаточно всеобъемлющая классификация рудных формаций редких элементов до сих пор не создана. В связи с этим в предлагаемой ниже классификации (табл. 1) хотя и делается попытка обобщить имеющийся материал по затронутой проблеме в целом, но все же она основана в первую очередь на данных по территории МНР.

В основу принятой систематики редкометалльного оруденения МНР положен ставший классическим после работ С.С. Смирнова, В.И. Смирнова, В.А. Кузнецова, Е.А. Радкевич и др. формационный подход, согласно которому в рудную формацию объединяются проявления со сходными минеральным составом и геологическими условиями образования (см., например, [21, 27]). Учитывая комплексный характер большинства редкометалльных формаций, в их названии отражали (где это было возможно) ведущий рудный компонент либо подчеркивали сложный ("редкометалльный", "редкоземельный") тип минерализации.

Рудные формации объединены в генетические группы согласно их положению в регрессивном ряду магматогенных образований [27]. Для наших целей, имея в виду образование подавляющего количества концентраций редких элементов из остаточных магм или при постмагматических гидротермальных процессах, мы выделяем магматическую и гидротермальную генетические группы рудных формаций. Магматические концентрации редких элементов, как правило, возникают в результате метаматматических процессов [20], приводящих к подкислению или подщелачиванию остаточных магм [8, 9]. Имеется ряд рудных формаций редких элементов (например, танталоносных гранитов, редкометалльных щелочных гранитов и пегматитов), происхождение которых до сих пор дискуссионно. Хотя для территории МНР были приведены доказательства магматического происхождения таких проявлений [8], необходимо подчеркнуть дискуссионность генезиса рассматриваемой группы, поскольку классификация претендует в определенной степени и на общий характер.

Рудные формации метаматматической группы названы в основном по видам пород [7] с учетом главной металлогенической специфики: онгонитовая вулканическая, онгонитовая плутоническая, цезиевых стекол, бериллиевых туфов, танталоносных гранитов, редкометалльных щелочных гранитов и пегматитов, редкоземельных щелочных вулканоплутонических пород сиенит-трахитового состава, танталоносных и редкометалльных фойяитовых (эвдиалитовых) пегматитов.

Вторая, гидротермальная, группа формаций объединяет гидротермальные проявления, среди которых редкие элементы часто образуют примесь. Названия их построены традиционно по набору важнейших рудных и нерудных минералов: касситерит-вольфрамит-кварцевая или молибден-вольфрамовая (с танталом, литием, бериллием), вольфрамит-кварцевая или молибден-вольфрамитовая (с бериллием), фенакит-флюорит-берtrandитовая, редкоземельная фельдшпатитовая.

Прежде чем перейти к более подробной характеристике отдельных рудных формаций, отметим ряд их общих черт. Во-первых, проявления всех перечисленных рудных

Эндегенные рудные формации и минеральные типы редкометалльных проявлений Монголии

Генетическая группа рудных формаций	Рудная формация	Минеральный тип	Рудообразующие элементы		Геохимический тип, магматическая фация
			главные	второстепенные	
Метаматическая	Онгонитовая вулканическая		Ta, Li	Rb, Nb, Sn	Литий-фтористый, вулканическая
	Онгонитовая плутоническая	Литиевоспудной	Ta, Li-спюда	Rb, Nb	То же
	Цезиевых стекол Бериллиевых туфов	Мусковитовый	Ta Cs Be	Nb Rb(?)	"
		Литиевоспудной	Ta	Li-спюда, керамическое сырье, Sn, Nb	Литий-фтористый, вулканическая
	Танталоносных гранитов	Мусковитовый	Ta, Be с наложенным W-Мо-оруденением		То же, гипабиссальная
	Редкометалльных щелочных гранитов		TR, Zr, Nb	Ta, Hf, Th, керамическое сырье (?)	Щелочных пород, гипабиссальная
	Редкоземельных щелочных вулкано-плутонических пород	Меланефелинитов-мелалейцититов	TR	P, магнезильная бариевая спюда	То же, вулканическая
		Эруптивных бракчий с карбонатами	TR, Sr	Керамическое сырье (?) флюорит, барит, Pb	То же, жерловая
		Магнетит-апатитовых пород	TR	Апатит, Th, Sr, магнетит (?)	То же, вулканическая
		Бастнезитовых карбонатов	TR		То же, гипабиссальная
	Танталоносных пегматитов	Литиевоспудной	Ta, Li-спюда	Be, Sn, керамическое сырье	Стандартный, мезобиссальная
		Мусковитовый	Ta	Спюда, керамическое сырье	То же
	Эвдиалитовых пегматитов		Zr	TR, Nb	Щелочных пород, гипабиссальная
Гидротермальная	Касситерит-вольфрамит-кварцевая (оловянно-вольфрамовая)	Касситерит-кварцевый	Sn, Be	Ta, Li-спюда	Литий-фтористый, гипабиссальная
		Касситерит-вольфрамит-циннеэлит-кварцевый (цивиттеровый)	W, Sn	Ta	То же
		Вольфрамит-касситерит-турмалин-кварцевый	W, Sn	Mo, Be	Гранодиорит-гранитный и стандартный, мезобиссальная
		Касситерит-вольфрамит-мусковит-кварцевый (грейзеновый)	W, Sn	Ta	Литий-фтористый, гипабиссальная
	Вольфрамит-кварцевая (молибден-вольфрамовая)	Вольфрамит-касситерит-берилл-кварцевый с сульфидами	W, Sn	Be	Стандартный, гипабиссальная
		Вольфрамит-молибденит-берилл-кварцевый (жильный и грейзеновый подтипы)	W, Mo, Be	Cu, Be, As, Ta	Стандартный и литий-фтористый, гипабиссальная
	Фенакит-флюорит-берtrandитовая	Фенакит-флюоритовый	Be	Флюорит	Стандартный, гипабиссальная
	Редкоземельная фельдшпатитовая	Монацит-флюорит-полевошпатовый	TR	Керамическое сырье	Литий-фтористый, гипабиссальная

формаций пространственно, во времени и генетически связаны с магматическими породами и в первую очередь с интрузивными массивами литий-фтористого, стандартного и щелочного геохимических типов. Во-вторых, все рудные формации носят комплексный характер и названы только по ведущим рудным компонентам.

В дальнейшем, там где это возможно, в пределах рудных формаций выделялись отдельные минеральные типы, отличающиеся парагенезисами ведущих типоморфных минералов — слюд, турмалина, фельдшпатоидов и др. В последних в наиболее явной форме отображаются различия физико-химических условий становления рудных тел определенных минеральных типов редкометалльных проявлений в пределах отдельных формаций.

Принципиально важным шагом является попытка отразить в систематике связь характера редкометалльного оруденения с составом материнских интрузий, т.е. с их геохимическим типом, которая, как показал опыт наших исследований, безусловно существует, хотя еще далеко не всегда может быть выражена в явной форме.

Важнейшие рудные формации редких элементов

Метамагматическая группа формаций

Онгонитовые рудные формации разделены на вулканическую и плутоническую. Обе они являются вулканогенными аналогами формаций танталосносных гранитов и пегматитов [9], но отличаются способом внедрения магмы. Главный рудный элемент онгонитовой вулканической формации — тантал, сопутствующие — рубидий, ниобий, возможно, бериллий, литий, олово. Характерной для этой формации породой является онгориолит (или его агломерат), содержащий вкрапленники кварца, калиевого полевого шпата, кислого плагиоклаза, редко литиевого биотита и стекла. Концентрация редких элементов в онгориолитах МНР достигает (в г/т): тантала — 37, ниобия — 170 (при $Nb/Ta = 4-8$), рубидия — 1040, бериллия — 90. Форма нахождения редких элементов в онгориолитах до конца не ясна (частично — в стекле, частично — собственные минералы). Онгориолиты образуют протяженные покровы (мощностью в десятки метров) и субвулканические тела жерловой фации. Примером проявления онгориолитов в МНР является вулканическая постройка горы Тэг-Ула к югу от сомона Мандал-Обо в Южно-Гобийском аймаке [14]. Онгориолиты, богатые редкими элементами, известны на западе Северной Америки (США, Мексика) среди кайнозойских риолитов [32]. С ними связаны крупнейшие месторождения бериллия в берtrandитовых туфах (например, месторождения Томас Рэнж в США и др.). Аналогичные туфы выявлены в связи с онгориолитами и на территории МНР (см. ниже).

Плутонические онгониты в МНР детально охарактеризованы в работе В.И. и Н.И. Коваленко [9] и в ряде отдельных статей, а редкометалльная минерализация этих пород описана Н.В. Владыкиным [1]. Плутонические онгониты в отличие от вулканических слагают дайки, штоки и другие секущие тела, как правило, не связанные с вулканическими постройками. Это собственно интрузивные тела пород эффузивного облика с признаками быстрой кристаллизации. Нередко они образуют апофизы, далеко отходящие от гранитных массивов в области экзоконтакта. Выделены два следующих минеральных типа онгонитовой плутонической рудной формации.

1. Литиевослюдяной тип, в котором главные полезные минералы представлены колумбит-танталитом и литиевыми слюдами. Последние сконцентрированы в основной массе, которая нередко содержит концентрации редких элементов, соизмеримые с богатыми редкометалльными пегматитами. В породах этого типа содержатся (в г/т): тантал — 90, ниобий — 70 (при $Nb/Ta = 1-2$), литий — до 3000, рубидий — до 3000, олово — до 50–100.

2. Мусковитовый тип, в котором тантал сконцентрирован исключительно в колумбит-танталите. Содержания других редких элементов здесь невысоки.

Онгониты сложены вкрапленниками кварца, калиевого полевого шпата, альбита, литиевых слюд или мусковита, топаза и микрозернистой со стеклом основной массой. Примерами проявлений онгонитов на территории МНР являются месторождения Онгон-Хайрхан, Бага-Газрын, правобережье р. Балджи-Гол, Жанчивлан, Хойт-Тамир.

Перспективы промышленного освоения онгонитовых формаций совершенно не

изучены. Скорее всего, это объекты ближайшего будущего, когда разработка протяженных пластов небогатых руд с большими запасами станет рентабельной. Для онгонитов (особенно стекловатых) в связи с легкорастворимой формой концентраций некоторых элементов перспективны поиски гидрохимических методов извлечения полезных компонентов. Нельзя не отметить широкие возможности использования хвостов онгонитовых руд для керамической промышленности, производства легких наполнителей бетона, что может в полной мере обеспечить рентабельность извлечения редких элементов.

Формация цезиевых стекол на территории МНР пока очень мало изучена. Известно, что цезиевые стекла образуют дайковые тела в районе развалин Брайбунг-Хид в Хэнтэйском аймаке [13]. Они содержат редкие вкрапленники полевых шпатов, кварца, чешкинита. Цезий, концентрация которого в стеклах достигает 0,08%, рассеян в стекле. При раскристаллизации стекла содержание цезия падает. Несомненно, широким распространением цезиевые стекла должны пользоваться среди позднемезозойских кислых вулканитов Восточной Монголии, содержащих в обилии стекла.

Формация бериллиевых туфов на территории МНР обнаружена только в последние годы [12] в соответствии с давно высказанным прогнозом [13, 22, 23]. Бериллиевые туфы известны в районе горы Тэг-Ула, где подстилают онгориолиты. Туфы — белые, слоистые, разнородные породы, состоящие из обломков риолитов, онгориолитов, кварца, полевых шпатов, карбонатов, иногда флюорита. Содержания бериллия в таких туфах 100 г/т и более, а при поисково-съемочных работах В.А. Вертлибом обнаружены участки с содержанием 0,05% ВеО. Минеральная форма бериллия в туфах изучается, не исключено, что это берtrandит. Площадь бериллиевых туфов на этом участке составляет около 1 км² при видимой мощности 10–20 м. К востоку от участка горы Тэг-Ула повышенные концентрации бериллия (до 40–50 г/т) выявлены в кислых туфах, подстилающих риолиты горы Дурбент-Дориту-Ула. На западе США известны крупнейшие по запасам месторождения берtrandитовых туфов, очень сходные по геологической обстановке и геохимической специфике с рудопоявлениями на территории МНР. В пределах последней перспективы на обнаружение такого типа месторождений весьма обнадеживающие. Это обусловлено тем, что, начиная с позднего палеозоя и кончая поздним мезозоем, геодинамическая обстановка проявления магматизма и его характерные черты на территории МНР сходны с таковыми для кайнозоя запада Северной Америки. Даже примерное металлогеническое сравнение этих регионов выявляет много общего (например, широкая флюоритонность, карбонатитовые комплексы и др.). Наиболее перспективны на территории МНР районы с проявлением позднемезозойских риолитов и онгориолитов с жерловыми фациями, залегающими в карбонатной среде.

Формация танталоносных гранитов достаточно широко представлена на территории МНР. Детальное описание массивов этой формации приведено в ряде статей и в двух монографических работах [8, 23 и др.]. По составу слюд в пределах этой формации выделены литиевослюдяной и мусковитовый типы. Главные рудообразующие компоненты для литиевослюдяного типа — тантал, сопутствующие — литиевые слюды, керамическое сырье, ниобий, олово, а для мусковитового типа — тантал, бериллий с наложенным вольфрам-молибденовым оруденением, сопутствующие — слюда, керамическое сырье и некоторые другие. Важнейшим рудным минералом в формации танталоносных гранитов является колумбит-танталит, к которому в литиевослюдяном типе добавляются микролит, Рb-пироксид, а в мусковитовом — берилл. Главные породообразующие минералы формации — кварц, альбит, калиевый полевой шпат, второстепенные — слюды (в том числе высоколитиевые) и иногда топаз.

Формация танталоносных гранитов генетически связана с континентальной магматической формацией лейкогранитов [28], причем литиевослюдяные танталоносные граниты являются остаточными дифференциатами лейкогранитовых массивов литий-фтористого геохимического типа, а мусковитовые связаны с гранитоидами стандартного геохимического типа [13]. В литиевослюдяных танталоносных гранитах содержание тантала от 40 до 150 г/т (при соотношении Nb/Ta = 0,4–5,7), литиевых слюд до 10–20%; в мусковитовых танталоносных гранитах тантала 40–50 г/т при соотношении Nb/Ta = 2–8.

Породы рассматриваемой рудной формации слагают апикальные и эндоконтактные зоны массивов литий-фтористого и стандартного геохимических типов, а также само-

стоятельные штоко- и дайкообразные интрузивные тела. Примерами танталоносных гранитов литиевослюдяного типа в МНР являются Жанчивланский, Борохуджиринский, Багагазрынский, Абдарский, Барунцогтинский, Югодзырский и другие массивы. Танталоносные граниты мусковитового типа известны в пределах массивов Югодзырь, Тумэн-Цогг, Барун-Цогг, Удзыгинском и Яргайтском массивах. Большинство из них охарактеризовано в литературе. Остановимся только на кратком описании весьма перспективного Борохуджиринского массива, сведения о котором получены в последние годы.

Борохуджиринское танталовое проявление находится в зоне северо-восточного контакта Цагандабинской интрузии, имеющей двухфазное строение: I фаза — порфировидные биотитовые и амфибол-биотитовые граниты; II фаза — темноокрашенные лейкограниты. Породы обеих фаз относятся к гранитоидам стандартного геохимического типа. В целом содержание гранитофильных редких элементов выше во II фазе, поднимаясь в ряде участков до уровня, близкого к их содержанию в литий-фтористых гранитах.

В плане тело танталоносных гранитов выглядит как сложной формы сателлит массива лейкогранитов II фазы, соединенный с ним узким перешейком (рис. 1). Его контакты (особенно северный и северо-восточный) полого погружаются под вмещающие метаморфизованные песчано-сланцевые породы.

Массив сложен мелко- и среднезернистыми светло-серыми (до белых) циннвальдит-микроклин-альбитовыми гранитами. На большей части площади массива преобладают граниты со светло-серым или чуть розоватым микроклином. Слабо окрашенный амазонит развит преимущественно в более эродированной части массива, отличающейся и более низкими содержаниями тантала. В северо-восточном направлении с повышением абсолютных отметок содержание тантала в породе возрастает, достигая максимальных содержаний на отдельных участках, соответствующих, очевидно, гребневидным выступам кровли массива. Здесь в приконтактных участках отмечаются относительно небольшие выходы лепидолит-микроклин-альбитовых гранитов (см. рис. 1). Переходы между указанными разновидностями альбитовых гранитов постепенные, структура породы сохраняется. Различия выражаются в основном в изменении окраски калиевого полевого шпата и слюды.

В гранитах встречаются маломощные зоны и линзы сахаровидных альбититов. В восточной (менее эродированной) части массива обычны пегматоидные кварц-калишпатовые и кварц-амазонитовые с альбитом и литиевой слюдой пегматоидные зоны и жилы (типа штокшайдеров), часто залегающие вдоль контакта с вмещающей толщей и ее ксенолитами (останцами кровли). Мощность этих зон обычно составляет первые дециметры. Более поздние жильные образования представлены зонами околотрепчинного окварцевания.

Выявление рудопоявлений типа Борохуджиринского является обнадеживающим примером, свидетельствующим о перспективности поисков промышленных (включая слепые купола) объектов подобного рода в районах дифференцированных интрузивных ассоциаций стандартных и литий-фтористых гранитов.

Как уже отмечалось, главный недостаток в исследовании танталоносных гранитов МНР — это отсутствие данных об их строении на глубине. Однако сейчас появились первые данные по бурению Жанчивланского массива. Разбурены единичными скважинами амазонит-альбитовые граниты массива Бурал-Хангай и альбит-лепидолитовые граниты массива Урту-Гоцзор [23]. Скважины в амазонит-альбитовых гранитах подсекли их контакт с вмещающими гигантопорфировидными биотитовыми гранитами. Характер контакта на глубине оказался таким же, как и на поверхности: по направлению к контакту амазонит-альбитовые граниты становятся более мелкозернистыми (закаленными) и трахитоидными, сам контакт — резкий, интрузивный, доказывающий магматическое происхождение амазонит-альбитовых гранитов. Одни скважины в наиболее богатых танталом альбит-лепидолитовых гранитах подсекли нижний контакт последних с вмещающими грубопорфировидными биотитовыми гранитами, другие вплоть до глубины 100 м не вышли из альбит-лепидолитовых гранитов. Эти данные показали, что в западной выклинивающейся части тело альбит-лепидолитовых гранитов Урту-Гоцзор имеет снизу резкий (тектонический или интрузивный) контакт с вмещающими гранитами и мощность его не превышает 80 м. В восточной его части, примыкающей к массиву Бурал-Хангай, мощность тела танталоносных гранитов возрастает.

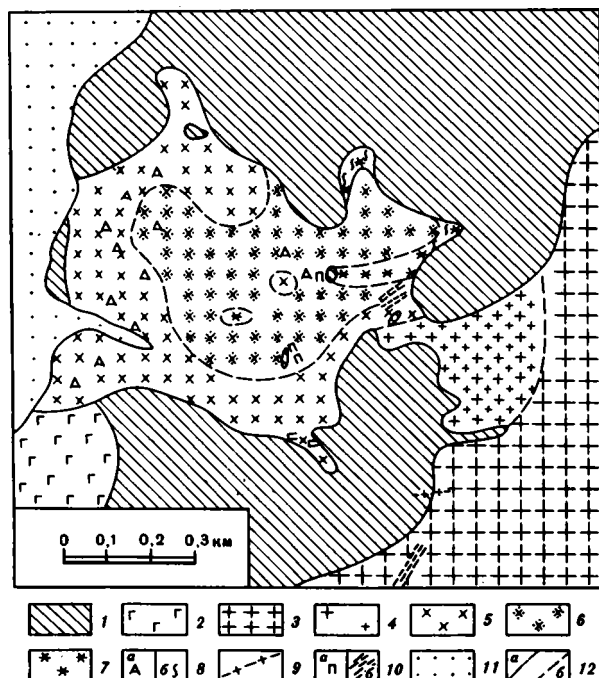


Рис. 1. Схема геологического строения Борохуджиринского массива танталосодержащих литий-фтористых гранитов

1 — песчано-сланцевая толща; 2 — габбро; 3 — среднезернистый лейкогранит; 4 — мелкозернистый лейкогранит; 5–7 — мелко- и среднезернистые циннвальдит-микроклин-альбитовые граниты с содержанием Ta (в г/т): 5 — < 50, 6 — 50–100, 7 — > 100; 8 — участки с амазонитовой разновидностью микроклина (а), с лепидолитом (б); 9 — дайка кварцевого порфира; 10 — пегматитовые тела (а) и зоны окварцевания (б); 11 — четвертичные образования; 12 — резкие контакты (а) и постепенные переходы между разновидностями гранитоидов (б)

тает до 100 м и более, при этом скважиной пройдены исключительно альбит-лепидолитовые граниты (с кварц-лепидолитовыми грейзенами и альбититами) без признаков перехода их на глубине в амазонит-альбитовые граниты типа Бурал-Хангая.

В альбит-лепидолитовых гранитах вплоть до глубины 100 м содержания (в г/т) тантала составляет до 60 при отношении Nb/Ta = 1,2, лития до 600, рубидия до 800, олова до 50. Несомненно, необходимо продолжить изучение глубинного строения данных альбит-лепидолитовых гранитов.

Подчеркнем, что в настоящее время яркие и красочные амазонит-альбитовые граниты являются также важным сырьем для ценнейшего облицовочного материала.

Формация редкометалльных щелочных гранитов и пегматитов рудоносна на редкие земли, ниобий и цирконий. В настоящее время проявление ее обнаружено среди позднепалеозойских щелочных гранитов Южно-Гобийского пояса (Ханбогдинский и Хархадский массивы). Однако, несомненно, это только первые находки, поскольку в последние годы установлена широкая распространенность массивов щелочных гранитов в пределах как всего Южно-Гобийского, так и Северо-Монгольского поясов [16, 23 и др.].

Массивы данной рудной формации достаточно детально описаны в литературе [3, 6, 8, 23 и др.]. С момента этих публикаций новых данных по редкометалльным рудам практически не появилось. Необходимо только отметить сводную работу по минералогии породообразующих и редких элементов данных гранитов, выполненную Н.В. Владыкиным [1].

Главные рудообразующие элементы этой формации — редкие земли, цирконий, ниобий; сопутствующие — тантал, гафний, торий, литий, керамическое сырье (?). Важнейшими рудными минералами редких земель являются редкоземельные силикаты, монацит, синхизит, сфен; циркония — эльпидит, циркон, армстронгит; ниобия — монголит, пирохлор, неизвестные силикаты ниобия. Типичные породообразующие минералы — кварц, альбит, калиевый полевой шпат, арфведсонит, эгирин. Содержание редких земель в рудах от 0,8 до 4,5%, циркония — 6–7%, ниобия — 0,3%.

Формация редкометалльных щелочных гранитов характерна для мощных кольцевых и пластовых дайковых пород, сложенных переслаивающимися редкометалльными мелано- и лейкократовыми микроклин-альбитовыми гранитами и пегматитами, приуроченными к апикальным частям массивов щелочных гранитов (Ханбогдинский массив). Нередко редкометалльные щелочные граниты концентрируются в апикальных частях многофазных массивов, обогащенных шпировыми пегматитами.

Формация редкоземельных щелочных вулканоплутонических пород (сиенит-трахитового состава). В последние годы на территории МНР выявлены приповерхностные щелочные и субщелочные вулканоплутонические комплексы с редкометалльными магнетит-апатитовыми породами и карбонатами [10, 25 и др.]. Мы их относим к рудной формации редкоземельных вулканоплутонических пород (см. табл. 1). Среди них выделены четыре минеральных типа, характеристика которых приводится ниже.

1. Тип меланефелинитов—мелалейцититов. Главный рудообразующий элемент — редкие земли, сопутствующие — фосфор, слюда (специфического магнезиально-бариевого состава). Главный рудный минерал — редкоземельный апатит, образующий вкрапленники в меланефелинитах—мелалейцититах. Кроме него, в породе отмечены вкрапленники моноклинного пироксена, биотита, магнетита и полустекловатая основная масса. Среднее содержание редких земель в этих породах — 0,15%, преобладают легкие лантаноиды с заметным относительным обогащением европием. Породы образуют вулканические покровы мощностью в десятки метров, площадью 0,3—0,5 км². Известны в рудопроявлении Мушугай-Худук.

2. Тип эруптивных брекчий с карбонатами, породы которого содержат 0,1—0,7, иногда до 2,0% редких земель цериевого состава и стронций (до 1,6%). Это брекчированные породы, обломки которых представлены карбонатизированными сиенитами, липаритами и трахитами, цемент — карбонатитовый с флюоритом, баритом, целестином, иногда магнетит-апатитовый. Концентраторы редких земель, кроме апатита, окончательно не выяснены. Возможным сопутствующим полезным компонентом является керамическое полевошпатовое сырье обломков брекчий, а также флюорит и барит. В этих же зонах отмечались крупные жильные и штокообразные тела кальцит-флюоритового и другого состава [25]. Породы этого типа образуют зоны шириной до десятков, по простиранию до сотен метров. Известны на проявлении Мушугай-Худук.

3. Тип магнетит-апатитовых пород с содержаниями редких земель 1,0—14,5%. Редкие земли имеют цериевую специфику. Эти породы сложены редкоземельным апатитом, магнетитом (обычно гематитизированным) и флогопитом. В некоторых участках в магнетит-апатитовых гелах отмечается обильный целестин, а иногда последний в ассоциации с магнетит-апатитовыми породами образует штокверк, представляющий богатую руду на целестин (Баян-Хошу). Породы этого типа образуют жилы мощностью до 1 м и длиной в десятки метров, концентрирующиеся в отдельные поля площадью 0,2—0,5 км², а также кольцевые штокообразные тела диаметром до 40 м (участок Апатитовый на проявлении Мушугай-Худук). Нередко магнетит-апатитовые породы подвержены вторичным изменениям, но содержание редкоземельных элементов в них при этом практически не меняется.

Кроме перечисленных минеральных типов, на рудопроявлении Мушугай-Худук в последние годы обнаружено совершенно специфическое оруденение, которое в результате более детального изучения может быть отнесено к совершенно новой (и не только для МНР) свинцово-редкоземельной рудной формации. Пока она не включена в классификацию. Это гидротермально-измененные желтые ярозитовые породы с обильным церусситом [26]. Содержание свинца (PbO) в них достигает 19%, а редких земель (цериевой специфики) — до 5%. Руды образуют линейную зону среди переслаивающихся стекол, трахириодацитов и вулканогенно-осадочных пород. Мощность зоны 1—3 м, протяженность 100 м.

4. Тип бастнезитовых карбонатитов проявлен среди псевдолейцитовых сиенитов Лугингольского массива [10, 14, 22]. Главный рудообразующий элемент — редкие земли цериевой специфики, ведущий рудный минерал — бастнезит, содержание которого в жилах достигает 50%. Жильные минералы — кальцит, гематит (часто по пириту), флюорит, иногда апатит. Содержание суммы редкоземельных элементов колеблется от 1 до 18%. Жильные тела бастнезитовых карбонатитов расположены в зоне эндо- и экзоконтакта Лугингольского массива (около 30 жил), имеют мощность 20—30 см, протяженность 10—100 м. Реже встречаются штокверковые зоны площадью в десятки квадратных метров, обломки в которых представлены вмещающими алевролитами, а цемент — карбонатами.

Формация танталоносных пегматитов, как и формация танталоносных гранитов, разделена на литиевослюдяной и мусковитовый типы, между которыми имеются все

переходные разности. Главные полезные компоненты литиевослюдяного типа — тантал и литиевая слюда, сопутствующие — бериллий, олово, керамическое сырье, а для мусковитового типа главный компонент — тантал, сопутствующие — слюда, керамическое сырье. Ведущий рудный минерал — колумбит-танталит и другие тантало-ниобаты, а также касситерит и берилл. Порообразующими минералами являются кварц, альбит, калиевый полевой шпат, в меньшей степени топаз, апатит, слюда, гранат, рубеллит, шерл. В настоящее время изучены три поля пегматитов [2, 23, 24]: Хух-Дель-Ула в районе ст. Чойрен, Унчжунское в районе Их-Хайрханского вольфрамового месторождения и Бэрхинское на северо-востоке МНР, однако аналогичных полей на территории Монголии значительно больше.

В поле Хух-Дель-Ула (площадь 6 км²) установлено 25 пегматитовых жил мощностью 1–5 м и протяженностью 10–150 м. Среди них описаны шерл-литий-мусковит-микроклин-альбитовые, топаз-микроклин-лепидолит-альбитовые, эльбаит-лепидолит-альбитовые. Средние содержания тантала в двух последних разновидностях пегматитов составляют 0,011–0,012%. Собственными минералами тантала и ниобия в пегматитах являются танталит-колумбит, микролит-пироксенол.

Унчжунское поле пегматитов (площадь 90 км²) приурочено к экзоконтакту Унчжунского гранитного массива. Среди пегматитов различают следующие разновидности: биотит-олигоклаз-ортоклазовые с гранатом, мусковит-микроклин-альбитовые с гранатом и лепидолит-амазонит-альбитовые. Танталоносны две последние разновидности пегматитов, тяготеющих к периферической (по отношению к Унчжунскому массиву) части пегматитового поля. Средние содержания тантала в мусковит-микроклин-альбитовых и лепидолит-амазонит-альбитовых пегматитах соответственно 0,0072 и 0,0258% при интервале колебаний 0,0013–0,187% и 0,0070–0,0294%. Средние величины отношения ниобия к танталу в пегматитах составляют 0,40 и 0,09. Минералами тантала в пегматитах являются оловосодержащий колумбит-танталит, титановый тантало-ниобат, микролит, оловотанталит.

Бэрхинское поле пегматитов (площадь более 5 км²) приурочено к экзоконтакту Дурулгуевского гранитного массива. Многочисленные тела пегматитов представлены преимущественно мусковит-микроклин-альбитовыми разновидностями. Средние содержания тантала в пегматитах отдельных участков поля колеблются в интервале 0,0032–0,0251%, а отношение ниобия к танталу 2,0–0,85. Тантал концентрируется в колумбите-танталите. На территории МНР имеются и другие поля пегматитов, танталоносность которых практически не изучена. В непосредственной близости от некоторых коренных проявлений тантала имеются россыпи колумбита-танталита, но они практически не изучены за исключением Жанчивланского массива.

Гидротермальная группа формаций

Гидротермальная группа формаций имеет самостоятельное значение только для бериллиевого и редкоземельного оруденения (см. табл. 1). В остальных случаях редкометалльная минерализация сопутствует оловянно-вольфрамовой и вольфрамовой формациям, которые более детально рассмотрены в статье П.В. Ковалева и В.М. Якимова (см. настоящую книгу). Поэтому необходима оценка месторождений этих формаций на сопутствующие тантал, бериллий, литий — определение содержания указанных элементов в рудах, концентратах и околорудных породах, содержания собственных минералов тантала и бериллия в рудах, оценка практической целесообразности использования слюды и вероятности нахождения собственных редкометалльных, в частности танталовых, проявлений в пределах рудных полей.

Фенакит-флюорит-берtrandитовая формация выделяется нами как перспективная для поисков, но пока типичных проявлений этой формации в МНР не обнаружено. В качестве благоприятных предпосылок для поисков оруденения этого типа можно назвать следующие.

1. Достаточно широкая распространенность на территории МНР массивов лейкогранитов стандартного и литий-фтористого геохимических типов, по уровню щелочности близких к субщелочным интрузиям. Такие интрузии обычно занимают положение в зоне перехода областей известково-щелочного магматизма к областям магматизма повышенной щелочности магматических ареалов различных возрастных циклов (прежде всего ранне- и поздне-мезозойского).

2. Гипабиссальная (приповерхностная) фация глубинности указанных интрузий.

3. Наличие благоприятных пород — карбонатных, кремнисто-карбонатных и основных вулканогенно-осадочных, вмещающих рудоносные интрузии.

Обнадеживающим примером может служить обнаружение в МНР проявления фенакит-флюоритовой минерализации (данные Д. Баадая, В.А. Теребенина и др.), предварительно отнесенной нами к самостоятельному минеральному типу рассматриваемой формации.

Дуланобинское рудопроявление этой формации связано с крупной позднепалеозойской двухфазной интрузией лейкогранитов стандартного геохимического типа, в которой отмечаются относительно небольшие участки и дайковые тела литий-фтористых лейкогранитов. По уровню общей щелочности ассоциация близка к субщелочной. Рудопроявление находится в зоне ближайшего экзоконтакта лейкогранитов второй фазы интрузии, которые на этом участке представлены фацией микроклин-альбитовых литий-фтористых лейкогранитов. Контакт интрузии полого погружается под древние метаморфизованные вулканогенно-терригенные породы. Экзоконтактовая зона насыщена дайковыми телами диабазов, андезитовых порфириров, кварцевых порфиров и мелкозернистых гранитов. Встречаются также кварцевые жилы.

Зона, содержащая фенакит, приурочена к контакту одной из даек порфирита. Это жилообразная зона мощностью до нескольких дециметров, развивающаяся в основном по вмещающим породам. Она сложена кварцем, мелкозернистым сиреневым и темно-фиолетовым флюоритом и калиевым полевым шпатом. В центральных частях тела развиты кварцевые зоны и прожилки с зеленоватым флюоритом мощностью до 10–20 см, в зальбандах которых отмечается тонкочешуйчатая мусковитоподобная слюда. Кроме фенакита, в породах зоны отмечено на порядок большее, чем кларк, содержание олова.

Редкоземельная фельдшпатитовая формация выделена нами на примере богатых монацитом и ксенотимом зон флюоритовых фельдшпатитов Багазрынского массива литий-фтористых гранитов [23]. Эти зоны проявлены в крупнозернистых аляскитах главной интрузивной фазы и приурочены к разломам. В фельдшпатитах практически целиком исчезает кварц, появляется обильный флюорит, мусковит и концентрируется монацит. Среднее содержание р.з.э. в таких зонах 0,14%, мощность их 1–3 м и менее, протяженность — десятки метров. Практическая значимость этой формации пока не ясна.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЭПОХИ, ПРОВИНЦИИ, ПОЯСА, РАЙОНЫ РЕДКОМЕТАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Общая схема мезозойской редкометальной металлогении МНР разработана рядом исследователей [6, 10, 11, 13]. Эта схема базируется на закономерностях пространственного и временного распределения мезозойских интрузий, с которыми связано большинство этих проявлений. В последние годы набор генетических типов редкометальных проявлений мезозойского возраста расширился за счет открытых новых. Появились также новые данные о наличии на территории МНР позднепалеозойской редкометальной провинции. Возраст ее обосновывается следующими данными: [11, 13].

Массовые калий-аргоновые определения, давшие цифры 371–270 млн. лет [15], показывают позднепалеозойский возраст формации танталоносных гранитов Югодзырского района. Ранее эти массивы считались мезозойскими [4]. В настоящее время к мезозою здесь отнесены только молибден-вольфрамовые руды (с танталом) собственно Югодзырского месторождения и мелкие штоки литий-фтористых танталоносных гранитов. Позднепалеозойский возраст подтвержден также рубидий-стронциевым изохронным методом для Ханбогдинского массива редкометальных щелочных гранитов и пегматитов. В последние годы выяснилось также, что щелочные граниты Южно-Гобийского пояса комагматичны комендитам, участвующим в строении вулканогенно-осадочных толщ позднего карбона — нижней перми, возраст которых обоснован флористическими остатками [31]. Аналогичные соотношения между щелочными гранитами и пермскими комендитами выявлены Т.П. Хюпкуненом, И.В. Гордиенко, В.В. Ярмолюком для Северной Монголии. Для некоторых потенциально танталоносных массивов Западной Монголии позднепалеозойский возраст установлен С.П. Гавриловой и др. [5].

Таблица 2

Металлогенические провинции редкометального оруденения Монголии

Металлогеническая эпоха	Металлогеническая провинция	Рудный пояс	Рудный район	Геохимический тип магматических образований	
1	2	3	4	5	
PZ ₃	Монгольская редкометальная	Северо-Монгольский (Идэро-Селенгинский) циркониевый Южно-Гобийский редкоземельно-цирконий-ниобиевый	Хубсугульский	Пород повышенной щелочности	
			Ханбогдинский	То же	
			Хархадский Лугингольский	" "	
		Юго-Восточный редкометальный (Нукутда-бано-Халхингольский)	Югодзырский	Литий-фтористых гранитов	
			Хухдэулинский	Стандартных гранитов	
		Монголо-Алтайский редкометально-вольфрамовый		Литий-фтористых гранитов Стандартных гранитов	
MZ ₁	Северо-Восточная (Монголо-Забайкальская) редкометальная	Хэнтэйский золото-редкометальный	Верхне-Ононский	Гранодиорит-гранитный	
			Жанчивланский	Стандартных и литий-фтористых гранитов	
			Цагандабинский	То же	
			Хангайский	Стандартных (?) и литий-фтористых гранитов	
			Багагазрынский	Пород повышенной щелочности Литий-фтористых гранитов	
			Удзыгинский Нукутдабанский	Стандартных гранитов То же	
MZ ₂	Северо-Восточная (Монголо-Забайкальская) редкометальная	Внутренний оловянно-вольфрамовый	Сайншандинский	Литий-фтористых гранитов	
			Брайбунгхидский	Связи не наблюдается	
			Верхне-Кумырский Багаргалинский	Стандартных гранитов То же	

Рудная формация, минеральный тип (в скобках)	Оруденение	Примеры проявлений
6	7	8
Эвдиалитовых пегматитов	<u>Zr</u> *, Nb, TR	Урундушское
Редкометалльных щелочных гранитов и пегматитов	<u>TR</u> , <u>Zr</u> , Nb, Ta, Hf, Th, керамическое сырье (?)	Ханбогдинское
То же Редкоземельных щелочных вулканоплуто- нических пород (бастнезитовые карбона- титы)	То же TR	Хархадское Лугингольское
Танталосных гранитов (литиевослюдяной)	<u>Ta</u> , Li-слюда, керамическое сырье, Nb, Sn(?), W(?)	Югодзырские
Танталосных пегматитов	<u>Ta</u> , Li-слюда, Be, <u>Sn</u> , кера- мическое сырье	Хухдельулинские
Танталосных гранитов		
Танталосных пегматитов (мусковитовый)	<u>Ta</u> , слюда, керамическое сырье	Шток 2
Касситерит-вольфрамит-кварцевая (воль- фрамит-касситерит-турмалин-кварцевый с бериллом)	<u>W</u> , <u>Sn</u> , Be	Дзун-Тарца-Гольское
Онгонитовая плутоническая (литиевослюдя- ной)	<u>Ta</u> , Li-слюда, Rb, Nb	Жанчивланское (Эльситун)
Танталосных гранитов (литиевослюдяной)	<u>Ta</u> , Li-слюда, керамиче- ское сырье, Sn, Nb	Жанчивланское (Бурал-Хангай, Урту-Гоцзогор)
То же	То же	Борохуджиринское Цагандабинское
Касситерит-вольфрамит-кварцевая (вольфра- мит-касситерит-берилл-кварцевый)	<u>W</u> , Sn, Be	
Касситерит-вольфрамит-кварцевая (кас- ситерит-кварцевый с бериллом, вольфра- мит-касситерит-турмалин-кварцевый с бериллом)	<u>Sn</u> , Be	Жаргалантское Тумурхайрханское
Фенакит-флюорит-бертрандитовая (фенакит- флюоритовый)	<u>W</u> , Sn, Be	
Танталосных гранитов (литиевослюдяной)	<u>Be</u> , флюорит	Дуланобинское
Плутонических онгонитов (литиевослюдя- ной)	<u>Ta</u> , Li-слюда, керамическое сырье, Sn, Nb	Багаззыринское
Касситерит-вольфрамит-кварцевая (кассите- рит-вольфрамит-цинвальдит-кварцевый — цвиттеровый)	<u>Ta</u> Li-слюда, Rb, Nb	"
Редкоземельная фельдшпатитовая (монзонит- флюорит-полевошпатовая)	<u>W</u> , Sn, Ta	"
Танталосных гранитов (мусковитовый)	TR, керамическое сырье	"
То же	<u>Ta</u> , <u>Be</u> <u>Ta</u> , <u>Be</u>	Удзыгинское Югодзырское
Вольфрамит-кварцевая (вольфрамит-молиб- денит-берилл-кварцевый, жильный и грейзе- новый подтипы)	<u>W</u> , <u>Mo</u> , <u>Be</u> , Cu, Bi, As, Ta	"
Танталосных гранитов (литиевослюдяной)	<u>Ta</u> , Li-слюда, керамическое сырье, Sn, Nb	Заставное (Погра- ничное)
Цезиевых стекол	<u>Cs</u> , Rb (?)	Брайбунгхидское
Касситерит-вольфрамит-кварцевая (вольфра- мит-касситерит-берилл-кварцевый)	<u>W</u> , <u>Sn</u> , Be, слюда	Р. Дунне-Кумырское
Вольфрамит-кварцевая (вольфрамит-молиб- денит-берилл-кварцевый)	<u>W</u> , Mo, Be, слюда	Багаргаликское

Т а б л и ц а 2 (окончание)

1	2	3	4	5
			Чулунхуризтинский	Стандартных гранитов
			Хухуулинский (?)	Гранодиорит-гранитный и стандартных гранитов
			Дурулгуевский	Стандартных гранитов
			Балджигольский	Литий-фтористых гранитов
		"Замыкающий" вольфрамовый	Хангайский	Стандартных и литий-фтористых гранитов
			Онгон-Хайрханский	То же
			Түмэнцогтинский "	
			Бүрэнцогтинский "	
		Гобийский редкометалльно-редкоземельный	Мушугайский	Литий-фтористых вулканитов
				Пород повышенной щелочности
			Баянхошуйский	То же
			Дурбентдоритинский	Литий-фтористых вулканитов
			Улугейский	Пород повышенной щелочности

*Подчеркнуты главные рудные компоненты.

Позднепалеозойская металлогеническая эпоха (табл. 2, рис. 2) до сих пор изучена недостаточно. В эту эпоху, охватывающую каменноугольный и пермский периоды, сформировалась Монгольская редкометалльная металлогеническая провинция. К сожалению, из-за слабой изученности в ее пределах могут быть выделены только несколько металлогенических поясов и районов, разделенных огромными неизученными в части металлогении пространствами.

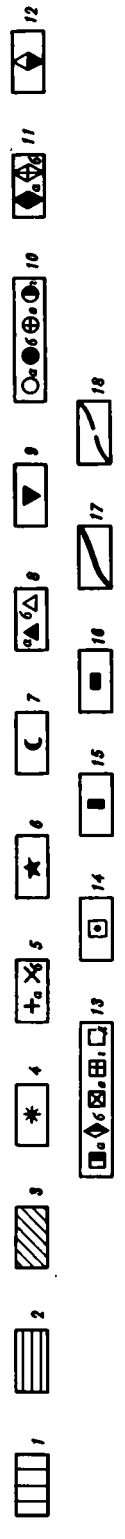
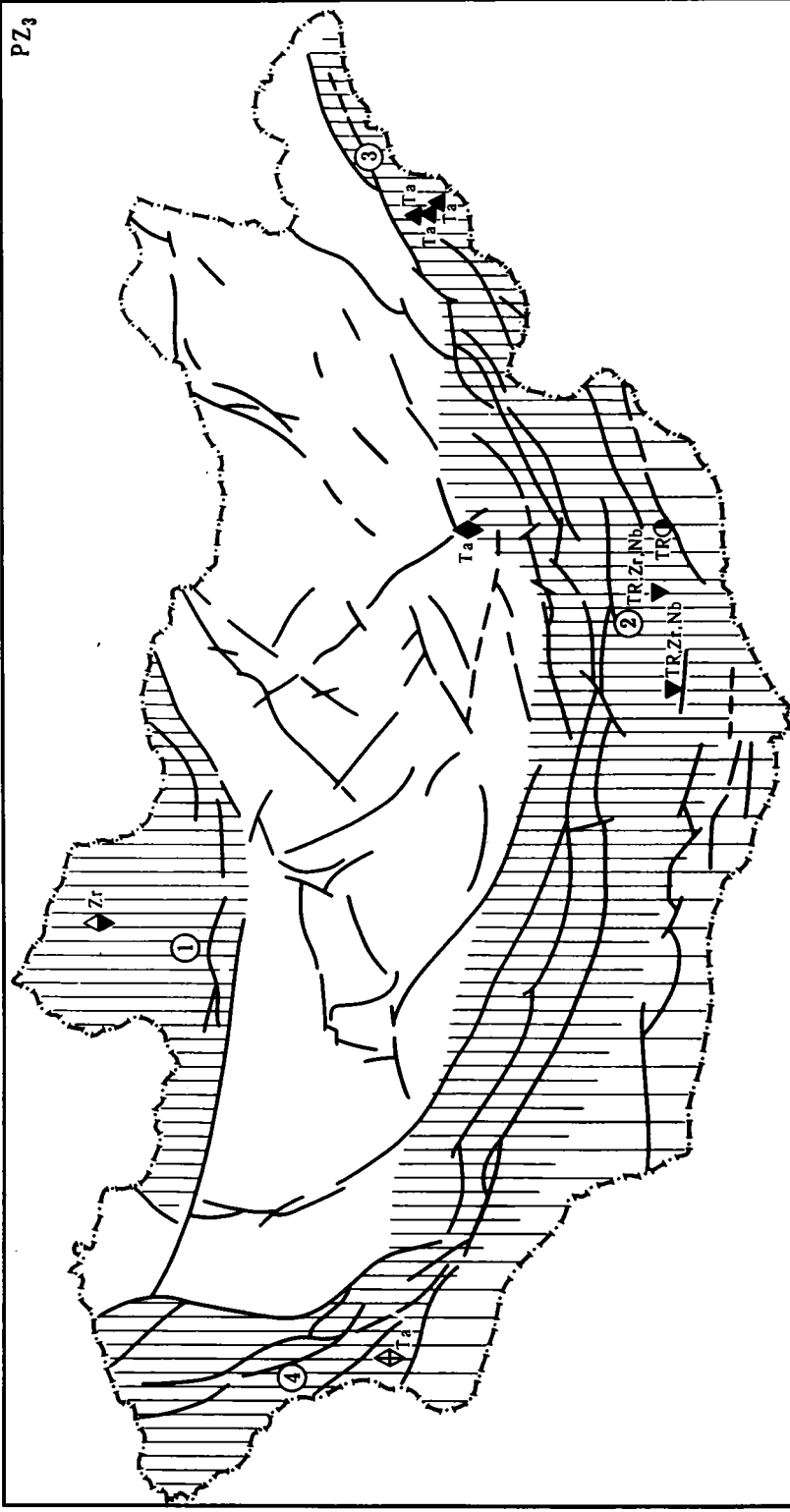
1. Северо-Монгольский (Идэро-Селенгинский) пояс с Хубсугульским металлогеническим районом, в котором пока известно только крайне плохо изученное проявление формации редкометалльных (эвдиалитовых) фойяитовых пегматитов [5, 16]. Этот пояс выделен на основе выявленных в его пределах потенциально рудоносных масси-

6	7	8
Вольфрамит-кварцевая (вольфрамит-молибденит-берилл-кварцевый) Танталосных гранитов (мусковитовый)	<u>W</u> , Mo, Be, слюда Ta, слюда, керамическое сырье	Чулунхуриэтинское Яргайтское
Танталосных пегматитов	Ta, слюда, керамическое сырье	Бэрхэингольское (Дурулгуевское)
Плутонических онгонитов (литиевослюдяной)	<u>Ta</u> , <u>Li</u> -слюда, Rb, Nb	Балджигольское
То же	<u>Ta</u> , <u>Li</u> -слюда, Rb, Nb	Ортское (Верхне-Тамирское)
Танталосных пегматитов (мусковитовый)	<u>Ta</u>	
Берилл-кварцевая	<u>Be</u>	Верхне-Тамирское
Плутонических онгонитов (литиевослюдяной, мусковитовый)	Ta, Li-слюда, Rb, Nb, Ta	Онгонхайрханское
Касситерит-вольфрамит-кварцевая (касситерит-вольфрамит-циннвальдит-кварцевый — цвиттеровый)	<u>W</u> , Sn, Ta, Li	То же (штокверковое)
Танталосных гранитов (литиевослюдяной) и пегматитов	<u>Ta</u> , Li-слюда, керамическое сырье, Sn, Nb	Араунчжульское, Унжульское
Вольфрамит-кварцевая (вольфрамит-молибденит-берилл-кварцевый, жильный и грейзеновый подтипы)	<u>V</u> , Mo, Be, Cu, Bi, As, Ta	Тумэнцогтинское
Танталосных гранитов (литиевослюдяной)	Ta, Li-слюда, керамическое сырье, Nb, Sn	Бурэнцогтинское (Восточное)
То же (мусковитовый)	<u>Ta</u> , слюда, керамическое сырье, Nb	Бурэнцогтинское (Западное)
Вольфрамит-кварцевая (вольфрамит-молибденит-берилл-кварцевый, жильный)	<u>W</u> , Mo, Be, Cu, Bi, As, Ta	Бурэнцогтинское
Онгонитовая вулканическая	<u>Ta</u> , Rb, Nb	Тэгулинское
Бериллиевых туфов	<u>Be</u>	"
Редкоземельных щелочных вулканоплутонических пород (меланефелиниты—мелалейцититы)	<u>TR</u> , P, магнезиальные бариевые слюды	Мушугайхудукское
эруптивные брекчии с карбонатитами	<u>TR</u> , <u>Sr</u> , керамическое сырье, флюорит, Pb	"
магнетит-апатитовые породы	<u>TR</u> , P, Th, Sr, магнетит (?) флюорит	"
Редкоземельных щелочных вулканоплутонических пород (эруптивные брекчии с карбонатитами)	<u>TR</u> , <u>Sr</u> , флюорит, барит	Баянхошуйское
Бериллиевых туфов	<u>Be</u>	Дурбентдоритинское
Редкоземельных щелочных вулканоплутонических пород (эруптивные брекчии с карбонатитами)	<u>TR</u> , P	Улугейское

вов щелочных пород (нефелиновых сиенитов, щелочных гранитов, комендитов и др.).

2. Южно-Гобийский редкоземельно-цирконий-ниобиевый пояс, пространственно и генетически связанный с одноименным поясом щелочных гранитов, комендитов и псевдолейцитовых сиенитов, протягивающийся через всю южную часть МНР (см. рис. 2). В его пределах известны рудные формации редкометалльных щелочных гранитов и пегматитов (Ханбогдинское и Хархадское проявления), а также редкоземельных щелочных вулканоплутонических пород (бастнезитовые карбонатиты в Лугингольском проявлении).

3. Юго-Восточный редкометалльный (Нукутдабано-Халхингольский) пояс с Югодзырским рудным районом, протягивающийся от крайнего юго-востока МНР (Халхинголь-



ский район) до Югодзыря. По последним данным, к западу от Югодзырского рудного района прослеживаются новые массивы гранитов стандартного геохимического типа с отдельными проявлениями литий-фтористых гранитов, потенциально рудоносных на тантал (массивы Салаа, Буторинский и др.).

4. Монголо-Алтайский редкометалльно-вольфрамовый металлогенический пояс, географически совпадающий с хребтами Монгольского и Гобийского Алтая; здесь известны проявления танталоносных гранитов литиевослюдяного минерального типа и мусковитовых танталоносных пегматитов.

Вне перечисленных поясов расположен Хухдэулинский рудный район с одноименным полем редкометалльных пегматитов, описанным выше.

В настоящее время удалось расшифровать зональную структуру позднепалеозойского магматического ареала МНР [16] и показать положение в ней перечисленных выше металлогенических поясов и районов. Структура этого ареала является симметрично-зональной, в ядре которой (Хангай-Хэнтэйская зона) сосредоточены наиболее крупные батолитообразные гранитоиды известково-щелочного ряда (хангайский, тарбагатайский комплексы), а также известково-щелочные вулканиты. Гранитоиды относятся в основном к гранодиорит-гранитному геохимическому типу. По северной, западной и южной периферии Хангай-Хэнтэйской зоны развиты более мелкие массивы лейкогранитов преимущественно стандартного геохимического типа. Наконец, по южной (Южно-Гобийский пояс) и северной (Идэро-Селенгинский) периферии позднепалеозойского ареала магматизма прослеживаются громадные пояса щелочных пород, образующие Северо-Монгольский и Южно-Гобийский редкометалльные металлогенические пояса. В целом геологическое строение позднепалеозойского ареала сходно с мезозойскими ареалами [12, 22]. Можно полагать, что и металлогеническая специфика этого ареала будет также близка к мезозойской. Видимо, пояса щелочных пород с редкоземельно-цирконий-ниобиевой минерализацией в связи со щелочными гранитами и псевдолейцитовыми сиенитами в позднем палеозое близки к периферическим поясам щелочных пород раннего мезозоя.

Ближе к ядру ареала, с его южной, западной и северной сторон, в области известково-щелочного магматизма расположены Юго-Восточный и Монголо-Алтайский редкометалльные пояса с танталовым оруденением. Судя по непрерывному развитию в этой зоне известково-щелочных лейкогранитов, потенциально рудоносных на тантал, вольфрам, олово и некоторые другие редкие элементы (танталоносные граниты и формации гидротермальной группы) не исключено, что эти два пояса соединяются в единый пояс, который может сопоставляться с зоной "распыленного" магматизма в раннем и позднем мезозое. Однако не ясно, входит ли в этот объединенный Халхингольский-Алтайский пояс Хухдэулинский редкометалльный район. Возможно, что он относится к другой металлогенической зоне, которая расположена еще ближе к Хангай-Хэнтэйскому ядру магматического ареала и в которой развиты относительно глубинные гранитные массивы, потенциально рудоносные на редкометалльные пегматиты.

Рис. 2. Схема строения позднепалеозойской Монгольской редкометалльной провинции (см. табл. 2)

1-3 — рудные пояса: 1 — позднепалеозойские (1 — Северо-Монгольский циркониевый, 2 — Южно-Гобийский редкоземельно-цирконий-ниобиевый, 3 — Юго-Восточный редкометалльный, 4 — Монголо-Алтайский редкометалльно-вольфрамовый), 2 — раннемезозойский (5 — Хэнтэйский золото-редкометалльный), 3 — позднемезозойские (6 — Внутренний оловянно-вольфрамовый, 7 — Замыкающий вольфрамовый, 8 — Гобийский редкометалльно-редкоземельный); 4-12 — магматические рудные формации и их минеральные типы: 4 — онгонитовая вулканическая, 5 — онгонитовая плутоническая (а — литиевослюдяной, б — мусковитовый), 6 — цезиевых стекол, 7 — бериллиевых туфов, 8 — танталоносных гранитов (а — литиевослюдяной, б — мусковитовый), 9 — редкометалльных щелочных гранитов и пегматитов, 10 — редкоземельных щелочных вулкан-плутонических пород (а — меланефелинитов-мелалейцититов, б — эруптивных брекчий с карбонатитами, в — магнетит-апатитовых пород, г — бастнезитовых карбонатитов), 11 — танталоносных пегматитов (а — литиевослюдяной, б — мусковитовый), 12 — эвдиалитовых пегматитов; 13-16 — гидротермальные рудные формации и их минеральные типы: 13 — касситерит-вольфрамит-кварцевая (а — касситерит-кварцевый, б — касситерит-вольфрамит-циннабдит-кварцевый — циттеровый, в — вольфрамит-касситерит-турмалин-кварцевый, г — касситерит-вольфрамит-мусковит-кварцевый, грейзеновый, д — вольфрамит-касситерит-берилл-кварцевый с сульфидами), 14 — вольфрамит-кварцевая (вольфрамит-молибденит-берилл-кварцевый — жильный и грейзеновый подтипы), 15 — фенакит-флюорит-бертрандитовая (фенакит-флюоритовый), 16 — редкоземельная фельдшпатитовая (монацит-флюорит-полевошпатовый); 17 — границы металлогенических провинций; 18 — разломы

В гранодиорит-гранитах Хангай-Хэнтэйского ядра проявления редких элементов пока не известны, как это отмечается и для Хэнтэйского ядра мезозойской металлогенической эпохи. Правда, здесь известны очень плохо изученные поля гранитных пегматитов, в которых возможна и редкометальная минерализация.

Раннемезозойская металлогеническая эпоха (см. табл. 2, рис. 3) объединяет проявления триасово-нижне-среднеюрского возраста ($T-J_1-J_2$). В связи с тем, что проявления редких элементов этого возраста сосредоточены в основном в северо- и юго-восточной частях МНР, мы выделяем раннемезозойские Северо-Восточную (Монголо-Забайкальскую) и Юго-Восточную редкометальные провинции. В пределах Северо-Восточной провинции все редкометальные проявления сосредоточены в Хэнтэйском золото-редкометальном поясе, расположенном по периферии зоны щелочноземельного магматизма [12, 22, 30], меньшая его часть находится на периферии области всей провинции (см. табл. 2). В Хэнтэйском металлогеническом поясе выделены Верхне-Ононский, Жанчивланский, Цагандабинский, Абдарский, Юдугуйнский и другие рудные районы. В периферическую область Северо-Восточной провинции включены Хангайский, Багагазрынский и Удзыгинский рудные районы. В Верхне-Ононском районе отмечена только попутная бериллиевая минерализация в проявлениях касситерит-вольфрамит-кварцевой формации (Дзун-Тарца-Гольское проявление). В Хангайском районе, где развиты лейкограниты стандартного и литий-фтористого геохимических типов, а также породы повышенной щелочности, проявлена касситерит-вольфрамит-кварцевая (Жаргалантское и Тумурхайрханское проявления) и фенакит-флюорит-берtrandитовая (Дуланобинское проявление) рудные формации. В Жанчивланском многофазном гранитоидном массиве (стандартные и литий-фтористые граниты) выделены онгонитовая плутоническая формация (Эльситуйнское проявление) и формация танталоносных гранитов (литиевослюдяной тип) в пределах Бурал-Хангайского и Урту-Гоцоггорского рудопоявлений. В Цагандабинском рудном районе также проявлена рудная формация танталоносных гранитов в пределах перспективного Борохуджиринского проявления, а также касситерит-вольфрамит-кварцевая формация с бериллом (Цагандабинское месторождение). В Багагазрынском рудном районе в связи с одноименным массивом литий-фтористых гранитов отмечены проявления рудных формаций танталоносных гранитов и плутонических онгонитов, а также касситерит-вольфрамит-кварцевая (цвиттеровый тип) и редкоземельная фельдшпатитовая формации. Абдарский, Юдугуйнский, Уланбаторский и Удзыгинский рудные районы характеризуются наличием одноименных массивов танталоносных гранитов.

Юго-Восточная провинция изучена еще недостаточно. Здесь мы выделяем Нукутдабанский и Сайншандинский районы. В Нукутдабанском районе проявлено оруденение формаций танталоносных гранитов (мусковитовый тип) и вольфрамит-кварцевой с бериллом (жильный и грейзеновый подтипы в пределах Югоздырского рудного поля). В Сайншандинском районе пока установлен один Заставный массив танталоносных литий-фтористых гранитов.

Таким образом, для раннемезозойской редкометальной металлогении намечаются общие с оловом и вольфрамом металлогенические провинции, пояса и районы. Раннемезозойский возраст рассмотренных проявлений обоснован геологическими и многочисленными радиологическими данными [4, 22].

Позднемезозойская металлогеническая эпоха (см. табл. 2, рис. 4) объединяет проявления редких элементов, сформировавшиеся в течение второй половины юры и в начале нижнего мела (J_3-K_1). Возраст этих проявлений обоснован многочисленными геологическими и радиологическими данными [22, 25]. В ряде районов (например, в Мушугайхудукском) отмечена двухэтапность редкометального оруденения: в верхней юре сформировалась рудная формация редкоземельных щелочных вулкано-плутонических пород, а в нижнем мелу — онгонитовая вулканическая формация и формация бериллиевых туфов (Тэгулинское проявление). Возможно, при накоплении новых данных эти возрастные интервалы редкометальной минерализации можно будет выделить и на других частях территории МНР. Пока же все рассмотренные ниже редкометальные проявления относятся к возрастному уровню чойбалсанской серии (J_3-K_1).

В позднемезозойскую эпоху сформировалось значительно большее разнообразие редкометальных формаций по сравнению с позднепалеозойской и раннемезозойской эпохами. Все они сконцентрированы в Северо-Восточной (Монголо-Забайкальской) редкометальной провинции. В ее пределах выделены (см. табл. 2, рис. 4): Внутрен-

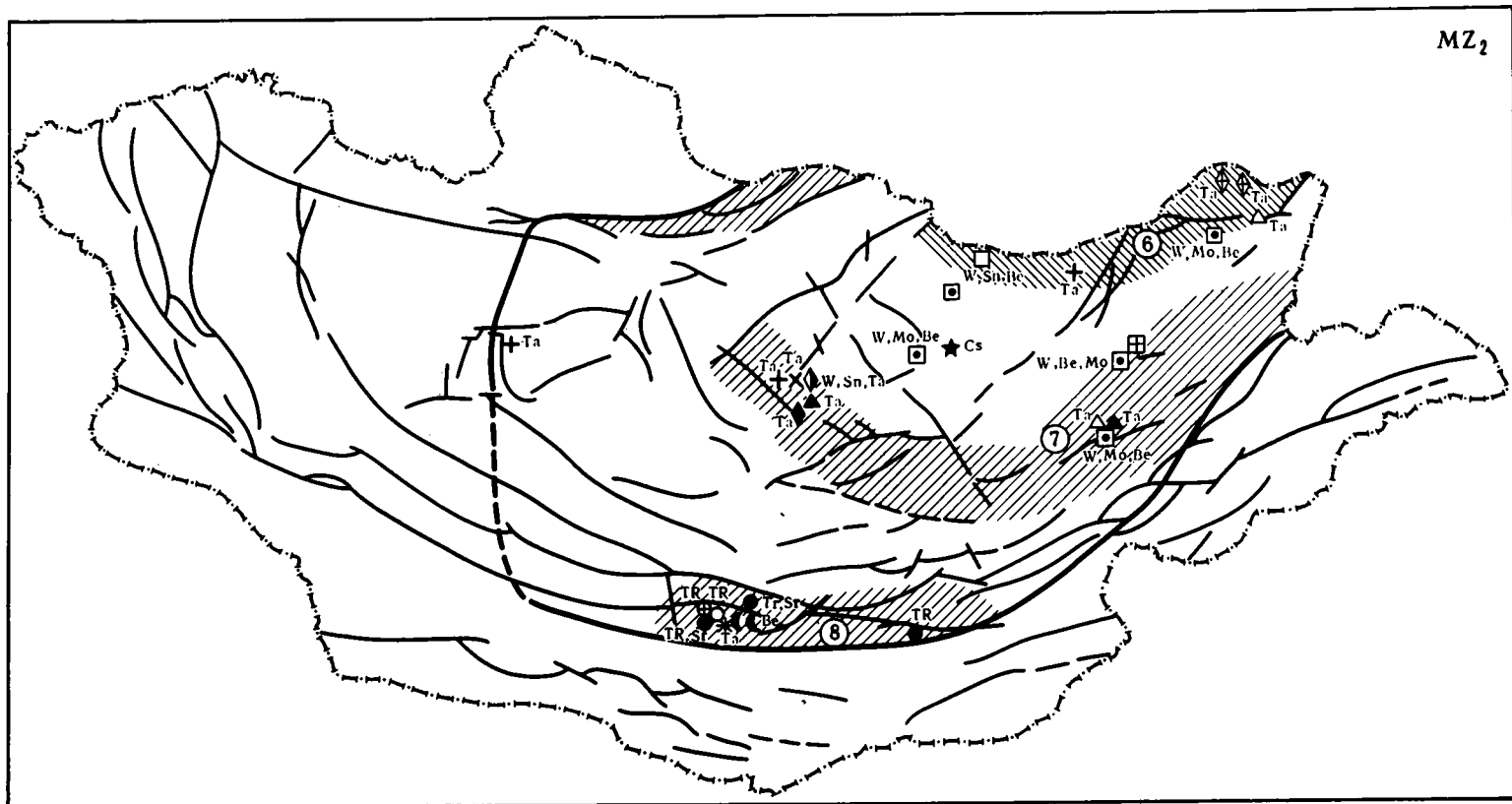


Рис. 4. Схема строения позднемезозойской Северо-Восточной (Монголо-Забайкальской) редкометальной провинции (см. табл. 2)
Условные обозначения те же, что на рис. 2

ний оловянно-вольфрамовый, "Замыкающий" вольфрамовый и Гобийский редкометально-редкоземельный металлогенические пояса.

В пределах Внутреннего оловянно-вольфрамового пояса проявлены рудные формации цезиевых стекол (Брайбунгхидское), танталоносных турмалин-мусковитовых гранитов (Хухуулинское), танталоносных мусковитовых пегматитов (Дурулгуевское), плутонических онгонитов (Балджигольское), а также касситерит-вольфрамит-кварцевая (Багаргаликское и Чулунхуриэтинское). Для "Замыкающего" вольфрамового пояса характерны те же рудные формации, что и для Внутреннего пояса. Особенностью этого пояса является комплексный характер рудных районов (например, Онгон-Хайрханский, Бурэнцогтинский) с проявлением различных рудных формаций.

Гобийский редкометально-редкоземельный металлогенический пояс выделяется нами в качестве самостоятельной металлогенической единицы впервые. Он состоит из Мүшугайхудукского, Баянхошуйского, Дурбентдоритинского и Улугейского рудных районов, в которых сосредоточены новые для Монголии редкометальные рудные формации: онгонитовая вулканическая, бериллиевых туфов, редкоземельных щелочных вулканоплутонических пород.

СОПОСТАВЛЕНИЕ С СОСЕДНИМИ РЕГИОНАМИ

Рациональная разработка проблем редкометальной металлогении МНР, оценка рудоносности отдельных металлогенических эпох, практическая значимость уже известных формационных проявлений и перспектив поисков новых должны проводиться на основе сравнительного металлогенического анализа территории МНР и прилегающих территорий, в первую очередь значительно лучше изученных областей СССР.

Как показал опыт работы над схемой мезозойской металлогении МНР, необходимым условием подобного анализа является разработка моделей структурно-магматической зональности для соответствующих металлогенических эпох с использованием не только особенностей распределения магматических пород, но и структуры осадочно-метаморфического основания. Однако построение таких моделей в настоящее время затруднено из-за противоречивости существующих тектонических схем и недостаточной, в первую очередь геохимической, изученности магматических пород.

Большая часть площади позднемезозойского ареала магматизма находится за пределами МНР, в области Забайкалья, Становика и Приаргунья. Металлогенические пояса Забайкалья, как показано выше, замыкаются на территории Монголии. Учитывая, что на территории МНР представлена преимущественно периферическая часть ареала, здесь следует ожидать преобладания позднемезозойских интрузивных ассоциаций несколько повышенной щелочности с оруденением кварц-вольфрамитовой (молибден-вольфрамовой) формации с сопутствующими бериллиевым оруденением, а также бериллиевой минерализацией в районах распространения карбонатных и основных вулканогенно-осадочных пород. Юго-восточный фланг ареала, характеризующийся широким распространением кислых вулканитов, интересен в отношении редкометальных вулканических образований, в частности цезиеносных стекол.

В связи с установленной в последнее время достаточно широкой распространенностью на территории Монголии гнейсо-гранитных ассоциаций, связанных с мезоабиссальными фациями гранитоидов стандартного геохимического типа [18], более определенными становятся районы вероятного нахождения пегматитов натриево-литиевой формации. В частности, к ним принадлежит область, примыкающая к Ононскому разлому (до его пересечения с Орхонским) и район Их-Хайрханского "ствола" интрузий.

В отличие от позднемезозойской основная часть раннемезозойской редкометальной провинции находится на территории МНР. Опыт изучения рудных объектов Забайкалья указывает на необходимость более внимательного исследования рудоносности интрузивных и вулканоплутонических ассоциаций повышенной щелочности (в частности субщелочных), развитых в периферической зоне раннемезозойского ареала, в отношении сопутствующего бериллиевому и редкоземельному оруденению.

Из ареалов более древних эпох обращают на себя внимание проявления литий-фтористых редкометальных гранитов в приграничных частях Саяно-Байкальской области позднепалеозойской активизации в палеозойских редкоземельно-редкометальных щелочных гранитоидов Тувы. Однако вероятность их продолжения на территорию МНР еще не ясна.

Не ясны также перспективы обнаружения приразломных редкометалльных метасоматитов в пределах области раннекаледонско-протерозойской консолидации Северной Монголии.

К сожалению, весьма мало металлогенической информации, касающейся редкометального оруденения, по соседним территориям КНР. Из имеющихся данных необходимо отметить наличие на ее территории в приграничных районах с МНР крупного редкоземельно-железородного месторождения Баюнь-Обо. В связи с этим желательна ревизия железородных проявлений юга МНР на редкие элементы. Дополнительным критерием при такой ревизии может служить обилие флюорита в рудах.

ФАКТОРЫ РУДОНОСНОСТИ И ПЕРСПЕКТИВЫ ПОИСКОВ РЕДКОМЕТАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ МОНГОЛИИ

Обращаясь к вопросам распределения редкометального оруденения в пределах Монголии, перспективам поисков различного редкометального сырья и оценке факторов, контролирующих редкометальное оруденение, прежде всего необходимо остановиться на некоторых общих принципах подхода к их разрешению. В настоящее время у большинства исследователей не вызывает сомнений связь эндогенного редкометального оруденения с магматизмом. И если конкретные генетические формы такой связи ясны далеко не всегда, то пространственная сопряженность, коррелятивность типов оруденения и магматизма, признаки геохимического родства магматизма и сопряженного оруденения определяют магматический фактор как ведущий в размещении эндогенного редкометального оруденения. Следовательно, изучение связей оруденения с магматизмом и закономерностей пространственного и временного распределения магматических пород, представляющих собой одно из наиболее явных и доступных качественному и количественному изучению проявлений эндогенной активности, является непременным условием эффективности металлогенических построений. Оптимальным подходом к решению этой задачи представляется анализ магматического контроля оруденения в связи с геологическим строением территорий на следующих уровнях, каждый из которых фактически анализирует и другие факторы редкометального оруденения.

1. Выделение основных режимов тектонического развития региона (геодинамических обстановок) и соответствующих им комплексов геологических формаций и ареалов магматизма, определяющих распределение главных металлогенических провинций (и субпровинций) эндогенного редкометального оруденения и общий их профиль. Здесь возникают известные затруднения в связи с неоднозначностью решения, обусловленного обилием и противоречивостью существующих тектонических схем. Более объективным может быть эмпирическое выделение провинций на основе ареалов магматизма соответствующих возрастных этапов. Имеющиеся данные позволяют выделить для территории МНР три позднефанерозойские редкометальные провинции (вернее, их группы), которые были рассмотрены выше (см. табл. 2, рис. 2—4).

С известной долей вероятности, как было отмечено в предыдущем разделе, можно предположить также обнаружение среднепалеозойских гранитоидов повышенной щелочности и других щелочных пород с сопутствующим редкометальным оруденением, а также редкометальных приразломных метасоматитов и пегматитов в докембрийских блоках различных регионов Монголии.

2. Геохимическая типизация магматических пород. Поскольку потенциальная рудоносность магматических тел определяется их геохимическим типом и условиями становления [12, 17, 24, 29], принадлежность магматических пород к конкретному геохимическому типу в общем виде определяет вероятный спектр сопутствующего оруденения. Важнейшими для МНР типами редкометальных магматитов являются следующие.

Среди известко-щелочных — граниты стандартного и литий-фтористого геохимических типов, вулканические и субвулканические аналоги литий-фтористых гранитов — онгонитов (см. табл. 1).

Среди пород повышенной щелочности, объединенных предварительно в один гетерогенный и неоднородный геохимический тип, — прежде всего формация щелочных гранитов, включающая проявления редкоземельных элементов, циркония, ниобия и сопутствующих редких элементов. В эту группу входит также формация калиевых щелоч-

ных пород и карбонатитов с проявлениями редкоземельных элементов, стронция и бария (см. табл. 1).

Кроме перечисленных формаций щелочных пород, достаточно хорошо изученных в геохимическом отношении, следует учитывать весьма высокую вероятность обнаружения субщелочной, сиенито-гранитовой и субщелочной гранит-лейкогранитовой формаций с сопутствующим редкоземельно-ниобий-бериллиевым оруденением. Поздние аляскиитоидные члены этих формаций по своей геохимической специфике близки к гранитам литий-фтористого типа.

3. Исследование закономерностей распределения геохимических типов магматических пород в связи с тектоническими структурами соответствующего этапа и структурой древнего основания. Решение этой задачи дает возможность установить основные черты структурно-магматической зональности ареала и в соответствии с ней наметить металлогенические пояса. В качестве примера можно привести анализ зональности мезозойских ареалов магматизма [12, 22] (см. табл. 2).

4. Выделение магматических ассоциаций, объединяющих парагенезы магматических пород определенных геохимических типов, фаций глубинности и набора фаз внедрения, характерных для достаточно крупных (сопоставимых в одном из измерений со структурно-формационными зонами, поднятиями, прогибами) участков ареалов магматизма определенных циклов [17]. Оно дает возможность показать вещественную индивидуальность магматизма той или иной конкретной структуры, дать более детальную характеристику зональности ареалов в связи со структурами осадочно-метаморфических толщ и разрывной тектоникой. В частности, подобный подход выявил мозаично-блоковый характер структуры ареалов мезозойского магматизма, ее связь с системой основных разломов территории Монголии и возрастом структур древнего основания [17 и др.]. Магматические ассоциации характеризуются вполне определенным спектром типов оруденения, в связи с чем смена интрузивных ассоциаций в пределах металлогенических поясов соответствует определенным изменениям их рудной специфики. Понимание специфики ассоциаций, поиски их недостающих членов в конкретных массивах могут служить важным элементом прогноза. Таким путем, в частности, были обнаружены проявления танталоносных альбитовых гранитов в Цагандабинском (Боро-Худжийин) и Их-Хайрханском районах.

5. Определение признаков, благоприятных для обнаружения редкометального оруденения в конкретных массивах, принадлежащих определенным рудоносным геохимическим типам. Для массивов известково-щелочных ассоциаций эти признаки следующие: 1) высокая дифференцированность, разнообразие фаз и фаций, парагенезис гранитоидов стандартного и литий-фтористого геохимических типов; 2) широкое распространение аляскитовых гранитов, являющихся поздними фазами дифференцированных гранитоидных ассоциаций; 3) гипабиссальные и приповерхностные фации глубинности (исключая пегматитовую формацию, формирующуюся в мезоабиссальных условиях); 4) достаточно крупные масштабы и относительно слабая эродированность гранитоидов интрузии; 5) наличие альбитсодержащих гранитов с характерными пойкилитовыми структурами (основной массой с преобладанием мелколейстового и мелко-таблитчатого альбита и более крупными вкрапленниками кварца со структурой "снежного кома") и текстурами, содержащих литиевые слюды (включая литийсодержащий фенгит-мусковит), топаз, амазонит; 6) ильменит-монацитовый или монацит-колумбитовый с флюоритом и топазом характер акцессорной минерализации; 7) повышенные по сравнению с кларковыми концентрации и в особенности дисперсии содержаний типоморфных лития, рубидия, фтора, олова, ниобия, тантала, гафния, иногда бериллия, вольфрама, пониженные содержания стронция, бария, редкоземельных элементов и отношения Nb/Ta, Zr/Hf; 8) обогащение типоморфными редкими элементами пород поздних фаз и апикальных частей гранитных куполов; 9) присутствие в рудных полях характерных околосильных и площадных метасоматитов (двуслюдяных и мусковитовых гранитов, альбититов, экзогрейзенов, цвиттеров, фельдшпатитов, амазонит-кварцевых жил, жильных оловорудных проявлений касситерит-топаз-кварцевого типа); 10) наличие прямых признаков оруденения (коренных проявлений оруденения, шлиховых и металлометрических ореолов, слабых радиоактивных аномалий ториевого типа).

Для массивов щелочных ассоциаций: 1) широкое распространение парагенезисов с амфиболами серии рибекит-арфведсонит и с эгирином; 2) наличие альбитсодержа-

щих гранитов; 3) высокое значение коэффициента агапитности, значительно превышающее единицу; 4) повышенные по сравнению с кларковыми концентрации лития, рубидия, бериллия, цинка, олова, редкоземельных элементов, ниобия, тантала, циркония, иногда фтора, пониженные концентрации бария, стронция и повышенные величины отношений Nb/Ta, Zr/Hf; 5) накопление в породах поздних фаз перечисленных выше типоморфных элементов; 6) присутствие в гранитоидах эльпидита и других цирконо-, титано-силикатов ниобия и щелочей, акцессорных тантало-ниобатов, редкоземельных силикатов и др.; 7) наличие тел щелочных пород с неоднородной (полосчатой, пятнистой и др.) текстурой, часто с участками шлировых щелочногранитных пегматитов; 8) наличие прямых признаков рудоносности.

Что касается субщелочных редкометалльных ассоциаций, то в МНР пока нет достаточного изученных модельных объектов подобного типа. Исходя из первых имеющихся данных и опыта изучения редкометалльных объектов в других регионах, можно полагать, что большинство признаков, отмеченных в качестве благоприятных для известково-щелочных ассоциаций, будет, по-видимому, справедливо и для субщелочных собственно гранитных ассоциаций с естественной поправкой на их более высокую щелочность. Последняя выразится в увеличении содержаний редкоземельных элементов и отношений Nb/Ta, Zr/Hf в завершающих дифференциатах гранитоидов, появлении в парагенезисах альбитсодержащих гранитов магнетита, рибекита, метамиктных цирконов, фторкарбонатов р.з.э., иногда эльпидита и криолита, железистых литиевых слюд. В ассоциациях сиенито-гранитового состава геохимические признаки высокой щелочности приобретают еще более выраженный характер вплоть до появления собственно щелочных гранитоидов с характерной для них металлогенической спецификой.

6. Разрывная тектоника — один из важнейших факторов размещения редкометалльного оруденения, который проявляется на всех уровнях изучения металлогении и магматического контроля редкометалльного оруденения, начиная с наиболее общих черт зональности ареалов магматизма и кончая структурой отдельных массивов и рудных тел. Значение этого фактора хорошо иллюстрирует пример металлогении раннемезозойского ареала магматизма, структура которого закономерно сочетается с системой разломов Монголо-Охотского линеймента [12, 17]. Зоны таких разломов, как Ононский, Баянгольский, Орхонский, ограничивая область известково-щелочного магматизма, являются внешними границами золото-редкометалльного пояса Хэнтэя. Известные рудные зоны в пределах пояса — Бархинская, Модотинская, Уланбаторская — соответствуют зонам одноименных поперечных разломов ("порогов").

7. Литологический фактор также проявляется на всех уровнях металлогенического контроля. Его значимость и конкретность при оценке перспектив и прогнозе оруденения, как правило, возрастают с ростом детальности исследований. Особую важность он приобретает при прогнозировании оруденения флюорит-берtrandит-фенакитовой и скарновой формаций.

Перечисленные здесь факторы, естественно, не исчерпывают всего многообразия геохимических и геологических причин, обуславливающих рудоносность территории Монголии на редкие элементы. Тем не менее их анализ позволяет высказать ряд соображений относительно общих перспектив рудоносности и развития работ по поискам редкометалльного сырья в МНР. Здесь можно наметить несколько направлений.

1. Разведка и комплексное изучение полей известных редкометалльных проявлений.

2. Поиски новых объектов известных в Монголии минеральных типов оруденения в пределах известных рудных зон, узлов и районов.

3. Прогноз и поиски новых районов редкометалльного оруденения известных в Монголии минеральных типов.

4. Прогноз и поиски новых для МНР типов редкометалльного оруденения.

Учитывая комплексный характер большинства типов редкометалльных проявлений и уровень их изученности в МНР, рассмотрение поставленных вопросов рациональнее вести не пометалльно, а по формационным типам оруденения, выделяя там, где это возможно, значимость отдельных минеральных типов.

Известные в настоящее время поля редкометалльных проявлений Монголии можно разделить на две группы. Первую составляют рудопроявления относительно хорошо изученных и освоенных районов с традиционной для Монголии ассоциацией танталоносных гранитов (или натриево-литиевых пегматитов) с гидротермальным оловянным и вольфрамовым оруденением (Жанчивланский, Цагандабинский, Дурулгуевско-Чулун-

хуриэтинский, Их-Хайрханский, Бурэнцогтинский, Югодзырский районы; см. табл. 2, рис. 3.4). Ко второй относятся массивы щелочных пород с апатит-редкоземельно-редкометальной минерализацией и некоторые другие, выявленные в последние годы работами Советско-Монгольской геологической экспедиции (Мушугайхудукский, Ханбогдинский). В обоих случаях выявление промышленных перспектив и рациональное освоение связано с комплексным использованием сырья, включая нерудную компоненту (керамическое сырье, флюорит, малолитиевые светлые слюды и др.) и извлечение редких элементов из оловянных и вольфрамовых концентратов.

Этот вопрос особенно важен для освоения и продления "жизни" старых рудных районов с оловянным и вольфрамовым оруденением, где разработка отдельных небольших рудных месторождений часто оказывается экономически нерентабельной.

Комплексное изучение оруденения должно сопровождаться опосредованным и разведкой прилегающих площадей, включающими средне- и крупномасштабную геологическую съемку и маршрутные поиски, геохимические поиски по вторичным и первичным ореолам рассеяния, геофизические работы (гравиметрия, радиометрия и др.). Работы последних лет в таких горнорудных районах, как Забайкалье, Рудные горы, показали достаточно высокую вероятность обнаружения новых слепых и слабо эродированных рудных тел, а также увеличение перспектив за счет выявления новых, ранее не эксплуатировавшихся типов руд.

С учетом сказанного среди известных рудных районов Монголии в качестве наиболее перспективных на редкометальное сырье выделим следующие: Жанчивланский, Цагандабинский, Бурэнцогтинский, Югодзырский (танталоносные граниты) и Дурулгуевско-Чулунхуриэтинский (пегматиты), Мушугайхудукский (карбонатиты), Ханбогдинский (щелочные граниты и пегматиты).

Иного подхода требует решение следующей задачи — прогнозирования и поисков новых рудных полей редкометальных проявлений уже известных в Монголии формационных типов. В общем виде эту задачу можно сформулировать как выделение потенциально рудоносных магматических ассоциаций с анализом конкретных геологических условий с учетом всех известных признаков рудоносности и последующим прогнозом перспективных массивов и геологических ситуаций. Естественно, имея в виду слабую изученность редкометального оруденения и геологии Монголии вообще, в данном случае трудно надеяться на точную оценку промышленной значимости оруденения.

Обнаружение проявлений формаций, связанных с ассоциациями известково-щелочной серии, наиболее вероятно в провинциях мезозойского и в меньшей мере позднепалеозойского возраста. Для танталоносных гранитов, интрузивных онгонитов, натриево-литиевых пегматитов перспективны следующие ассоциации: мензинская (включая район Прикеруленского массива), где имеются прямые признаки танталоносных гранитов; их-хайрханская; эгиндабинская; уланбаторская (восточная), прикерулено-гобийская. Не исключена вероятность находок редкометальных пегматитов в Модотино-Эрэндабанском поднятии, где в последнее время выделяются все новые массивы мезозойских гнейсо-гранитных ассоциаций [18]. Наконец, отметим новую область проявления ассоциации стандартных и литий-фтористых гранитов позднепалеозойского возраста [13], протягивающуюся от района Югодзыр на запад предположительно до района Хух-Дель-Ула.

В самых общих чертах можно наметить области вероятного обнаружения эффузивных онгонитов на площадях развития позднепалеозойских и позднемезозойских (цаганцабских) контрастных базальт-трахилипаритовых ассоциаций в Восточной Монголии.

Основной областью, перспективной на редкометальное оруденение формаций редкометальных щелочных гранитов и пегматитов и редкоземельных щелочных вулканоплутонических пород, остается Южно-Гобийский пояс щелочных пород, где продолжают находки новых массивов щелочных магматических пород.

Задача поисков новых районов и полей редкометального оруденения известных формационных типов тесно смыкается с прогнозом новых для МНР типов редкометального оруденения, базирующимся на тех же принципах. В числе перспективных, по-видимому, следует назвать субщелочные (до щелочных) гипабиссальные и приповерхностные интрузивные ассоциации с сопутствующим бериллий-редкоземельно-тантал-ниобиевым оруденением. Необходимым условием для проявления экзоконтактовой минерализации флюорит-берtrandит-фенакитовой формации является наличие благоприятных кремнисто-карбонатных или основных алюмосиликатных вмещающих

пород. Обнадеживающим признаком могут служить единичные находки фенакита в кварц-флюоритовых зонах в Центральной Монголии. Благоприятны позднепалеозойская гранит-лейкогранитовая ассоциация Восточного Хангая, юго-западная и южная части периферической зоны магматизма повышенной щелочности раннемезозойского ареала магматизма. Заслуживает внимательного анализа в этом плане также Джидинская зона. В связи с эффузивными фациями субщелочных и близких к ним по щелочности риолитовых ассоциаций можно ожидать обнаружения берtrandитового оруденения в туфах типа Маунтин-Пасс в США, первые признаки которого выявлены в районе Тэг-Ула и описаны выше.

Не исключена также вероятность находок фтор-бериллиевых скарнов в связи с ассоциациями гранитов стандартного и литий-фтористого геохимических типов, сопровождающихся вольфрамовым, молибденовым и оловянным оруденением.

Более проблематичен вопрос прогноза рудоносности щелочных интрузий и поисков полевошпатовых приразломных метасоматитов в раннекаледонско-докембрийских породах Северной Монголии.

Прогнозирование новых районов и полей редкометального оруденения и оценка общих перспектив территории МНР требует выполнения комплекса металлогенических работ, специальных систематических исследований, которые являются частью общего анализа эндогенной металлогении. В научно-методическом плане комплекс таких работ предполагается в следующем виде: 1) составление металлогенической карты МНР в масштабе 1:1 500 000; 2) составление схем металлогении отдельных эпох на основе карт тектоно-магматической зональности в том же масштабе; 3) разработка комплексных карт рудоносности отдельных перспективных районов в масштабах 1:500 000 — 1:200 000; 4) составление сводки прямых признаков рудоносности, включающей данные геохимии, геохимических поисков, шлиховых съемок, радиометрических поисков, маршрутных исследований и др.; 5) включение в плановые задания поисково-съемочных и тематических работ поиски и прогноз редкометального оруденения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Владыкин Н.В. Средние содержания и парагенезисы акцессорных минералов в рудоносных гранитоидах Монголии. — В кн.: Вопросы минералогии и геохимии месторождений Восточной Сибири. Иркутск, 1973, с. 13—19.
2. Владыкин Н.В., Дорфман М.Д., Коваленко В.И. Минералогия, геохимия и генезис редкометальных топаз-лепидолит-альбитовых пегматитов Монгольской Народной Республики. — В кн.: Новые данные о минералах СССР. М.: Наука, 1974, вып. 22, с. 6—49.
3. Владыкин Н.В., Коваленко В.И., Дорфман М.Д. Минералогические и геохимические особенности Хан-Богдинского массива щелочных гранитов (Монгольская Народная Республика). М.: Наука, 1981, 136 с.
4. Геология Монгольской Народной Республики. Т.2. Магматизм, метаморфизм, тектоника. М.: Недра, 1973, 751 с.
5. Гранитоидные и щелочные формации в структурах Западной и Северной Монголии / С.П. Гаврилова, Н.С. Зайцев, В.А. Павлов, Р.М. Яшина. М.: Наука, 1975, 288 с.
6. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.М., Коваленко В.И., Салтыковский А.Я. Мезозойская структурно-магматическая и металлогеническая зональность восточной окраины Азии и ее интерпретация с позиций новой глобальной тектоники. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1975, т. 11, с. 334—344.
7. Классификация и номенклатура магматических горных пород / Е.Д. Андреева, О.А. Богатилов, М.Б. Бородаевская и др. М.: Недра, 1981, 160 с.
8. Коваленко В.И. Петрология и геохимия редкометальных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977, 206 с.
9. Коваленко В.И., Коваленко Н.И. Онгониты — субвулканические аналоги редкометальных литий-фтористых гранитов. М.: Наука, 1976, 127 с.
10. Коваленко В.И., Владыкин Н.В., Горегляд А.В. Восточная Монголия — новая провинция редкометальной минерализации. — В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977, с. 189—205.
11. Коваленко В.И., Зайцев Н.С., Яншин А.Л. Генетические типы редкометальной минерализации в МНР. — Геология руд. месторождений, 1979, № 5, с. 27—36.
12. Коваленко В.И., Сомойлов В.С., Горегляд А.В. Богатые редкими элементами онгонитовые вулканы. — Докл. АН СССР, 1979, 246, № 3, с. 682—686.
13. Коваленко В.И., Коваль П.В., Антулин В.С., Якимов В.М. Проблемы потенциальной рудоносности магматических пород зон тектоно-магматической активизации (на примере мезозоя западной части Монголо-Охотского пояса). — В кн.: Петрология и петрохимия рудоносных магматических формаций. М.: Наука, 1981, с. 68—132.
14. Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Коваль П.В., Цыпуков Ю.П. Геохимические типы мезозойских

- гранитоидов Монголии и их металлогения. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1975, т. 11, с. 329—334.
15. Коваленко В.И., Смирнов В.Н., Горегляд А.В., Владыкин Н.В. Верхнепалеозойские литий-фтористые редкометалльные граниты Юго-Восточной Монголии. — Докл. АН СССР, 1979, 244, № 2, с. 430—434.
 16. Коваленко В.И., Яшина Р.М., Ярмолюк В.В. и др. Позднепалеозойский магматизм Монголии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 12, с. 17—27.
 17. Коваль П.В. Геохимические особенности мезозойских магматических ассоциаций Монголии. — В кн.: Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979, с. 168—177.
 18. Коваль П.В., Смирнов В.Н. Гнейсо-граниты мезозойских поднятий и проблема мезозойской гранитизации (МНР). — В кн.: Геохимия эндогенных процессов. Иркутск: Ин-т геохимии СО АН СССР, 1979, с. 86—91.
 19. Козан Б.И. Редкие металлы. М.: Наука, 1978. 347 с.
 20. Коржинский Д.С. Метамагматические процессы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 12, с. 3—6.
 21. Кузнецов В.А. Некоторые вопросы металлогении Монголии и закономерности размещения эпitherмального оруденения, связанного с мезозойской активизацией. — В кн.: Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979, с. 68—77.
 22. Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. М.: Наука, 1975. 308 с.
 23. Редкометалльные гранитоиды Монголии: Петрология, распределение редких элементов и генезис / В.И. Коваленко, М.И. Кузьмин, Л.П. Зоненшайн и др. М.: Наука, 1971. 239 с.
 24. Россовский Л.Н., Шостацкий А.Н., Матросов И.И. Особенности натро-литиевых пегматитов Восточной Гоби (МНР). — Докл. АН СССР, 1971, 201, № 4, с. 949—952.
 25. Самойлов В.С., Коваленко В.И. Комплексы щелочных пород и карбонатитов Монголии. М.: Наука, 1983. 170 с.
 26. Самойлов В.С., Коваленко В.И., Смирнова Е.В. и др. Новый тип редкометалльных руд в карбонатитовых комплексах. — Докл. АН СССР, 1981, 261, № 4, с. 941—945.
 27. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1976. 688 с.
 28. Схематическая карта магматических формаций Монгольской Народной Республики (краткая объяснительная записка). — В кн.: Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979, с. 25—31.
 29. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.
 30. Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974. 284 с.
 31. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Грегль А.В., Самойлов В.С. Щелочной магматизм Южной Монголии и его структурное положение. — Докл. АН СССР, 1979, 247, № 5, с. 1244—1248.
 32. Shawe D.R. Arizona—New Mexico and Nevada — Utah beryllium belts. — Geol. Surv. Prof. Pap., 1966, 550-C, p. 206—213.

УДК 553.463:552.45:552.3 (517.3)

П.В. КОВАЛЬ, В.М. ЯКИМОВ

ОЛОВЯННЫЕ И ВОЛЬФРАМОВЫЕ ЭНДОГЕННЫЕ РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ МОНГОЛИИ

Эндогенное вольфрамовое и оловянное оруденение принадлежит к числу традиционных и наиболее хорошо изученных в Монголии, как источник рудного материала оно определяет также распространенность и масштабы экзогенных проявлений этих металлов. Сведения о большинстве известных сейчас месторождений и рудопроявлений вольфрама и олова Монголии приведены в работах [2, 4, 18].

Как показывает опыт изучения оловянно-вольфрамовых провинций, ведущим фактором эндогенной металлогении олова и вольфрама является закономерная связь оруденения с гранитоидным магматизмом. Поэтому при кратком рассмотрении систематики и закономерностей размещения оловянного и вольфрамового оруденения Монголии основное внимание уделено магматическому аспекту проблемы.

СИСТЕМАТИКА РУДНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ

В основу существующих классификаций месторождений олова и вольфрама положены различные принципы: тектонический, структурно-геологический, физико-химический, геохимический, вещественно-геологический и др.

В качестве примера генетической систематики оловянных и вольфрамовых месторождений Монголии можно привести классификацию А.Д. Каленова [6]. В работах других исследователей [2, 4, 22] типизация месторождений олова и вольфрама МНР базируется на минералогических и геологических признаках.

**Рудные формации и парагенетические типы вольфрамовых
и оловянных рудных проявлений Монголии**

Таблица 1

Генетическая группа формаций	Рудная формация	Парагенетический (минеральный) тип	Минералы рудных тел		
			главные рудные	главные жильные	
1	2	3	4	5	
Метаматматические	Онгонитовая		Колумбит-танталит	Альбит, микроклин, кварц, слюда	
	Танталоносных гранитов		Колумбит-танталит, пироклор-микролит, касситерит	Альбит, микроклин, кварц, <u>литиевые слюды</u>	
	Пегматитовая	Мусковит-микроклиновый	Касситерит, вольфрамит	Кварц, микроклин, мусковит	
		Лепидолит-альбитовый, по [9]	Тантало-ниобаты, касситерит	Кварц, альбит, микроклин, лепидолит	
Гидротермальные	Касситерит-вольфрамит-кварцевая (оловянно-вольфрамовая)	Касситерит-вольфрамит-циннвальдит-кварцевый (цвиттеровый)	Касситерит, <u>ферберит</u>	Кварц, <u>литиевые слюды</u> , топаз	
		Касситерит-кварцевый	Касситерит	Кварц	
		Касситерит-вольфрамит-мусковит-кварцевый с сульфидами	Касситерит, вольфрамит	"	
		Грейзеновый подтип	То же	Кварц, <u>мусковит</u>	
		Вольфрамит-касситерит-берилл-кварцевый с сульфидами	Вольфрамит, касситерит	Кварц	
		Вольфрамит-касситерит-турмалин-кварцевый	То же	"	
	Вольфрамит-кварцевая (молибден-вольфрамовая)	Вольфрамит-молибденит-берилл-кварцевый	Вольфрамит, молибденит, <u>берилл</u>	"	
		Грейзеновый под-	То же	Кварц, мусковит	
	Вольфрамит-кварцевая (молибден-вольфрамовая)	Вольфрамит-кварцевый с сульфидами	Вольфрамит	Кварц	
		Гюбнерит-кварцевый с сульфидами	<u>Гюбнерит</u>	"	

Минералы рудных тел	Положение относительно интрузий	Морфология рудных тел	Примеры месторождений и рудопроявлений
подчиненные			
6	7	8	9
Топаз	Экзоконтактовая зона, самостоятельные тела	Дайки, пластообразные тела	Онгон-Хайрхан, Бага-Газрын, Балджи-Гол и др.
"	Эндоконтактовые зоны, дайки в эндо- и экзоконтактовых зонах	Штоки, прикровлевые зоны интрузий, купола, дайки	Урту-Гоцзогор, Боро-Худжирийн, Абдар
Плагиоклаз	Эндо- и экзоконтактовые зоны	Жилы	Түмэн-Цогт, Баян-Дэлгэр, Баян-Обо, Халцзан-Ула
Апатит, турмалин, топаз, берилл и др.	Экзоконтактовые зоны интрузий	"	Хух-Дель-Ула, Унчжүл
Флюорит	То же	Грейзеновые зоны, прожилки и жилы	Бага-Газрын, Хара-Мориту, Эльситуйн
Мусковит, полевые шпаты, флюорит, пирит, арсенопирит	Экзо- и эндоконтактовые зоны	Жилы, зоны брекчирования	Зигей-Хундей, Умундэлгэр, Баян-Цаган, Абдаранту, Улан-Буриду, Оловянный самородок
Мусковит, топаз, флюорит, пирит, арсенопирит и др.	То же	Жилы, штокверки	Модото, Баин-Мод, Баян-Обо, Цаган-Обо, Баин-Хан, Жанчивалан и др.
Топаз, флюорит, пирит, арсенопирит	Эндоконтактовые зоны	Грейзеновые зоны, прожилки, жилы	Хучжигхан, Большая Зиленда
Мусковит, полевой шпат, молибденит, берилл, флюорит	Экзо- и эндоконтактовые зоны	Жилы, штокверки	Верхний Кумыр, Цаган-Даба
Мусковит, турмалин, полевой шпат, флюорит, молибденит, берилл и др.	Эндоконтактовая зона	Жилы, прожилки	Дзун-Тарца-Гол
Мусковит, флюорит, карбонаты, шеелит, пирит, арсенопирит, халькопирит, серпирит, висмутин и др.	Экзоконтактовые (реже эндоконтактовые) зоны	Жилы, зоны брекчирования	Югодзыр, Бүрэн-Цогт, Чулуун-Хуриэтэ, Батуй, Багаргалик, Сайханульская рудная зона
	Эндоконтактовые зоны	Грейзеновые зоны, прожилки и жилы	Югодзыр, Түмэн-Цогт, Цаган-Тологой
Полевые шпаты, мусковит, флюорит, шеелит, пирит, арсенопирит и др.	Эндоконтактовые (реже экзоконтактовые) зоны	Жилы	Нурингол, Сагсай, Юдугмин, Салаа, Олон-Туру, Пограничное, Их-Наротин-Хид, Бабха-Хонгор
Мусковит, калиевый полевой шпат, флюорит, шеелит, берилл, молибденит, касситерит, пирит, сфалерит, халькопирит и др.	Преимущественно экзоконтактовые зоны	"	Их-Хайрхан, Онгон-Хайрхан, Хар-Чулу, Майхан-Худук, Буянты, Западный

Таблица 1 (окончание)

1	2	3	4	5
Гидротермальные	Силикатно-сульфидная	Касситерит-турмалиновый	Касситерит	Кварц, турмалин
	Сульфидная	Касситерит-сульфидный	Касситерит, галенит, сфалерит	
Скарновые	Скарновая	Шеелит-гранатовый	Шеелит	Гранат, везувин, кальцит
		Касситерит-магнетит-пироксен-гранатовый Касситерит-магнетит-сульфидный	Касситерит, магнетит Касситерит, магнетит, сфалерит, галенит, халькопирит	Гранат, пироксен, амфибол Кварц, эпидот

Примечание. Подчеркнуты основные типоморфные минералы и месторождения. Детальное расчленение на парагенетические типы приведено в работе П.В. Ковалева [10].

Нам представляется, что в подобных классификациях наиболее рационально сочетать геохимический и физико-химический подходы, позволяющие количественно оценить состав и условия формирования месторождений и максимально приблизиться к пониманию их генезиса. К сожалению, выполнению этой задачи пока препятствуют недостаточная геохимическая изученность оловянного и вольфрамового оруденения МНР и сложность физико-химического анализа гидротермальных парагенезисов. В основу приведенной формационной систематики эндогенных оловянных и вольфрамовых проявлений МНР (табл. 1) положены особенности их минерального состава и (в меньшей мере) геологического строения. Вслед за С.С. Смирновым [19], В.А. Кузнецовым [15] в рудные формации нами объединяются группы месторождений и рудопроявлений со сходными минеральным составом и геологическими условиями образования.

Оловянное и вольфрамовое оруденение Монголии отличается значительным формационным разнообразием (см. табл. 1). Наряду с традиционно выделяемыми гидротермальными, скарновой, пегматитовой и гранитовой формациями в самостоятельную формацию отнесены также редкометальные онгониты [7]. Все известные рудные проявления олова и вольфрама разделяются на две неравные по объему группы. Первую составляют проявления, формирующиеся в алюмосиликатной среде с относительно невысокой концентрацией основных компонентов и представляющие обычные регрессивные ряды эндогенных образований, связанных с гранитным процессом (граниты — пегматиты — грейзены и гидротермальные жилы). Ко второй группе относятся скарны, появление которых определяется наличием благоприятных кремнисто-карбонатных или богатых основными компонентами алюмосиликатных вмещающих пород.

Выделение формации редкометальных скарнов как потенциального источника редкометального сырья имеет принципиальное значение. Однако в связи с крайне слабой изученностью скарнов Монголии типизация их носит сугубо предварительный характер (см. табл. 1).

При обосновании отдельных парагенетических (минеральных) типов особое внимание было уделено типоморфным парагенезисам минералов рудных тел и околорудных метасоматитов. Как было показано на примере редкометальных альбитовых гранитов [7, 10], подобный подход значительно облегчает последующий анализ парагенезисов и режима летучих компонентов рудоносных систем. Важнейшими в этом отношении являются парагенезисы фтор-, бор-, литийсодержащих минералов (мусковит + флюорит, берилл, мусковит + флюорит + топаз, литиевая слюда + топаз + флюорит, мусковит + флюорит + турмалин ± берилл и др.), парагенезисы с карбонатами, хлоритом и ранним шеелитом, отмечающие изменения активности важнейших летучих компонентов в минералообразующей среде и температуры минералообразования.

6	7	8	9
Хлорит, карбонаты, халькопирит, арсенопирит, сфалерит, молибденит Мусковит, флюорит, <u>турмалин, хлорит, карбонат, пирит, арсенопирит, халькопирит</u>	Экзоконтактовые зоны То же	Жилы и прожилки Зоны брекчирования	Хуху-Ула, Дзэн-Ширэ Хара-Мориту
Кварц, эпидот и др.	"	Пластообразные залежи	Бэйса, Эрдэнэ-Толой
Кварц	"	То же	Баян-Обо
Везувиан, пирит	"	"	Орцог-Обо

Особо следует указать на важность ферберит-гюбнеритового отношения как показателя кислотности-щелочности и (в меньшей степени) температуры образования парагенезисов [24] и целесообразность выделения в связи с этим собственно гюбнеритовых (гюбнерит-кварцевых) и ферберитовых (цвиттеры) проявлений в самостоятельные парагенетические типы.

Наибольшим разнообразием геологических признаков (положение по отношению к "материнским" интрузиям, морфология рудных тел, соотношения жильных и площадных метасоматических образований) характеризуются проявления гидротермальной, в первую очередь кварцевой группы формаций (см. табл. 1). Для последней типично также развитие грейзенизации вплоть до образования существенно грейзеновых проявлений в эндоконтактовых зонах интрузий. Однако выделение грейзенов в самостоятельную формацию или подформацию представляется нецелесообразным, поскольку в этом случае к различным подформациям или формациям должны быть отнесены не только грейзеновые и жильные части единых проявлений, но также жильное выполнение и околожильные грейзены одних и тех же рудных жил. При преобладающем развитии грейзенов более целесообразно выделение грейзеновых подтипов в соответствующих парагенетических типах, как это сделано, например, для касситерит-вольфрамит-мусковит-кварцевого и вольфрамит-молибденит-берилл-кварцевого типов (см. табл. 1).

Существование переходных по своим характеристикам рудопроявлений и парагенетических типов, а также общая недостаточная изученность оловянного и вольфрамового оруденения Монголии, отмечавшиеся ранее [22], нередко затрудняют отнесение отдельных объектов к тому или иному типу. Естественно поэтому, что рассматриваемая схема может быть не только уточнена, но и значительно расширена.

Как следует из имеющихся данных (см. табл. 1), при значительном формационном разнообразии проявлений оловянного и вольфрамового оруденения Монголии в настоящее время ведущая в практическом отношении роль принадлежит месторождениям вольфрамит-кварцевой (вольфрамит-молибденит-берилл-кварцевый тип) и касситерит-вольфрамит-кварцевой (касситерит-вольфрамит-мусковит-кварцевый тип) формаций. Причем вольфрамовое оруденение преобладает над оловянным. Однако в дальнейшем можно ожидать существенного изменения практической значимости различных формаций и типов как за счет известных, но непромышленных пока типов (скарны, касситерит-силикатные, касситерит-сульфидные, альбитовые граниты и др.), так и в связи с возможным обнаружением новых для МНР типов оруденения (стратиформная шеелитовая, антимонит-ферберитовая минерализация и др.).

Выяснение форм связи оруденения с магматизмом и теоретическое их объяснение составляют одну из коренных задач эндогенной металлогении. Проблема эта еще далека от окончательного решения. Тем не менее имеющиеся данные позволяют сформулировать ряд общих принципов и эмпирических признаков магматического контроля оруденения. Эмпирическим подтверждением связи оловянной и вольфрамовой минерализации с магматизмом являются: 1) устойчивая пространственная ассоциация эндогенных рудных образований с гранитоидными телами; 2) нахождение подавляющего большинства рудных проявлений в пределах проекций нескрытых эрозией частей интрузий [3]; 3) связь оруденения с определенными геохимическими типами массивов; 4) наличие более тонких геохимических связей между интрузиями и сопутствующим типом оруденения.

В наиболее общей форме потенциальная рудоносность магматических тел определяется геохимическим типом и геологической обстановкой их становления [16, 20]. Коренные проявления вольфрамового и оловянного оруденения МНР и образующиеся за их счет россыпи в большинстве ассоциируют с гранитами стандартного и литий-фтористого геохимических типов (плюмозитовыми редкометальными лейкогранитами, по Л.В. Таусону). Значительно реже они связаны с лейкогранитными фациями интрузий гранодиорит-гранитного геохимического типа (палингенные гранитоиды известково-щелочного ряда) [5]. Нетрудно заметить (табл. 2), что большая часть известной гидротермальной оловянно-вольфрамовой и молибден-вольфрамовой минерализации МНР ассоциирует с массивами гранитов стандартного геохимического типа. Онгониты, редкометальные альбитовые граниты, цвиртеры, некоторые проявления вольфрамит-молибденит-берилл-кварцевой и касситерит-сульфидного типов связаны с массивами литий-фтористых гранитов. Единичные проявления известны в массивах гранодиорит-гранитного типа.

Проявления скарнов установлены в связи с гранитоидами всех геохимических типов, исключая литий-фтористый. Однако собственно вольфрамовые и оловянные скарновые рудопоявления пока известны лишь в районах интрузий стандартного геохимического типа (Баян-Обо, Бэйсэ).

Обращают на себя внимание формационные различия оруденения, сопутствующего различным ассоциациям гранитов стандартного геохимического типа. В частности, раннемезозойские граниты с железистыми и магнезиально-железистыми биотитами Хэнтэйского золотого-редкометального пояса (Цаган-Даба, Жанчивлан, Модото и др.) сопровождаются оруденением касситерит-вольфрамит-кварцевой формации. Оруденение вольфрамит-кварцевой формации ассоциирует преимущественно с гранитами, содержащими более магнезиальные биотиты (периферическая зона ареала поздне-мезозойского магматизма, массивы Их-Хайрханской группы, Их-Наротин-Хид, Тумэн-Цогт и др.). Для последних характерны также более низкие содержания олова и титана в магнетитах [14]. Такое изменение составов биотита и магнетита связано с общим повышением щелочности (или фугитивности кислорода) парагенезисов с магнезиальным биотитом [13, 14].

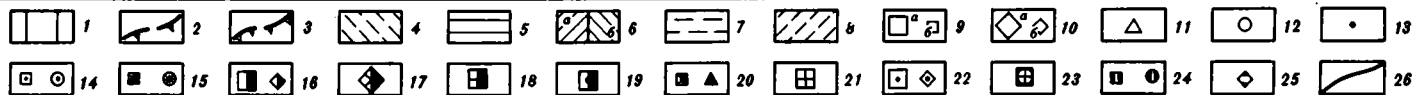
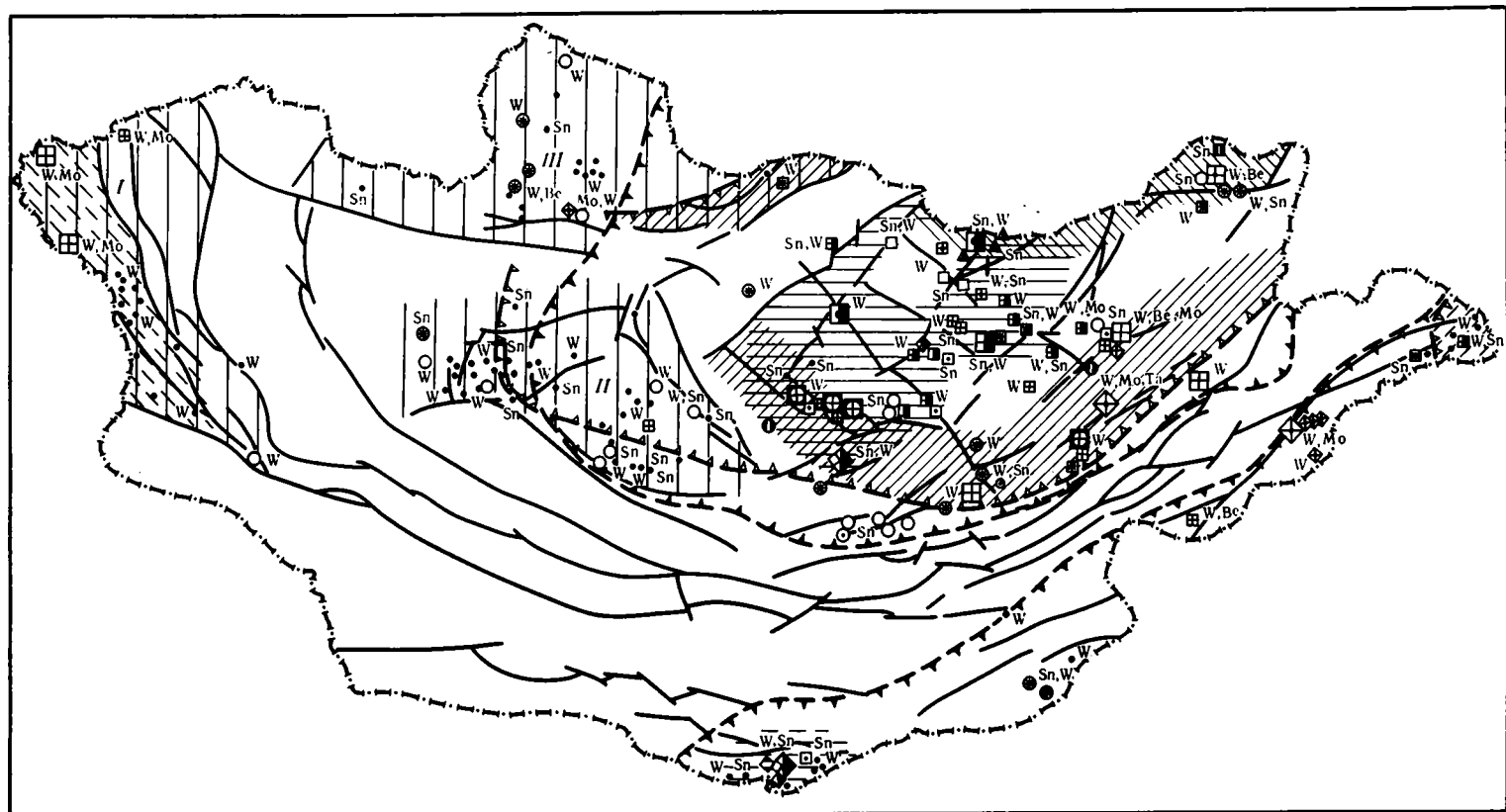
Наиболее магнезиальный состав биотитов и низкие концентрации титана и олова в магнетитах отмечаются в массивах с губнеритовой минерализацией (Онгон-Хайрхан). Аналогичная взаимосвязь состава биотитов интрузий и типа вольфрамового оруденения установлена также для губнеритовых месторождений Восточного Забайкалья [1].

Тип вольфрамового оруденения связан с характером геохимической эволюции гранитоидных ассоциаций [12]. Выделено два крайних типа вольфрамоносных гранитоидов: 1) без накопления или с убыванием вольфрама в поздних интрузивных фазах (интрузии гранитов стандартного геохимического типа, вольфрамовое или молибден-вольфрамовое оруденение, массивы Их-Хайрхан, Их-Наротин-Хид, Тумэн-Цогт); 2) с накоплением вольфрама в поздних интрузивных фазах (интрузии с проявлением гранитов литий-фтористого типа, оловянно-вольфрамовое и танталовое оруденение, массивы Бага-Газрын, Жанчивлан, Цаган-Даба). Указанные типы гранитных интрузий различаются не только общей геохимической спецификой, но и физико-химическими параметрами газовой-жидких включений в минералах сопутствующих рудопоявлений [5].

Связь оловянного и вольфрамового оруденения Монголии
с гранитоидными массивами различных геохимических типов

Формация	Парагенетический тип рудных прояв- лений	Гранодиорит- гранитный	Гранодио- рит-гранит- ный + стан- дартный	Стандартный		Литий-фто- ристый
				гранитоиды с железистыми и магнезиально- железистыми биотитами	гранитоиды с магнези- альными биотитами	
Онгонитовая					Онгон-Хайр- хан	Бага-Газ- рын, Балд- жи-Гол Жанчивлан, Цаган-Даба
Танталоносных гранитов						
Пегматитовая	Мусковит-микро- клиновый Лепидолит-альбито- вый			Баян-Обо, Ту- мэн-Цогт	Унчжул	
Касситерит- вольфрамит- кварцевая	Касситерит-воль- фрамит-цинналь- дит-кварцевый (цвиттеровый) Касситерит-квар- цевый			Умун-Дэлыгер, Баян-Цаган, Зигей-Хундай Модото, Баян- Обо, Юдугын		Бага-Газрын, Хара-Мориту
	Касситерит-воль- фрамит-мусковит- кварцевый с суль- фидами Вольфрамит-кас- ситерит-берилл- кварцевый с суль- фидами Касситерит-воль- фрамит-турмалин- кварцевый Вольфрамит-молиб- денит-берилл-квар- цевый Вольфрамит-квар- цевый с сульфида- ми Гюбнерит-кварце- вый с сульфидами	Большая Зи- ленда		Верхний Кумыр, Цаган-Даба		
Вольфрамит- кварцевая	Касситерит-турма- линовый	Даун-Тарца- Гол			Түмэн-Цогт	
	Касситерит-суль- фидный				Их-Наротин- Хид	
Силикатно-суль- фидная	Касситерит-турма- линовый		Хуху-Ула		Их-Хайрхан, Онгон-Хайрхан	
Сульфидная	Касситерит-суль- фидный					Хара-Мориту
Скарновая		Район Онон- ской интрузи- и	Баяндунг	Баян-Обо, Бэй- са (?)		

Из геологических особенностей рудоносных интрузий наиболее существенны разме-
ры, степень эродированности, глубина и структурная обстановка формирования. В це-
лом для промышленного оловянного и вольфрамового оруденения благоприятны
высокодифференцированные гипабиссальные и приповерхностные гранитоидные ассо-
циации с проявлением гранитоидов различных геохимических типов (в первую оче-
редь стандартного) и (или) большим разнообразием фаций. К благоприятным призна-
кам вольфрамоносных гранитов стандартного геохимического типа относятся также
лейкократовый их характер, двуслюдяные и мусковитовые парагенезисы, наличие
кварц-мусковитовых грейзенов и кварцевых жил, повышенные (в 2—5 раз и более
по сравнению с "материнскими" гранитами) концентрации вольфрама в послемагма-
тических образованиях (грейзенизированных и альбитизированных гранитах, грейзе-
нах и др.), куполо- и гребневидные формы интрузий.



Закономерные связи оруденения с магматизмом, с одной стороны, состав и фациальная зональность магматизма и тектоническая структура соответствующих областей [11, 17] — с другой, дают возможность использовать зональность ареалов магматизма отдельных тектоно-магматических циклов в качестве одной из важнейших основ эндогенной металлогении. В табл. 3 и на рисунке приводится общая схема металлогений вольфрама и олова территории МНР, составленная на основе анализа закономерностей развития магматизма и прямых признаков оруденения. Металлогенические провинции выделены в соответствии с ареалами магматизма отдельных тектоно-магматических циклов. В связи с меньшей изученностью магматизма и оруденения палеозойских провинций относительно детально схема разработана лишь для мезозойского оруденения Монголии [17].

Металлогенические пояса, как правило, расположены в соответствии с зональностью магматических ареалов. Намечающиеся мезозойские рудные пояса в Монголии, по существу, являются продолжением линейных рудных поясов Забайкалья, установленных С.С. Смирновым. Анализ новых данных, в первую очередь по территории МНР, позволил осуществить возрастное расчленение Забайкало-Монгольской мезозойской металлогенической провинции на ранне- и позднемезозойскую соответственно двум главным циклам магматизма, а также установить, что рудные пояса на территории МНР замыкаются и их металлогенический характер трансформируется в юго-западном направлении. В частности, показано, что золото-молибденовый пояс приобретает молибден-вольфрамовую специфику.

Широко распространено мнение, что основное промышленное оруденение в западной части этого пояса связано с мезозойскими гранитами гуджирского комплекса и их аналогами на территории МНР. Полученные в последнее время данные подтверждают, что значительная часть редкометальных рудопоявлений этого района может быть связана с лейкократовыми гранитами более древних циклов. Так, предположительно "гуджирские" гранитоиды, опробованные нами в приграничной полосе Желтура-Эгийн-Гол, где А.В. Ильиным, В.М. Моралевым и др. обнаружены шлиховые ореолы вольфрамита, по данным калий-аргонового метода имеют палеозойский возраст.

Изменение рудной специфики поясов соответствует смене интрузивных ассоциаций. Например, при переходе от уланбаторской ассоциации к ононской либо к ерогольской в Хэнтэйском поясе наблюдается смена редкометального оруденения золото-редкометальным.

Размещение рудоносных интрузий, их совокупностей, "стволов" и соответствующих им рудных узлов, зон, полей и отдельных месторождений в пределах металлогенических поясов определяется системой глубинных разломов и других разрывных нарушений, которые по отношению к общей тектоно-магматической зональности провинций могут рассматриваться как металлогенические факторы более высоких порядков. В этом плане необходимо отметить зоны поперечных рудоконтролирующих

←
Схема размещения эндогенного вольфрамового и оловянного оруденения Монголии

1—3 — металлогенические провинции, соответствующие ареалам магматических пород различного возраста: 1 — средне-позднепалеозойские (I — Монголо-Алтайская, II — Центральная-Монгольская, или Хангайская, III — Северо-Монгольская), 2 — контуры раннемезозойских провинций, 3 — контур позднемезозойской провинции; 4—6 — металлогенические пояса: 4 — Монголо-Алтайский редкометальный, 5 — Хэнтэйский золото-редкометальный, 6 — позднемезозойские (а — Внешний вольфрамовый, б — Внутренний оловянно-вольфрамовый); 7—8 — рудные районы: 7 — Хараморитинский, 8 — Халхингольский; 9—12 — месторождения (а) и рудопоявления (б), связанные с гранитами следующих геохимических типов: 9 — стандартного, 10 — литий-фтористого, 11 — гранодиорит-гранитного, 12 — неустоявшегося геохимического типа; 13 — прямые признаки оловянной и вольфрамовой минерализации (шлиховые, металлометрические ореолы показаны только за пределами рудных поясов); 14 — пегматитовые проявления; 15 — скарновые проявления; 16—20 — типы месторождений и проявлений касситерит-вольфрамит-кварцевой формации: 16 — касситерит-кварцевый, 17 — касситерит-вольфрамит-циннвальдит-кварцевый, 18 — касситерит-вольфрамит-мусковит-кварцевый с сульфидами, 19 — вольфрамит-касситерит-берилл-кварцевый с сульфидами, 20 — касситерит-вольфрамит-турмалин-кварцевый; 21—23 — типы месторождений и проявлений вольфрамит-кварцевой формации: 21 — вольфрамит-кварцевый с сульфидами, 22 — вольфрамит-молибденит-берилл-кварцевый, 23 — гюбнерит-кварцевый с сульфидами; 24 — проявления силикатно-сульфидной формации; 25 — проявления сульфидной формации; 26 — разломы; зн. 9—12 — соответствуют проявлениям, формационная принадлежность которых не установлена

Общая характеристика металлогенических провинций оловянного и вольфрамового оруденения МНР

Металлогеническая провинция	Рудный пояс	Рудный узел и район	Интрузивная ассоциация	Геохимический тип интрузий
1	2	3	4	5
Северо-Восточная позднемезозойская	Внутренний оловянно-вольфрамовый "Замыкающий" вольфрамовый	Верхне-Кумырский Багараликский	Мензінская гнейсо-гранит-лейкогранитная То же	Стандартный То же
		Чулунхуриэтинский	Ульдзинская диорит-гранодиорит-лейкогранитная	"
		Хухуулинский	То же	Гранодиорит-гранитный и стандартный
		Ульдзинский район	"	Стандартный
		Онгон-Хайрханский, Их-Хайрханский	Их-Хайрханская гнейсо-гранит-лейкогранитная	Стандартный, литий-фтористый
		Буянтинский	Прикерулено-Гобийская гранит-лейкогранитная	Стандартный
		Их-Наротинхидский	То же	"
		Тумэнцогтинский	"	Стандартный, литий-фтористый
		Бурэнцогтинский	Прикерулено-Гобийская гранит-лейкогранитная	То же
		Харайрагский	?	?
Северо-Восточная раннемезозойская	Халхингольский район		Халхингольская лейкогранитная	Стандартный
	Хэнтэйский золото-редкометальный	Верхне-Ононский	Ононская диорит-гранодиорит-гранитная	Гранодиорит-гранитный
		Модотинский	Уланбаторская (восточная) гранит-лейкогранитная	Стандартный
		Жанчивланский	Уланбаторская (западная) гранит-лейкогранитная	"
	Периферическая область провинции	Цагандабинский	То же	То же
		Хангайский редкометальный район		"
		Багагазынский	Северогобийская трахипарит-щелочногранит-лейкогранитная	Литий-фтористый
Юго-Восточная раннемезозойская	Хараморитинский район Нукутдабанский район Солонкерский район	Салаа		Стандартный
			Ассоциация Юго-Восточной полосы раннемезозойских интрузий щелочно-гранит-лейкогранитная	" Литий-фтористый
				Стандартный

Рудная формация и парагенетический тип	Оруденение	Примеры месторождений (подчеркнуты) и рудопроявлений
6	7	8
Касситерит-вольфрамит-кварцевая, вольфрамит-касситерит-берилл-кварцевый	W, Sn, Be	<u>Верхний Кумыр</u>
Вольфрамит-кварцевая, вольфрамит-молибденит-берилл-кварцевый	W, Mo, Be	<u>Багаргалик</u>
Касситерит-вольфрамит-кварцевая, касситерит-кварцевый	Sn	<u>Зигей-Хундэй</u>
Вольфрамит-кварцевая, вольфрамит-молибденит-берилл-кварцевый	W, Mo, Be	<u>Чулун-Хуриэтэ</u>
Силикатно-сульфидная, касситерит-турмалиновый	Sn	<u>Хуху-Ула</u>
Скарновая, шеелит-гранатовый	W	<u>Эрдэнэ-Тологой</u>
Вольфрамит-кварцевая, гюбнерит-сульфидно-кварцевый	W	<u>Онгон-Хайрхан, Их-Хайрхан</u>
То же	W	<u>Буюнты</u>
Вольфрамит-кварцевая, вольфрамит-кварцевый	W	<u>Их-Наротин-Хид</u>
Вольфрамит-кварцевая, вольфрамит-молибденит-берилл-кварцевый, гюбнерит-сульфидно-кварцевый	W, Mo, Be	<u>Түмэн-Цогт</u>
Вольфрамит-кварцевая, вольфрамит-молибденит-берилл-кварцевый	W	<u>Западный Барун-Цогт</u>
Скарновая	W, Mo, Be	
Касситерит-вольфрамит-кварцевая, касситерит-вольфрамит-мусковит-кварцевый с сульфидами	W, Cu, Bi W, Sn	<u>Их-Дулан-Обо</u> <u>Нумургинское</u>
Касситерит-вольфрамит-кварцевая, касситерит-вольфрамит-мусковит-кварцевый, вольфрамит-касситерит-турмалин-кварцевый	Sn W, Sn	<u>Большая Зиленда</u> <u>Дзун-Тарца-Гол</u>
Касситерит-вольфрамит-кварцевая, касситерит-вольфрамит-мусковит-кварцевый	Sn, W	<u>Модото, Баин-Мод, Хучжи-хан</u>
Скарновая, шеелит-гранатовый	W	<u>Бэйсэ</u>
Альбитовых гранитов	Ta, Nb, Sn	<u>Урту-Гоцзогор</u>
Касситерит-вольфрамит-кварцевая, касситерит-вольфрамит-мусковит-кварцевый, касситерит-кварцевый	Sn, W	<u>Жанчивланское, Баянобинское, Урт</u>
Альбитовых гранитов	Sn	<u>Улан-Буриду</u>
Касситерит-вольфрамит-кварцевая, вольфрамит-касситерит-берилл-кварцевый	Ta, Nb, Sn, W W, Sn, Be	<u>Боро-Худжирин</u> <u>Цаган-Даба</u>
Касситерит-вольфрамит-кварцевая	Sn, W, Be	<u>Жаргалант</u>
Вольфрамит-кварцевая	W	<u>Олон-Туру, Түмүр-Хайрхан</u>
Касситерит-вольфрамит-кварцевая, касситерит-вольфрамит-циннвальдит-кварцевый (цвиттеровый)	Sn, W	<u>Бага-Газрын</u>
Вольфрамит-кварцевая, вольфрамит-кварцевый	W	<u>Салаа</u>
Пегматитовая, мусковит-микроклиновый	Sn	<u>Халцзан-Ула</u>
Касситерит-вольфрамит-кварцевая, касситерит-вольфрамит-циннвальдит-кварцевый (цвиттеровый)	Sn, W	<u>Хара-Мориту</u>
Сульфидная, касситерит-сульфидный	Sn	<u>Хара-Мориту</u>
Вольфрамит-кварцевая, вольфрамит-кварцевый	W	<u>Бабха-Хонгор, Пограничное</u>
Скарновая	Sn	<u>Сопка Скарновая</u>
"	Sn, W	<u>Барун-Цэнские, Нэргуй-Тологой</u>

Таблица 3 (окончание)

1	2	3	4	5
Юго-Восточная позднепалеозойская	Нукутдабано-Халхингольский	Югодзырский		Стандартный, литий-фтористый
Северо-Монгольская средне-позднепалеозойская	Центрально-Монгольская (Хангайская) область Монголо-Алтайский редкометалльно-вольфрамовый Северо-Монгольская область			Стандартный "

структур (разломов) северо-западного направления, нередко выделяемые как границы "порогов" [17] или "пороги" [21], в частности Орхонский (Их-Хайрханский — Онгон-Хайрханский рудные узлы), Уланбаторский (Цагандабинский и Жанчивланский рудные узлы), Модотинский, Бархинский (полоса от района месторождения Багаргалик в направлении рудопроявления Умэн-Дэлгэр), а также сопряжения их с другими мезозойскими структурами. При этом большой интерес представляют краевые части приподнятых блоков среди более молодых мезозойских и мезо-кайнозойских отложений, особенно в периферических частях Северо-Восточного ареала магматизма.

Степень изученности более древних провинций оловянной и вольфрамовой минерализации пока не позволяет провести их металлогенический анализ с той же детальностью, что и мезозойских.

В настоящее время можно наметить три провинции, соответствующие ареалам развития главным образом средне- и позднепалеозойских гранитоидов: Монголо-Алтайскую, Центрально-Монгольскую (Хангайскую) и Северо-Монгольскую (см. рисунок). По данным С.П. Гавриловой, оруденение здесь ассоциирует с девонскими и пермскими гранитоидами гранит-лейкогранитового формационного типа, а также с каменноугольно-пермскими гранитоидами гранитной формации. С последними, по-видимому, связано основное молибден-вольфрамовое оруденение кварцевой формации Монголо-Алтайского редкометалльного пояса (см. рисунок). Кварц-вольфрамитовые и кварц-молибден-вольфрамитовые проявления (Сагсайское, Кызылтауское, а также шлиховые ореолы вольфрамита и шеелита) ассоциируют здесь с гранитами предположительно стандартного геохимического типа.

В пределах Хангайской провинции известны многочисленные находки вольфрамита, касситерита и особенно шеелита в шлихах, а также рудопроявления олова и вольфрама кварцево-жильного и скарнового типов. Возрастное положение оруденения и геохимия гранитоидов изучены недостаточно. Не исключена возможность проявления здесь гранитоидов и оруденения раннемезозойского (включая верхи перми) цикла.

Во многих районах Северо-Монгольской провинции (Хубсугульская и Джидинская зоны) в шлиховых ореолах и отдельных шлихах встречаются вольфрамит, шеелит, касситерит, а также золото и молибденит. Коренные проявления относятся к скарновому, кварцево-жильному, грейзеновому и пегматитовому типам. В этих районах проявлены скарны, в том числе и шеелитоносные.

Отметим некоторые особенности оловянных и вольфрамовых рудных формаций Монголии (см. табл. 3, рисунок). Подавляющее большинство известных палеозойских гидротермальных проявлений вольфрама принадлежит к вольфрамит-кварцевой (молибден-вольфрамовой) формации. В раннемезозойских провинциях преобладает оруденение касситерит-вольфрамит-кварцевой формации, сосредоточенное в основном в пределах Хэнтэйского золото-редкометалльного пояса. Здесь же находятся основные проявления редкометалльных альбитовых гранитов. Раннемезозойское оруденение вольфрамит-кварцевой формации приурочено к периферической области Северо-Восточного ареала магматизма раннемезозойских интрузий, примыкающих к юго-восточной границе МНР. Здесь же находятся основные рудопроявления цвиттеров и касситерит-сульфидное проявление Хара-Мориту. Позднемезозойская провинция является

6	7	8
Вольфрамит-кварцевая, молибденит-берилл-кварцевый	W, Mo, Be	Югодзыр, Батгуй, Сайханульская зона
Скарновая, возможны проявления вольфрамит-кварцевой и вольфрамит-касситерит-кварцевой формаций	W	Билютинское
Вольфрамит-кварцевая, вольфрамит-кварцевый	W, Mo	Нурингольское, Сагсай
Скарновая	W	Цаган-Ула, Сангалтуин-Гол
Вольфрамит-кварцевая	W	Цаган-Ула

существенно вольфрамовой. В ее внутренней части (оловянно-вольфрамовый пояс) распространено оруденение как касситерит-вольфрамит-кварцевой, так и вольфрамит-кварцевой формаций. Здесь же находится касситерит-турмалиновое проявление Хуху-Ула. Для внешней части позднемезозойской провинции ("Замыкающий" вольфрамовый пояс) характерны проявления вольфрамит-кварцевой формации и, в частности, губнерит-сульфидно-кварцевые. Скарны установлены в оловянно-вольфрамовых провинциях всех возрастов (см. табл. 3).

Таким образом, в распределении ранне- и позднемезозойского вольфрамового и оловянного оруденения Монголии отчетливо проявляется важная закономерность металлогенической зональности внегесинклинального магматизма. В направлении от внутренних областей к периферии ареалов согласно с общим увеличением щелочности гранитоидов возрастает роль вольфрамит-кварцевой (молибден-вольфрамовой) формации, которая затем сменяется оруденением касситерит-вольфрамит-кварцевой формации.

В отношении перспектив территории Монголии на промышленное вольфрамовое и оловянное эндогенное оруденение необходимо указать следующие его источники.

1. Месторождения традиционных для Монголии касситерит-вольфрамит-кварцевой (оловянно-вольфрамовой) и вольфрамит-кварцевой формаций.

2. Проявления известных, но непромышленных пока типов (скарновые, касситерит-силикатные, касситерит-сульфидные, редкометальные альбитовые граниты).

3. Находки новых для Монголии типов оруденения (антимонит-вольфрамового, стратиформного шеелитового, золото-шеелитового).

Поскольку, по имеющимся данным, рудная продуктивность магматических ассоциаций в целом возрастает от древних к более молодым гранитоидным ассоциациям, перспективность мезозойских металлогенических провинций в отношении вольфрамового и особенно оловянного оруденения кварцевой, силикатно-сульфидной и сульфидной формаций должна быть оценена выше, чем палеозойских. То же можно сказать при сравнении позднемезозойской провинции с раннемезозойской. Однако эту тенденцию вряд ли следует считать безусловной для любых типов оруденения. В частности, серьезного внимания заслуживает изучение потенциальной рудоносности палеозойских гранитоидов, в первую очередь в отношении скарновой и вольфрамит-кварцевой (молибден-редкометально-вольфрамовой) формаций.

В Хэнтэйском раннемезозойском, позднемезозойском Внутреннем оловянно-вольфрамовом поясах и Южно-Монгольской раннемезозойской провинции находки новых достаточно крупных оловянных месторождений должны связываться с проявлениями силикатно-сульфидной формации (оловянно-вольфрамовый пояс, периферия Северо-Восточной мезозойской провинции, Хара-Моритинский рудный район). Существенный интерес представляют также комплексные редкометальные проявления кварцевой формации (Внутренний оловянно-вольфрамовый и Хэнтэйский редкометальный пояса, Южно-Монгольская провинция), редкометальных альбитовых гранитов и цвиттеров (те же районы). Проявления этих типов, как правило, небольшие или средние по размерам, они являются источниками промышленных россыпей. Наконец, имеется вероят-

ность обнаружения промышленных запасов олова в редкометальных скарнах (Южно-Монгольская провинция, восточная часть Северо-Восточной мезозойской провинции).

Вольфрамовая минерализация на территории МНР распространена значительно шире, чем оловянная. Помимо названных выше районов, представляющих интерес в отношении поисков оловянного и вольфрамового оруденения, весьма перспективны области Монголо-Алтайской палеозойской провинции, где известны рудопроявления вольфрамит-кварцевой формации. Наличие в этом районе карбонатных пород, значительная распространенность шеелита в шлихах позволяют ожидать здесь также проявлений скарнового типа.

Недостаточно изучены и заслуживают дальнейшего исследования Северо-Монгольская и Центрально-Монгольская провинции, в первую очередь в отношении редкометального скарнового оруденения.

Среди промышленных типов вольфрамового оруденения, с которыми можно связывать расширение сырьевой базы вольфрама МНР, прежде всего необходимо назвать скарновые. Проявления редкометальных скарнов известны сейчас в пределах металло-генических провинций всех возрастов (см. рисунок). Они встречаются в связи с гранитоидами наиболее широко распространенных геохимических типов — стандартного и гранодиорит-гранитного и, как правило, являются комплексными. Наибольшие перспективы в отношении скарнового оруденения имеют восточные части позднемезозойского оловянно-вольфрамового и Замыкающего вольфрамового поясов, восточного крыла Хэнтэйского пояса и Южно-Монгольской провинции. Значительный интерес представляют также Хангайская, Монголо-Алтайская провинции, Джидинская и юг Хубсугульской зоны.

В областях широкого распространения приповерхностных и субвулканических фаций гранитоидов стандартного геохимического типа (в частности, по периферии Восточно-Монгольской провинции) возможны находки киноварь-антимонит-ферберитовых проявлений и эффузивов с вольфрамовой минерализацией.

Наконец, необходимо обратить внимание на поиски стратиформной шеелитовой минерализации, не имеющей явной связи с интрузиями. Минеральные парагенезисы таких проявлений во многом напоминают скарновые [23, 25]. Подобное оруденение может быть обнаружено в карбонатных (с органическим материалом), кремнисто-карбонатных и вулканогенно-терригенных толщах, метаморфизованных в амфиболитовой и альмандин-зеленосланцевой фациях.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Апельцин Ф.Р., Токсубаева Г.П.* Особенности мезозойского магматизма в районах проявления вольфрамовых месторождений. — В кн.: Условия образования и критерии поисков промышленных вольфрамовых месторождений Забайкалья. М.: ВИМС, 1976, с. 138—161.
2. Геология Монгольской Народной Республики. Т.3. Полезные ископаемые. М.: Наука, 1977. 703 с.
3. *Зорин Ю.А.* Структура Агинского палеозойского поля (Восточное Забайкалье). — Сов. геология, 1964, № 6, с. 32—43.
4. *Иванова Г.Ф.* Минералогия и геохимия вольфрамового оруденения Монголии. М.: Наука, 1976. 259 с.
5. *Иванова Г.Ф., Коваль П.В.* Вольфрамовое оруденение Монголии. — В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977, с. 206—215.
6. *Каленов А.Д.* Генетические типы вольфрамовых месторождений МНР. — В кн.: Рудные провинции и генетические типы месторождений олова и вольфрама. Новосибирск: Наука, 1975, с. 40—51.
7. *Коваленко В.И.* Петрология и геохимия редкометальных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977. 206 с.
8. *Коваленко В.И., Владыкин Н.В., Горегляд А.В.* Восточная Монголия — новая провинция редкометальной минерализации. — В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977, с. 189—205.
9. *Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Кузнецов А.И.* К вопросу о классификации вольфрамового оруденения Монголии. — В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л.: Изд-во ЛГУ, 1975, с. 127—135.
10. *Коваль П.В.* Петрология и геохимия альбитизированных гранитов. Новосибирск: Наука, 1975. 258 с.
11. *Коваль П.В.* Латеральная геохимическая зональность раннемезозойского интрузивного магматизма запада Монголо-Охотской подвижной зоны (МНР). — Докл. АН СССР, 1982, 264, № 1, с. 155—158.

12. Коваль П.В., Кузнецова А.И. Распределение вольфрама и потенциальная вольфрамоносность мезозойских гранитоидов МНР. — Докл. АН СССР, 1977, 232, № 4, с. 927—930.
13. Коваль П.В., Кузьмин М.И., Антипин В.С. и др. Состав биотитов гранитоидов Восточного Забайкалья. — Геохимия, 1972, № 8, с. 957—970.
14. Коваль П.В., Скоробогатова Н.В., Апельцин Ф.Р. и др. Особенности магнетитов мезозойских гранитов Монголии. — Геология руд. месторождений, 1981, № 1, с. 26—36.
15. Кузнецов В.А. Рудные формации. — Геология и геофизика, 1972, № 6, с. 3—14.
16. Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. М.: Наука, 1975. 308 с.
17. Михайлов Э.В., Шабаловский А.Е. О рудоконтролирующем значении поперечных и диагональных разломов в Восточной и Центральной Монголии. — В кн.: Магматизм и металлогения Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1971, с. 142—147.
18. Редкометалльные гранитоиды Монголии. М.: Наука, 1971. 239 с.
19. Смирнов С.С. Рецензия на книгу П. Ниггли "Систематика магматогенных рудных месторождений". — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1947, № 1, с. 154—159.
20. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.
21. Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974. 284 с.
22. Хасин Р.А., Супрунов Э.А. Классификация эндогенных вольфрамовых и оловянных месторождений Монголии. — В кн.: Геологическое строение и закономерности размещения месторождений важнейших полезных ископаемых на территории МНР. М.: Наука, 1979, с. 94—111.
23. Horner C. Solubility and hydrolysis of FeWO_4 and MnWO_4 in the 25—300°C range and the zonation of wolframite. — Chemical Geol., 1979, 27, N 1/2, p. 85—97.
24. Hölzl R., Mouher A. Sinesedimentary diagenetic ore fabrics in the strata and time-bound scheelite deposits of Kleinartal and Ferbertal in the Eastern Alps. — Mineral. Deposita (Berl.), 1972, 7, p. 217—226.
25. Skaarup P. Strata-bound scheelite mineralization in skarns and gneisses from the Bindal Area, Northern Norway. — Mineral. Deposita (Berl.), 1974, 9, p. 299—308.

УДК 553.43 (517.3)

В.И. СОТНИКОВ, А.П. БЕРЗИНА, Д. БОЛД

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ МОНГОЛИИ

Формационный анализ многочисленных проявлений меди позволил выделить на территории МНР следующие меднорудные формации: медно-молибденовую, медно-скарновую, никелево-медную в габброидах, формацию самородной меди, медистых песчаников и сланцев, медноколчеданную [19]. На данном этапе изученности меднорудной минерализации Монголии, по-видимому, целесообразно выделять и медно-жильную формацию, учитывая, однако, что меднорудные проявления жильного типа часто являются только морфологическим признаком оруденения указанных выше рудных формаций. Как попутный компонент медь встречается и в рудных проявлениях других формационных типов, ассоциируя, в частности, со свинцом и цинком, вольфрамом, висмутом, серебром, оловом и др.

Проведенная авторами формационная разбраковка известных меднорудных проявлений и прогнозно-перспективный анализ рудоносных и потенциально-рудоносных площадей показали, что основные перспективы выявления на территории МНР промышленно важного медного и молибденового оруденения связаны с медно-молибденовой рудной формацией, являющейся одним из основных источников указанных металлов в мировой горнодобывающей промышленности. Открытие месторождений Цаган-Субурга [18] и Эрдэнэтуин-Обо [21], на базе которого сейчас действует крупнейший в Азии горно-обогатительный комбинат, вывели Монголию в разряд крупных медно-молибденовых провинций мира. Все это и предопределило наибольший интерес к изучению медно-молибденовой минерализации, к анализу пространственно-временных закономерностей размещения этого оруденения и выявлению его перспектив в различных геологических структурах Монголии.

Медно-молибденовая минерализация на территории Монголии локализуется в пределах региональных структур типа наложенных металлогенических поясов (рис. 1): Северо-Монгольского, Центрально-Монгольского и Южно-Монгольского [17]. Формирование их связано с развитием внегеосинклинальных тектоно-магматических процессов и протерозойско-каледонским контролируется субширотными позднепалеозойскими (Южная и Центральная Монголия) и позднепалеозойско-раннемезозойскими (Северная Монголия) вулканическими поясами. Эти вулканические пояса на металлогенической карте рассматриваются в качестве общих региональных рудоконтролирующих структур (но оруденение может выходить в ближайшие прилегающие структуры основания).

Вулканические пояса наследуют субширотную ориентировку герцинид, на которые они накладываются. Ориентировка сохраняется также и в структурах с каледонским и протерозойским основанием. Все это предполагает связь вулканических поясов с глубинными долгоживущими разломами, которые периодически активизировались. Северо-Монгольский вулканогенный пояс трассируется системой протяженных, восток-северо-восточного простирания, кулисообразно расположенных разломов. Северные из них представляют восточный фланг Хангайского разлома, а южные — западный фланг Монголо-Охотского линеамента. Позднепалеозойские вулканы Южной Монголии сконцентрированы в двух линейных зонах, одна из которых контролируется Главным Монгольским линеamentом, а вторая — Гоби-Тяньшанской системой разломов [23]. Центрально-Монгольский вулканический пояс ограничен с севера Баянхонгорским и Керуленским разломами, а на юге — Главным Монгольским линеamentом. Магмоконтролирующие разломы по значимости разрывных нарушений относятся к глубинным и региональным, по Л.П. Зоненшайну [4], контролировавшим развитие геосинклинальных и орогенных комплексов. Эти разломы, достигая зон глубинного магмообразования, служили основными магмовыводящими структурами. Сами вулканогенные пояса представляют территорию, расчлененную системой продольных магмовыводящих разломов [22].

В формировании рудоконцентрирующих структур большая роль принадлежит сквозным поперечным структурам северо-западного простирания. При металлогеническом анализе медно-молибденового оруденения в пределах Монголии выделено несколько таких структур. Наиболее крупная из них, Эрдэнэт-Цагансубургинская (см. рис. 1), протягивается с севера на юг от Прихубсугуля (возможно и более северное продолжение этой структуры на территорию СССР, где в ее пределах локализуется Ак-Сугский молибденово-медный рудный узел) до границ с Китаем, пересекая разновозрастные геосинклинальные сооружения и протерозойские выступы. Эта рудоконцентрирующая структура включает большинство рудных проявлений Северо-, Центрально- и Южно-Монгольского поясов, среди которых наиболее крупные молибденово-медные месторождения Монголии — Эрдэнэтуин-Обо и Цаган-Субурга. Структура ограничена глубинными долгоживущими зонами разломов фундамента: на западе системой кулисообразно расположенных Орхонского, Восточно-Хангайского и других разломов, на востоке Хараайрагским разломом.

Впервые на важное металлогеническое значение зон сближенных разломов северо-западного направления в Монголии обратили внимание В.А. Амантов и др. [1], Э.В. Михайлов и А.Е. Шабаловский [12]¹. Ими, в частности, выделен Восточно-Хангайский порог, под которым они понимают структуру с выведенными на поверхность образованиями фундамента, нижнего структурного этажа складчатой области с докембрийскими и нижнепалеозойскими магматическими комплексами. Вдоль таких структур наблюдается сокращение мощностей осадочных формаций верхних этажей, а также проникновение из окаймляющей рамы чужеродных "орогенных" формаций. По В.А. Амантову и др. [1], Восточно-Хангайский порог охватывает широкую полосу на восточных отрогах Хангайского нагорья и в межгорном понижении между хребтами Хэнтэя и Хангая. Западная граница порога проводится по Худжиртинскому разлому, восточная — по Их-Хайрханскому. Здесь происходит резкое изменение северо-восточных простираний складок средне-верхнепалеозойской серии на северо-западные. Мощ-

¹ Решающую роль диагональным и ортогональным системам глубинных разрывных нарушений в локализации рудоносных узлов отводят И.К. Волчанская и др. [2, 3].

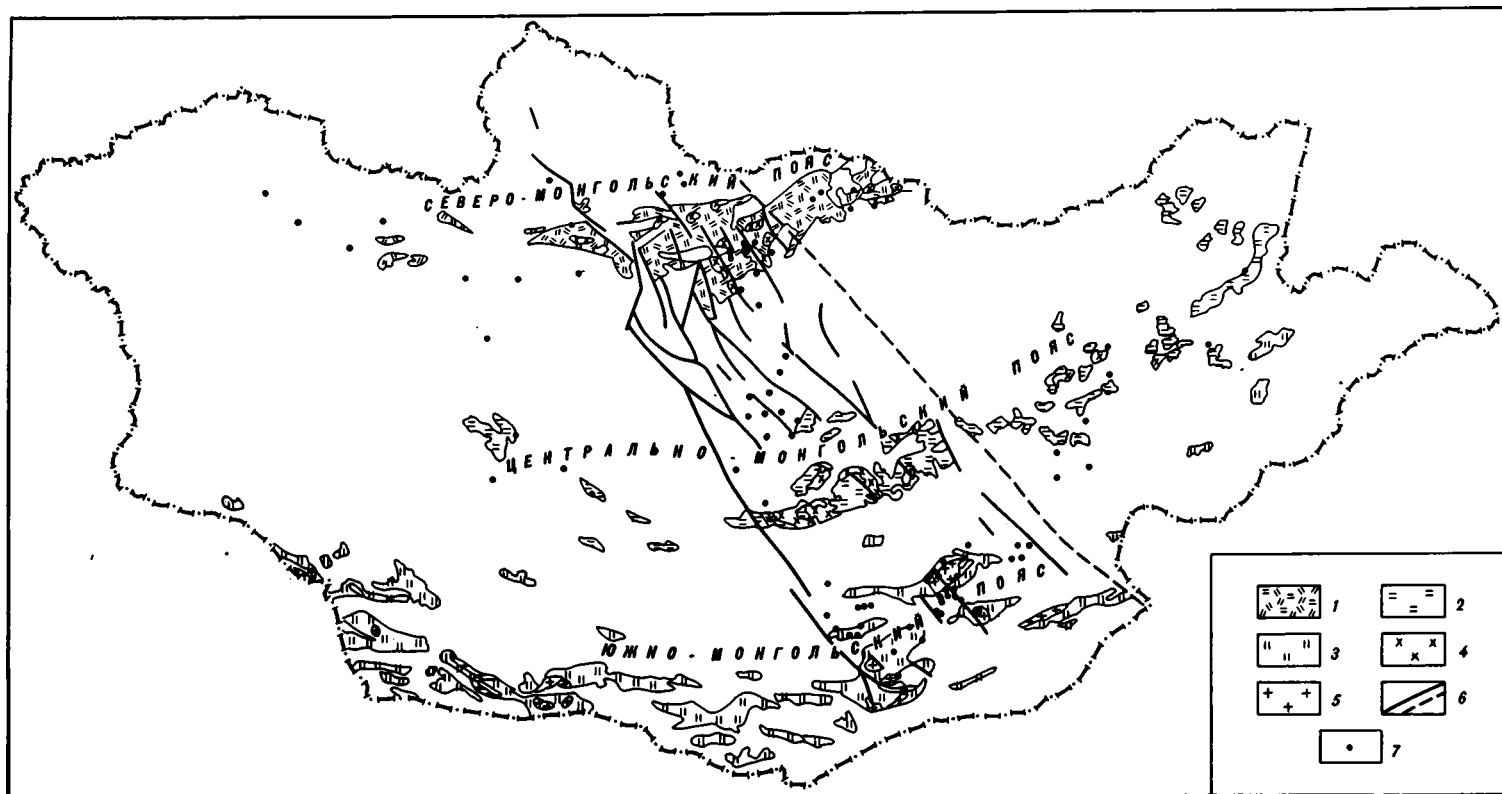


Рис. 1. Молибденово-медные металлогенические пояса Монголии

1—3 — позднепалеозойские орогенные вулканыты Северо-Монгольского (1), Центрально-Монгольского (2) и Южно-Монгольского (3) вулканических поясов; 4 — интрузивы адамеллит-граносиенит-порфировой формации; 5 — интрузивы габбро-монзонит-банатитовой формации; 6 — Эрдэнэт-Цагансубургинская сквозная рудоконцентрирующая структура; 7 — молибденово-медные месторождения и рудопроявления

ность пород девона—карбона сокращается, а их морские фации сменяются прибрежно-континентальными.

Орхонская зона поперечных разломов расположена в районе стыка Хангайского и Хэнтэйского синклиналиев. По ним на поверхность выведены древние (докембрийские и нижнепалеозойские) отложения, слагающие Восточно-Хангайское поднятие. На северо-западном продолжении эта зона ограничивает структуру наложенной Абзогской впадины, а на юго-востоке в пределах Центрально-Монгольской складчатой системы отделяет Байдарикский блок от Средне-Гобийского. В Южно-Монгольской системе зона поперечных разломов отделяет западный сектор от восточного. Ширина зоны достигает нескольких десятков километров, протяженность 700–900 км. Л.П. Зоненшайн и Р.А. Хасин [4] относят ее к конседиментационной (одновременное заложение с продольными разломами) структуре.

Наряду с Эрдэнэт-Цагансубургинской рудоконцентрирующей структурой на территории Монголии намечается еще ряд подобных структур. К их числу можно отнести Хубсугул-Идэрскую сквозную север-северо-восточную рудоконцентрирующую структуру, пространственно во многом совпадающую с зоной нарушений, связанных с Хубсугульским рифтом [5], в пределах которой локализируются рудопроявления Наран-Булак, Дзосоту-Ула, Верхнебуянтугольское и др. В этом же плане заслуживает внимания протяженная сквозная северо-западная зона разломов, протягивающаяся от восточной части Бутулинурского хребта через верхнее течение р. Керулен к юго-западному флангу Тамацагской впадины и известная как Бархинский порог [1, 12]. В зону влияния последней структуры попадают молибденовое месторождение Арын-Нур, меднорудное проявление Охаши и ряд точек минерализации.

Сочетание поперечных разрывных нарушений, входящих в систему сквозных рудоконцентрирующих структур, с дизъюнктивными, согласными с направлением структурно-формационных зон (отчасти и другого простираения), обусловило проявление блоковой структуры рудоносных площадей и зон высокой проницаемости, что создавало большие потенциальные возможности для связи их с глубинными уровнями Земли и для формирования высокоэффективных дренирующих структур. На этих участках создавались предпосылки для появления узлов длительной эндогенной активности [15 и др.], которым во многом соответствуют выделяемые медно-молибденовые рудные узлы. С этих позиций рудный узел может рассматриваться как таксономическая единица, наиболее полно суммирующая все особенности развития рудно-магматического процесса.

Северо-Монгольский медно-молибденовый пояс

Северо-Монгольский вулканический пояс в виде субширотной полосы накладывается на раннекаледонские структуры Северо-Монгольской складчатой системы и заключенные между ними выходы древнего фундамента. Меньшее значение в строении региона имеют эпикаледонские ранне-среднепалеозойские орогенные структуры, размеры которых с запада на восток уменьшаются до их полного исчезновения в бассейне р. Селенги. Широко распространены нижнепалеозойские габбро-гранодиорит-гранитные (тэлминский комплекс) и девонские гранитные и щелочногранитные (нумургинский комплекс) интрузии. Нижнепалеозойские гранитоиды являются синорогенными и концентрируются в относительно стабильных зонах, характеризующихся мощным гранито-метаморфическим слоем земной коры. Девонские гранитоиды могут быть отнесены к субсеквентным образованиям [4].

Вулканический пояс образован серией разобщенных депрессий, выполненных вулканогенными и осадочно-вулканогенными толщами перми и раннего мезозоя. Как уже указывалось, структуры пояса ограничены крупными разломами. Для западной части его характерны грабены преимущественно субширотной ориентировки, для восточной — брахисинклинали, разделенные брахиантиклиналями. Самая крупная структура пояса — Орхон-Селенгинский прогиб, западная часть которого расположена в пределах рассматриваемой нами Эрдэнэт-Цагансубургинской рудоконцентрирующей зоны.

Вулканогенные отложения, объединяемые здесь в хануйскую серию, включают четыре согласно пластующиеся свиты [14]. Нижняя, представленная эффузивами основного и среднего состава, распространена незначительно. Она перекрывается согласно залегающей свитой кислых эффузивов. Выше по разрезу залегает вулканогенно-осадочная свита. Верхняя часть серии представлена свитой основных эффузивов. По А.А. Мосса-

ковскому и О. Томуртогов [14], возрастной объем хануйской серии изменяется от ниже-верхнепермского на западе к верхнепермскому на востоке. Серия характеризуется также значительной изменчивостью вещественного состава слагающих ее свит и по латерали. Верхнепалеозойские вулканиды рассматриваются как продукты двух континентальных вулканогенных формаций: базальт-трахибазальтовой и трахилипаритовой игнимбритовой [8]. Отмечается общий субщелочной характер вулканогенных ассоциаций, обусловленный главным образом аномально высоким содержанием калия, и их контрастность. Предполагается, что они являются производными различных магматических расплавов. Вместе с тем отмечаемые некоторые петрохимические тенденции и определенное геохимическое сходство могут указывать на общие глубинные причины возникновения родоначальных расплавов при подъеме базальтовой магмы [8].

В краевых частях Орхон-Селенгинского прогиба, на выступах раннекаледонского фундамента и на западном продолжении прогиба Р.М. Яшиной и А.Т. Матренициным [26] выделяются ниже- и верхнепермские вулканоплутонические ассоциации. Интрузивные породы нижепермской ассоциации представлены дайками в виде системы субпараллельных тел среди кислых вулканидов и реже субвулканическими штоками. С базальтами верхнепермской ассоциации тесно сопряжены силлоподобные тела долеритов, образующие протяженные пояса в центральной части прогиба.

Интрузивные ассоциации поздней перми представлены во внутренней части Орхон-Селенгинского прогиба габбро-сиенитовой и более поздней гранит-граносиенитовой, распространенной как в пределах прогиба, так и на обрамляющих его поднятиях [10, 25]. Э.В. Михайлов [11] все гипабиссальные интрузивные образования разного состава, ассоциирующие с пермскими вулканидами, объединяет в селенгинский комплекс, отмечая контрастную фазовость его становления и частую дискордантность массивов комплекса по отношению к пермским толщам. Характерной особенностью состава пород комплекса является обогащенность их щелочами и прежде всего натрием. К этим интрузивным образованиям относится и крупный (около 1500 км²), вытянутый в северо-западном направлении более чем на 75 км Эрдэнэтский массив, представляющий собой совмещенное развитие габбро-сиенитовой и гранит-граносиенитовой ассоциаций в пределах Эрдэнэтского рудного узла, вмещающий месторождение Эрдэнэтуин-Обо и большинство медных рудопроявлений. Следует отметить, что появление среди пород массива разностей, переходных к граносиенитам и сиенитам, во многом связано с развитием поздних метасоматических процессов. А.С. Павленко и др. [16] Эрдэнэтский массив наряду с другими массивами аналогичного состава (Хишиг-Ундэрский, Булганский) относят к адамеллит-граносиенит-порфировой формации, для которой отмечается высокое содержание щелочей по сравнению с гранитоидами нормального ряда. Авторы предполагают образование интрузивов указанной формации за счет поступления щелочно-базальтовой магмы и ее гибридизации палингенным сиалическим расплавом. Адамеллитовая формация отличается резким увеличением от габбро к гранитам Fe/Mg отношения, падением содержания CaO и ростом a/c , что характерно для кристаллизационно-дифференцированных серий повышенной щелочности.

Особый интерес среди магматических образований вызывает порфировые интрузии, с которыми парагенетически ассоциирует медно-молибденовая минерализация. А.С. Павленко и др. [16] эти порфиры включают в адамеллит-граносиенит-порфировую формацию, отмечая, что для массивов в данном случае характерны гипабиссальные и субвулканические порфировые разности, обилие даек. Э.В. Михайлов, А.Т. Матреницкий и ряд других исследователей [10, 21 и др.] указанные порфировые образования относят к III фазе интрузий селенгинского комплекса (в частности, Эрдэнэтского массива), рассматривая их в качестве порфировой субфазы, формирующей небольшие трещинные массивы или протяженные дайкообразные тела. Нам же представляется целесообразным рассматриваемые порфировые интрузии, имеющие определенный возрастной отрыв от селенгинских гранитоидов, формирующиеся в отличие от последних в условиях субвулканической фации, четко ассоциирующие с медно-молибденовой минерализацией (вплоть до развития этих порфиров только в пределах рудоносных площадей) и характеризующиеся определенной спецификой генезиса, выделять в качестве самостоятельного рудоносного магматического комплекса. Целесообразность индивидуализации порфиров особенно важна с металлогенических и прогнозно-оценочных позиций, что, в частности, достаточно хорошо было подтверждено геологическими работами в Эрдэнэтском рудном узле и на прилегающих к нему рудоносных площадях.

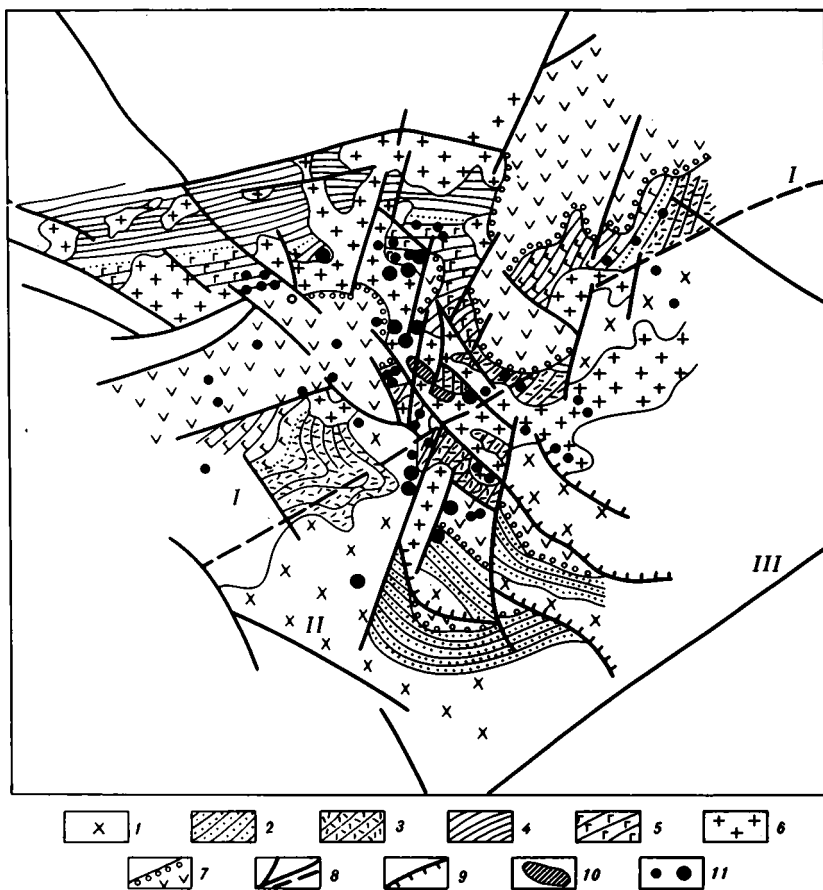


Рис. 2. Геологоструктурная схема Эрдэнэтского рудного узла (по Э.В. Михайлову и А.Е. Шабаловскому)

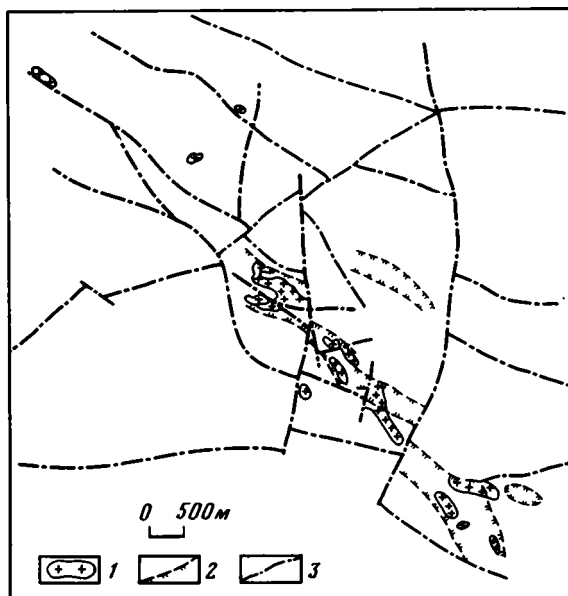
1 — раннепалеозойские интрузии складчатого фундамента; 2 — терригенная моласса (C_{1-2}); 3–5 — вулканы хануйгольской серии (P_{1-2}): 3 — нижняя толща кислых эффузивов, 4 — средняя туффовая толща, 5 — верхняя толща основных эффузивов; 6 — интрузии селенгинского комплекса (P_1-T_1); 7 — вулканоплутоническая ассоциация (Т); 8 — разломы (I — Харабухайнский, II — Хуштуингольский, III — Баянгольский); 9 — надвиги; 10 — рудоносная зона месторождения Эрдэнэтуин-Обо; 11 — рудопроявления медной минерализации

Верхнепалеозойские отложения характеризуются германотипным стилем тектонических дислокаций. Разрывные нарушения северо-западного, северо-восточного и субширотного простираний, различным образом сочленяющиеся, обусловили сложную угловатую конфигурацию Орхон-Селенгинского прогиба и своеобразную мозаично-глыбовую его структуру. Возраст складчато-глыбовых деформаций среднеюрский [13]. Однако ряд разломов, игравших большую роль в формировании структурного плана региона, были заложены еще в палеозое [7]. А.А. Моссаковский и О. Томуртогов [14] также отмечают, что Бугутский и Бухайнгольский (Эрдэнэтский) разломы, скорее всего, возникли еще в период накопления вулканических толщ хануйской серии и являются конседиментационными. По ним в конце перми — начале триаса внедрились интрузии гранитоидов, которые они играли активную роль в создании глыбовой структуры.

Структурный контроль интрузий на всех этапах магматизма сохраняется преимущественно за зонами разломов. При этом ранние интрузивные комплексы каждого этапа чаще обнаруживают тенденцию к согласному размещению в структурах складчатых систем, а орогенного этапа — приуроченность к северо-западным разломам или к узлам пересечения северо-западных и северо-восточных тектонических зон.

Рис. 3. Структурная схема Эрдэнэтской рудной зоны

1 — гранодиорит-, плагиогранит- и гранит-порфиры рудоносного магматического комплекса; 2 — зона рудно-метасоматических образований; 3 — разломы



Сочетание последних двух систем разрывных нарушений (иногда с участием север-северо-восточных разломов) имело важнейшее значение в размещении рудоносных площадей и рудных проявлений (рис. 2). При этом особое значение имели дислокации северо-западного направления. Так, медно-рудная минерализация Эрдэнэтского узла отчетливо контролируется зоной сближенных северо-западных разломов, кулисообразно прослеживающихся от р. Толы до нижнего и среднего течения р. Эгийн-Гол. Входя в систему Эрдэнэт-Цагансубургинской сквозной северо-западной рудоконтролирующей структуры, эта зона не только определяет размещение рудно-метасоматических образований, но и влияет на морфологию и локализацию разновозрастных интрузивных массивов и даек, в том числе и интрузивов рудоносного порфирового комплекса. В центральной части рудного узла система северо-западных нарушений и сопровождающих их зон повышенной трещиноватости явилась (рис. 3) основной структурой, определившей локализацию и во многом морфологию штокообразных тел и даек порфиров рудоносного комплекса, рудно-метасоматических зон в целом, отдельных рудных даек, а в ряде случаев и кварц-сульфидных прожилков. За пределами этой структуры интенсивность оруденения резко сокращается, и оно выражается в основном в виде мелких рудопоявлений и точек минерализации.

Кроме Эрдэнэтского рудного узла, фиксирующего наиболее отчетливо интервал Эрдэнэт-Цагансубургинской рудоконтролирующей структуры, в пределах Орхон-Селенгинского прогиба выделяются Булган-Хануйгольская и Амархид-Дарханская рудоносные площади, характеризующиеся меньшей интенсивностью развития северо-западных тектонических зон, относительно пониженной эндогенной активностью в позднем палеозое—нижнем мезозое и как следствие более слабым проявлением медно-молибденовых рудно-метасоматических процессов. При поисково-прогнозных работах в пределах двух последних рудоносных площадей основное внимание целесообразно сосредоточить на выявлении локальных рудоконтролирующих северо-западных структур, которые характеризуются значительной проработкой и являются узлами длительной эндогенной активности с обязательным проявлением рудоносного магматического комплекса.

В западной части Северо-Монгольского вулканического пояса, где резко сокращается распространенность пермских вулканогенно-осадочных образований, локализующихся преимущественно в узких субширотных грабенах вдоль зоны Хангайского разлома, при металлогеническом районировании был выделен Идэрский потенциально рудоносный узел (с рудопоявлениями Наран-Булак и Дзосоту-Ула), а также Прихубсугульская и Ханхухэйская группы медных рудопоявлений. В формировании рудных проявлений Идэрского узла и Прихубсугуля значительная роль отводится намечающейся Хубсугул-Идэрской сквозной север-северо-восточной рудоконцентрирующей структуре.

Правомочность выделения этого металлогенического пояса была обоснована только в самые последние годы, когда рекомендации авторов о наличии минерализации медно-молибденовой формации на рудопроявлении Саран-Ула были подтверждены поисково-оценочными работами. Степень металлогенической изученности и тем более опосредованности Центрально-Монгольского пояса остается невысокой. Сейчас, кроме участков, пространственно тяготеющих к рудопроявлению Саран-Ула, меднорудная минерализация рассматриваемого формационного типа выявлена в пределах Дэлгэрханской рудоносной площади. В этот же металлогенический пояс, по-видимому, следует включать Дэлгэрэхский и Арыннурский рудные узлы.

Рудная минерализация, как и в пределах других вулканических поясов, пространственно ассоциирует с образованиями Центрально-Монгольского вулканического пояса, приуроченного к одноименному поднятию ранних каледонид и представленного крупными впадинами, мульдами и серией мелких грабен-синклиналей. Самая крупная его структура — Северо-Гобийская впадина — расположена в основном в пределах Эрдэнэт-Цагансубургинской рудоконцентрирующей структуры. Впадина в целом, как и отдельные ее зоны (северная, центральная и южная), простирается в субширотном направлении на 300–350 км. Главные структурные элементы ограничены крупными субширотными разломами и расчленены на систему продольных глыбовых зон и более мелких тектонических блоков разломами северо-западного и северо-восточного направлений. Развитые здесь вулканические породы относятся к нормальной орогенной андезит-липаритовой формации щелочноземельного типа [14]. Состав вулканогенных образований, а также временной интервал их формирования проявляют латеральную изменчивость. В южной части впадины они относятся к липаритовой (игнимбритовой) субформации, а в северной части — к андезитовой. В центральной части развиты обе субформации.

С верхнепалеозойскими вулканиками тесно ассоциируют интрузии мандалгобийской серии, размещение которых контролируется системами субпараллельных разломов северо-восточного и северо-западного направлений. Наиболее крупные из них Мандалгобийский, Дэлгэрханский и др. В составе серии Ю.А. Борзаковский [4] выделяет три ряда пород: 1 — породы габбро-диоритового ряда, 2 — умеренно кислые гранитоиды, 3 — лейкократовые граниты и граносиениты. Дайковая серия разнообразна и развита как в интрузиях, так и за их пределами. В составе серии наиболее развиты породы, пересыщенные щелочами с преобладанием калия.

В северной части Северо-Гобийской впадины в зоне влияния Эрдэнэт-Цагансубургинской рудоконцентрирующей структуры расположены довольно многочисленные меднорудные проявления и участки гидротермально преобразованных пород Дэлгэрханского рудного узла. Известные в настоящее время рудопроявления в основном незначительны по своим размерам. Однако локализация рудной минерализации в пределах перспективной рудоконцентрирующей структуры, которая на данном интервале проявлена довольно отчетливо, заставляет обратить на эту рудоносную площадь самое пристальное внимание.

Отдельные кулисообразно расположенные зоны рудоконцентрирующей структуры продолжают на север, заходя иногда фактически уже в область влияния Северо-Монгольского вулканического пояса. Здесь с давних пор известно рудопроявление Ходато, обладающее признаками медно-молибденовой формации.

Южно-Монгольский медно-молибденовый пояс

Медно-молибденовое оруденение на территории Южной Монголии пространственно ассоциирует с магматическими образованиями отдельных частей позднепалеозойского Южно-Монгольского вулканического пояса, расположенного в большей своей части в пределах Южно-Монгольской герцинской складчатой зоны и местами накладывающегося на более древние складчатые сооружения (Уланульская зона ранних каледонид). Герциниды Южной Монголии характеризуются основным составом магматических образований и четко выраженной линейностью складчато-глыбовых дислокаций. По составу комплексов они относятся к геосинклиналям, формировавшимся на океанической коре [20]. Уланульская зона и расположенные к западу от нее изолированные

блоки аналогичного строения характеризуются сиалическим магматизмом, что указывает на существование здесь с раннего палеозоя гранитного слоя земной коры.

Позднепалеозойские орогенные структуры, как правило, приурочены к тем же продольным субширотным разломам, которые играют большую роль в строении геосинклинального комплекса. Это определило преобладающее развитие вытянутых в субширотном направлении грабенов и грабен-синклиналей. Подобные орогенные структуры развиты повсеместно, включая Уланульское поднятие, но большинство их тяготеет к южной полосе Южно-Монгольской складчатой системы, граничащей с более молодой, позднепалеозойской, эвгеосинклинальной Солонкерской зоной. Севернее преимущественно развиты изолированные небольшие грабены и мулды.

Среди орогенных структур выделяются две группы. Первая объединяет орогенные впадины и прогибы, заполненные молассами (морскими и континентальными) ранне-среднекаменноугольного возраста. Вторая группа включает верхнепалеозойские орогенные прогибы и впадины, выполненные продуктами наземного вулканизма, которые и выделяются в качестве Южно-Монгольского вулканического пояса.

Верхнекаменноугольные—раннепермские вулканы включают андезит-дацит-липаритовую и базальт-трахидацит-трахилипарит-комендитовую ассоциации, а также субщелочные и щелочные граниты.

В пределах Южно-Монгольского вулканического пояса по характеру распределения вулканогенных образований В.В. Ярмолюком [22] выделяются две области: западная и восточная, граница между которыми совпадает с южным продолжением субмеридиональной границы между мезозойскими структурами зон активизации и ревивации. В восточных районах вулканы представлены [24] главным образом андезито-базальтами и андезитами, а также их лавобрекчиями и аггломератами. Породы умеренно кислого и кислого состава распространены ограниченно (небольшие экструзивные тела, отдельные лавовые или игнимбритовые потоки). Для запада характерно двухчленное строение разрезов: в низах — базальты, андезито-базальты, андезиты и их туфы; верхние горизонты — дациты, офиолиты, их туфы и игнимбриты.

Тесно связанные с вулканами субвулканические и гипабиссальные интрузивы, по В.В. Ярмолюку [22], формируют сложно сопряженные системы интрузивных образований. При этом интрузии рассматриваются в качестве выводящих зон соответствующих вулканитов.

Как отмечает В.В. Ярмолюк [22], вулканы известково-щелочной серии характеризуются натриевым профилем: им свойственно постоянное преобладание натрия над калием. Лишь в наиболее поздних кислых вулканитах контрастных ассоциаций отмечается относительное накопление калия вплоть до его преобладания над натрием. Предполагается глубинный, внекоревой источник расплава. В процессе образования вулканогенных ассоциаций эволюция магмы приводит к постепенной смене основных расплавов кислыми и завершается образованием контрастных расплавов. Направленность изменения связывается с привносом в определенные участки магматической системы калия и кремнезема.

При анализе металлогении медно-молибденового оруденения важно изучение характера проявления и закономерностей размещения интрузивных образований монцонитовых формаций (банатитов) [16], с которыми пространственно ассоциирует и имеет определенные связи данный тип рудной минерализации.

Согласно А.С. Павленко и др. [16], габбро-монцонит-банатитовая формация включает две региональные фации (субформации): габбро-монцонит-плагиосиенитовую, представленную трещинными телами и дайковыми сериями в крупных разломных зонах в краевых частях вулканогенных прогибов, и банатитовую, представленную согласно вытянутыми телами среди терригенно-эффузивных толщ девона и карбона интрузиями, не обнаруживающими прямого контроля со стороны разломов. Обе фации рассматриваются как продукты дифференциации щелочно-базальтоидной магмы, контаминированной сиалическим материалом ограничивающих вулканогенные прогибы (за пределы которых интрузии обычно не выходят) поднятий. Контаминация сиалическим веществом особенно характерна для банатитовых интрузий, к которым, в частности, А.С. Павленко и др. [16] относят массивы района сомонов Мантах и Сайхан-Дулан. Цагансубургинский массив рассматривается ими как образование промежуточного типа в ряду указанных фаций.

Сведения о возрасте пород габбро-монцонит-банатитовой формации в настоящее

время противоречивы. Особенно это касается Цагансубургинского массива. А.С. Павленко и др. [16] возраст банатитовых интрузий считают каменноугольным. Среди всех интрузивных массивов медно-молибденовых рудных узлов лишь возраст Цагансубургинского массива является дискуссионным. Возраст других массивов, с которыми пространственно ассоциирует медно-молибденовое оруденение, по геологическим и радиологическим данным, более определенно соответствует позднему палеозою. Некоторые расхождения существуют в оценке возраста интрузивов восточной и западной частей рудоносной площади. Для востока чаще указывается верхнекаменноугольный возраст (массивы Южно-Мандахский, Хунгутский и др.), а на западе массивы в основном относятся к позднекаменноугольным—раннепермским (интрузивы Хармагтайского рудного узла, Цохиотунский массив и др.). В возрастном отношении рассматриваемые интрузивные образования сопоставимы с позднекаменноугольно-нижнепермскими вулканитами андезит-дацитовый формации известково-щелочного ряда повышенной щелочности, с которыми они имеют определенную петрохимическую близость. Очевидно, их можно рассматривать в качестве комагматов.

Согласно А.С. Павленко и др. [16], на заключительных этапах образования габбро-монцонит-банатитовой формации появляются интрузии лейкогранитов. Предполагается, что лейкограниты являются продуктами глубинной дифференциации родоначальных расплавов габбро-монцонит-банатитовой формации.

Указанные лейкограниты, часто имеющие порфировидный и порфировый облик и субвулканический характер, являются теми магматическими образованиями, с которыми в пределах рудных узлов наиболее близко пространственно и во времени ассоциирует медно-молибденовая минерализация. При определенной петрографической и петрохимической общности с более ранними гранитоидами в лейкогранитах рудоносных площадей сокращена роль темноцветных минералов, калий заметно преобладает над натрием, возрастает кремнекислотность пород и в целом их состав приближается к составу эвтектических или котектических гранитоидов.

Лейкограниты в качестве поздних интрузивных образований присутствуют во многих массивах в пределах 2000-километрового пояса банатитовых интрузий Южной Монголии [16]. Однако медно-молибденовая минерализация сопровождает эти интрузии только в восточной части пояса на относительно ограниченном интервале. Вопрос о возможных различиях между лейкогранитами, развитыми в рудоносных площадях и за их пределами, является одним из важнейших в металлогении и прогнозировании медно-молибденового оруденения и остается пока нерешенным. Выявленная нами закономерность [17] касается интенсивной роли метасоматических процессов (в частности, калиевого метасоматоза) в формировании тел лейкогранитов, развитых на площадях концентрированной рудной минерализации. Их формирование происходит в относительно хорошо проницаемых структурах — в зонах развития повышенных глубинных флюидопотоков и приводит к образованию преимущественно бескорневых тел.

Учитывая особенности проявления лейкогранитов и наиболее тесную пространственно-временную связь с ними медно-молибденовой минерализации, обуславливавшую ведущее поисковое и прогнозно-оценочное значение указанных магматических ассоциаций, целесообразно, как и в случае порфировых пород Эрдэнэтского рудного узла, выделять их в рудоносный магматический комплекс.

Лейкограниты в пределах Цагансубургинского рудного узла резко преобладают среди образований рудоносного магматического комплекса. Крайне незначительно представлены здесь породы гранодиоритового и диоритового состава. Роль последних заметно возрастает в рудных узлах, расположенных запад-северо-западнее, где эти разновидности пород часто становятся доминирующими (например, в Хармагтайском рудном узле). В целом устанавливается определенное уменьшение кремнекислотности пород рудоносного магматического комплекса (и сокращение роли калиевого метасоматоза) с удалением от Уланульского поднятия. Подобная зависимость намечается и для всего верхнекаменноугольно-пермского интрузивного магматизма. Очевидно, это является отражением влияния разнородного фундамента, в котором происходило развитие и становление магматических образований. В указанном направлении отмечается изменение не только характера, но и специфики рудно-метасоматического процесса. В частности, наряду с сокращением роли калиевого метасоматоза происходит снижение общей интенсивности метасоматических преобразований, сокращение квар-

цевой составляющей в рудах, увеличение доли меди, возрастание роли хлора в минералообразующем процессе и т.д.

При пространственной (и временной) ассоциации медно-молибденового оруденения с образованиями Южно-Монгольского вулканического пояса, прослеживающегося на расстояние более 2000 км, концентрированная рудная минерализация зафиксирована на относительно ограниченном интервале длиной 300–350 км между Хараайрагским разломом и южным продолжением Восточно-Хангайского разлома. Этот интервал по сравнению с другими частями вулканического пояса довольно отчетливо выделяется по интенсивному развитию северо-западных и субмеридиональных дизъюнктивных структур, образующих общую широкую северо-западную полосу, являющуюся частью протяженной Эрдэнэт-Цагансубургинской сквозной структуры.

Внутреннее строение полосы довольно сложное, обусловленное сочетанием дислокаций субширотного простираения, типичного для герцинских структурно-формационных зон, и северо-западного, согласного с общим простираением глобальной сквозной структуры. В ряде районов все это еще осложняется развитием северо-восточных тектонических нарушений. В пределах полосы выделяются более локальные зоны сгущения северо-западных дислокаций шириной до первых десятков километров, которые обычно определяют локализацию рудных узлов. Развитые здесь северо-западные тектонические нарушения представлены разломами, прослеживающимися на десятки километров, зонами смятия, дробления, повышенной трещиноватости и отдельными, обычно кулисообразно расположенными трещинами длиной в десятки—сотни метров и первые километры. Во многих случаях эти тектонические нарушения являются скрытыми дислокациями и обнаруживаются при детальном крупномасштабном картировании, когда учитывается морфология магматических образований, элементы залегания даек, пространственное положение рудно-метасоматических образований, интенсивность трещиноватости и т.д. Наиболее четко роль подобных тектонических нарушений выступает при детальном изучении структурных особенностей месторождений и рудопроявлений. Определенное влияние северо-западные (субмеридиональные) дислокации оказывают на локализацию рудных скоплений. Однако в большинстве случаев эти структуры выступают, скорее всего, в роли рудоконтролирующих (в масштабе всего рудного узла), оставляя рудолокализирующую роль субширотным.

Северо-западные нарушения обычно являются долгоживущими с неоднократной их активизацией в различные периоды геологического развития региона. При этом постоянно фиксируется подновление нарушений в период проявления позднепалеозойских вулканоплутонических ассоциаций и медно-молибденового оруденения. Полоса развития северо-западных (субмеридиональных) дислокаций отличается повышенной интенсивностью развития позднепалеозойских вулканоплутонических образований, особенно развития интрузивного магматизма. При этом наиболее интенсивным, длительно развивающимся и разнообразным является магматизм в пределах рудных узлов.

Подобное разнообразие пород, различающихся по происхождению, еще раз подчеркивает длительную эндогенную активность рудных узлов с вовлечением в процесс различных глубинных уровней земной коры и верхней мантии. Заслуживает внимания заметное возрастание роли калия при формировании пострудных интрузивных образований. Не исключено, что с этим каким-то образом связана высокая активность калия в рудно-магматическом процессе.

Основное оруденение региона сконцентрировано (рис. 4, см. вкл.) в Цагансубургинском, Хармагтайском, Хунгутском, Наринхудукском, Оюутинском рудных узлах и на Ихэ-Шанхайской, Алагбаянской, Цохиотунинской площадях (группы рудопроявлений), характеризующихся линейно-этажным расположением, отражающим рудоконтролирующую и рудолокализирующую роль поперечных сквозных северо-западных (субмеридиональных) и согласных с герцинскими структурно-формационными зонами восток-северо-восточных (субширотных) структур. К Южно-Монгольскому медно-молибденовому поясу относится и рудопроявление Урт, расположенное на крайнем юго-востоке Монголии и обладающее признаками медно-молибденовой формации. Каждая из выделенных рудоносных площадей характеризуется минералого-геохимической спецификой рудной минерализации, особенностями магматизма и метасоматоза, обусловленными во многом влиянием строения и состава блоков фундамента (в частности, степени его феминности—сиаличности), интенсивностью и полнотой проявления эндогенного процесса, глубиной эрозийного среза и другими факторами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Металлогенический анализ медно-молибденового оруденения с широким привлечением рудно-формационных исследований позволил выявить общие закономерности размещения оруденения на территории Монголии и наметить наиболее благоприятные поисково-прогнозные критерии.

1. Медно-молибденовая минерализация локализуется в пределах региональных структур типа наложенных металлогенических поясов: Северо-Монгольского, Центрально-Монгольского и Южно-Монгольского, пространственно контролируемых одноименными субширотными позднепалеозойско-раннемезозойскими вулканическими поясами. Последние могли рассматриваться в качестве общих региональных рудоконтролирующих структур.

2. Локализация рудных узлов в пределах этих рудоконтролирующих структур во многом определяется развитием крупных поперечных сквозных рудоконцентрирующих структур. Наиболее отчетливо проявлена Эрдэнэт-Цагансубургинская северо-западная рудоконцентрирующая структура, определившая локализацию большинства известных в настоящее время в Монголии медно-молибденовых месторождений (Эрдэнэтуин-Обо, Цаган-Субурга) и рудопроявлений. Намечается Хубсугул-Идэрская север-северо-восточная рудоконцентрирующая структура (рудопроявления Наран-Булак, Дзосоту-Ула и др.), пространственно в значительной степени совпадающая с зоной разрывных нарушений, связанных с Хубсугульским рифтом. Ставится вопрос о возможной рудоконцентрирующей структуре в зоне Бархинского порога.

3. Выделяются более локальные рудоконцентрирующие структуры (типа Эрдэнэтской зоны разломов), являющиеся составными частями глобальных. Эти высокоэффективные дренирующие структуры играют определяющую роль при формировании крупных месторождений.

4. Потенциально благоприятным фактором для формирования медно-молибденового оруденения является развитие позднепалеозойского магматизма умеренной кислотности и относительно повышенной щелочности (с возрастанием в позднемагматических процессах активности калия) на поздних этапах формирования вулканических поясов.

5. Медно-молибденовые рудные узлы претерпели длительную эндогенную активность и характеризуются наибольшей сложностью тектоно-магматических процессов с проявлением здесь разнообразных по составу и генезису магматитов, находящихся в различных возрастных и генетических соотношениях с рудно-магматическими образованиями.

6. В качестве непосредственного поискового признака на медно-молибденовое оруденение выступают субвулканические штоко- и дайкообразные тела мелкозернистых гранитоидов и порфиров, характеризующиеся определенной спецификой генезиса (в частности, повышенной ролью метасоматических процессов при их формировании) и находящиеся в парагенетических соотношениях с рудной минерализацией. Эти магматические образования, индивидуализация которых особенно важна с металлогенических и прогнозно-оценочных позиций, предлагается выделять в качестве рудоносного магматического комплекса. Поисковые признаки более локального характера, вытекающие из анализа рудно-магматических образований медно-молибденовых месторождений, в данной статье не рассматриваются.

ЛИТЕРАТУРА

1. Амантов В.А., Михайлов Э.В., Старченко В.В. Системы разломов западной части Монголо-Охотской складчатой области и ее обрамления. — Геология и геофизика, 1967, № 6, с. 31—39.
2. Волчанская И.К. Закономерности размещения эндогенной минерализации Монголии по данным морфоструктурного анализа. — Геология руд. месторождений, 1980, № 4, с. 86—96.
3. Волчанская И.К., Баскина В.А., Фаворская М.А. Меридиональные рудоконцентрирующие структуры Центральной и Восточной Монголии. — Докл. АН СССР, 1978, 240, № 3, с. 666—668.
4. Геология Монгольской Народной Республики. Т. 2. Магматизм, метаморфизм, тектоника. М.: Недра, 1973. 751 с.
5. Геолого-структурная карта с элементами неотектоники МНР масштаба 1:1 500 000. М.: ГУГК, 1981.
6. Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений/М.А. Фаворская, И.Н. Томсон, В.А. Баскина и др. М.: Недра, 1974. 193 с.
7. Карта разломов территории СССР и сопредельных стран масштаба 1:2 500 000. М.: "Аэрогеология", 1980.

8. Кепежинскас В.В., Луицкий И.В. Пермские вулканические ассоциации. — В кн.: Ассоциации вулканогенных пород Монгольской Народной Республики, их состав и стратиграфическое положение. М.: Наука, 1973, с. 71–93.
9. Коваленко В.И., Яшина Р.М., Ярмолюк В.В. и др. Позднепалеозойский магматизм Монголии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 12, с. 17–27.
10. Матреницкий А.Т. Характерные черты позднепалеозойского орогенного магматизма и его рудоносность (на примере Орхон-Селенгинского прогиба МНР). — В кн.: Петрология и рудоносность индикаторных магматических формаций. М.: Наука, 1981, с. 353–373.
11. Михайлов Э.В. Интрузивные комплексы Северо-Восточной Монголии. — В кн.: Магматизм и металлогения Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1971, с. 60–77.
12. Михайлов Э.В., Шабаловский А.Е. О рудоконтролирующем значении поперечных и диагональных разломов в Восточной и Центральной Монголии. — В кн.: Магматизм и металлогения Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1971, с. 142–147.
13. Моссаковский А.А. Орогенные структуры и вулканизм палеозой Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры. М.: Наука, 1975. 318 с.
14. Моссаковский А.А., Томуртоого О. Верхний палеозой Монголии. М.: Наука, 1976. 127 с.
15. Новые принципы металлогенических прогнозов на территории Приморья. М.: Наука, 1977. 146 с.
16. Павленко А.С., Филиппов Л.В., Орлова Л.П. Гранитоидные формации Центрально-Азиатского складчатого пояса, их петрология, геохимия, металлогенность. М.: Наука, 1974. 223 с.
17. Сотников В.И., Берзина А.П., Скорыходов В.Н. Металлогения меди и молибдена Монгольской Народной Республики. — В кн.: Вопросы магматизма и металлогении Монгольской Народной Республики. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1981, с. 9–18.
18. Сотников В.И., Берзина А.П., Жамсран М., Мягмар Л. Молибденово-медное месторождение Цаган-Субурга (МНР). — Геология руд. месторождений, 1980, № 3, с. 34–46.
19. Сотников В.И., Жамсран М., Берзина А.П. и др. Об эндогенных меднорудных формациях Монголии. — В кн.: Геологическое строение и закономерности размещения полезных ископаемых территории МНР. Улан-Батор, 1979, с. 32–33.
20. Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974. 284 с.
21. Хасин Р.А., Маринов Н.А., Хурч Ч., Якимов Л.И. Медно-молибденовое месторождение Эрдэнэтуин-Обо в Северной Монголии. — Геология руд. месторождений, 1977, № 7, с. 3–15.
22. Ярмолюк В.В. Верхнепалеозойские ассоциации и текстурно-петрологические особенности их развития. М.: Наука, 1978. 133 с.
23. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Роль крупнейших разломов в размещении континентальных вулканических образований МНР. — Докл. АН СССР, 1981, 256, № 2, с. 436–440.
24. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Каменноугольный вулканизм Монголии и геодинамическая обстановка его формирования. — Докл. АН СССР, 1982, 263, № 1, с. 172–174.
25. Яшина Р.М. Щелочной магматизм складчато-глыбовых областей. М.: Наука, 1982. 274 с.
26. Яшина Р.М., Матреницкий А.Т. Петрохимия вулканических и интрузивных пород Орхон-Селенгинского прогиба (Монголия). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 10, с. 26–42.

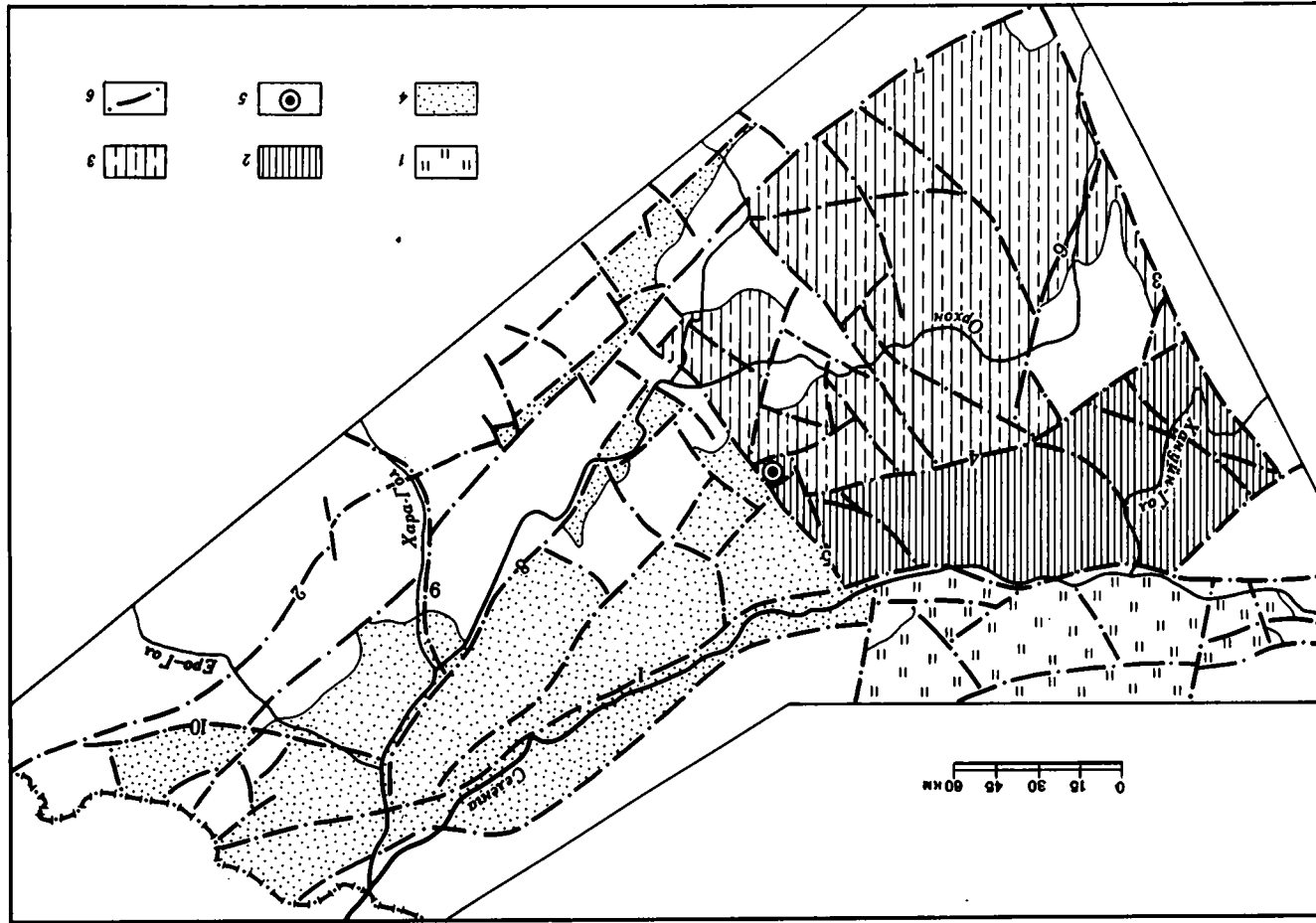
УДК 553.462'43 : 555.077 (517.3)

С.П. ГАВРИЛОВА, И.Е. МАКСИМЮК, Д. ОРОЛМАА

ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЗМА И СОСТАВ РУД МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЭРДЭНЭТУИН-ОБО

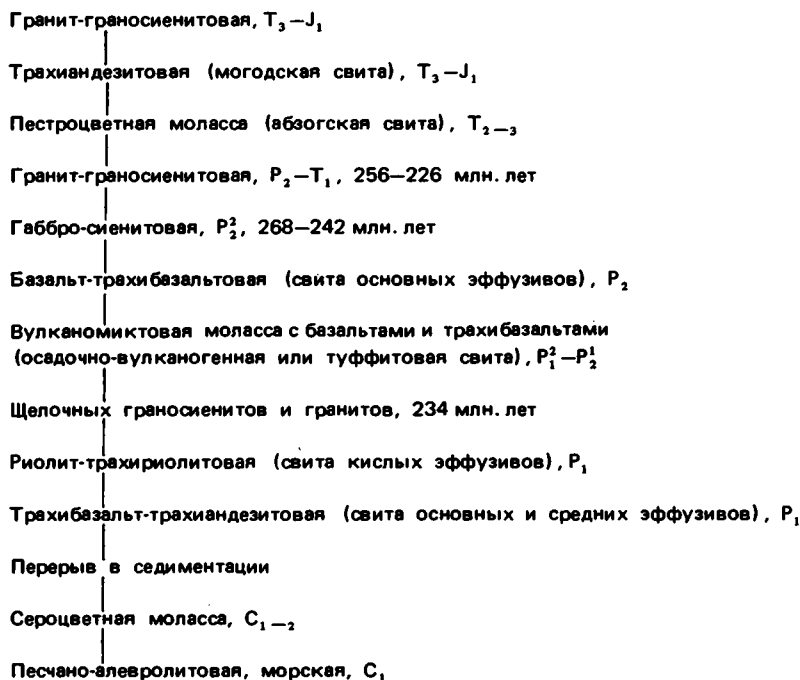
Месторождение Эрдэнэтуин-Обо в Северной Монголии одними исследователями относится к молибденосодержащей медно-порфировой формации [16], другими — к медно-молибденовой формации [10, 15]. Сотрудниками Советско-Монгольской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР проводится изучение магматизма Эрдэнэтуинского рудного района, состава и геохимических особенностей руд месторождения. Цель настоящего сообщения — осветить новые данные по этим вопросам.

Эрдэнэтуинский рудный район расположен в центре Орхон-Селенгинского прогиба — наиболее крупной шовой структуры Селенгино-Витимского (Северо-Монгольского) позднепалеозойского-мезозойского вулканического пояса. Протяженность прогиба более 400 км, ширина 100–200 км, ориентировка восток-северо-восточная. Фундаментом прогиба служат докембрийские и кембрийские комплексы пород с наложенными девонскими структурами и гранитоидами, а на юге также каменноугольные толщи Орхонского внешнего прогиба (относительно Хангай-Хэнтэйской герцинской геосинклинальной системы). А.А. Моссаковский и О. Томуртоого [12] в Орхон-Селенгинском прогибе выделяют западную и восточную части, разделенные Бухайнгольским поперечным разломом. Западная часть прогиба отличается от восточной более глубоким залеганием складчатого основания. Она, в свою очередь, подразделена на Северную,



Центральную и Южную глыбовые зоны (рис. 1). Продольные разломы расчленяют структуру прогиба на глыбовые ступени, у которых южные края приподняты, а северные опущены. Широко развиты, особенно на западе прогиба, поперечные крутопадающие взбросы, сбросы и сбросо-сдвиги северо-западного и субмеридионального направлений. Эрдэнэтский рудный район находится в пределах одноименной положительной поперечной структуры. Он приурочен к границе восточной и западной частей Орхон-Селенгинского прогиба, а месторождение, кроме того, расположено на сочленении его Центральной и Южной глыбовых зон прогиба (см. рис. 1).

Наиболее хорошо изучено геологическое строение западной части Орхон-Селенгинского прогиба. Расчленение вулканогенных и осадочных толщ, их формационный анализ, петрохимическое исследование выполнены В.В. Кебезинским и И.В. Лучицким [9], А.А. Моссаковским и О. Томуртоого [12], а интрузивных пород — Э.В. Михайловым, Р.А. Хасиным [4], А.С. Павленко, Л.В. Филипповым, Л.П. Орловой [13], А.Е. Шабаловским (1974), Р.М. Яшиной и А.Т. Матреницким [11, 19, 20]. В последние годы мезозойский магматизм изучают П.В. Коваль, В.Н. Смирнов, О. Герел. В результате этих исследований установлен следующий возрастной формационный ряд для западной части Орхон-Селенгинского прогиба (по В.В. Кебезинскому, И.В. Лучицкому, А.А. Моссаковскому, А.Т. Матреницкому, О. Томуртоого, Р.М. Яшиной):



Пермские интрузивные породы были объединены Р.А. Хасиным и Э.В. Михайловым [4] в селенгинский комплекс. Впоследствии Р.М. Яшина и А.Т. Матреницкий расчленили его на три самостоятельных комплекса. В настоящем сообщении название "селенгинский комплекс" употребляется по отношению к самой распространенной пермско-триасовой группе гранитоидов.

Магматизм Эрдэнэтского рудного района еще недостаточно изучен. Большинство исследователей связывают медно-молибденовое оруденение с заключительными ста-

Рис. 1. Схема глыбовых зон Орхон-Селенгинского прогиба, по О. Томуртоого [12]

1—4 — глыбовые зоны с глубиной залегания фундамента (в км): 1 — Северная (3—4), 2 — Центральная (7—10), 3 — Южная (5—7), 4 — Восточная (3—4); 5 — месторождение Эрдэнэтуин-Обо; 6 — разломы (1 — Селенгинский, 2 — Баянгольский, 3 — Орхонский, 4 — Бугутский, 5 — Бухайнгольский, 6 — Могодский, 7 — Харабухайнгольский, 8 — Орхон-Тольский, 9 — Харагольский, 10 — Урогольский)

диями позднепалеозойского магматизма — с поздними фазами селенгинского комплекса [16] либо с постселенгинскими порфировыми интрузиями [15], а В.А. Кузнецов [10] — с позднегерцинскими вулканоплутоническими комплексами. В то же время Б.А. Яковлев [4] не исключает мезозойский возраст порфировых интрузий и оруденения.

ПЕРМСКИЙ МАГМАТИЗМ ЭРДЭНЭТСКОЙ ПОПЕРЕЧНОЙ СТРУКТУРЫ

В последнее десятилетие геологическое строение Эрдэнэтского рудного района в процессе поисково-съемочных работ изучали Ф.Н. Борчалинский, И.В. Гаврилюк, А.Н. Емельянов, Э.В. Михайлов, Л.Н. Макаров, С.Г. Пестрецов, Ю.М. Фоминов, А.Е. Шабаловский и другие исследователи. По их данным, осевая зона центральной части Эрдэнэтской поперечной структуры сложена нижнепермской свитой кислых эффузивов, поля развития которой разобщены выходами пород селенгинского комплекса. С востока и запада они обрамлены обширными полями трахиандезитов—трахибазальтов неопределенного — верхнепермского либо раннемезозойского возраста.

Вулканизм. По специфике пермского вулканизма рудный район подразделяется на три блока — центральный с месторождением Эрдэнэтуин-Обо, юго-западный и северный. В юго-западном блоке вскрыто основание пермского разреза, представленное раннекаледонскими гранитоидами повышенной основности, которые в одних участках насыщены дайками — подводящими каналами вулканитов (левобережье р. Дзалагин-Гол), в других подстилают пермские отложения, залегающие на них с базальными конгломератами (район перевала Сонгины-Даба). Здесь развита вулканогенно-осадочная толща, в которой около половины разреза составляют туфогенно-осадочные породы, вторую половину — лавы с подчиненным количеством туфов. Вулканогенная составляющая толщи относится к дифференцированной базальт-андезит-дацит-риолитовой высокоглиноземистой серии умеренной щелочности. При полиритмичном строении вулканизм имеет гомодромную направленность с увеличением вверх по разрезу относительного количества кислых пород. Для средней и верхней частей разреза характерны субвулканические тела дацитов и риолитов.

Вулканогенно-осадочную толщу можно условно разделить на две свиты — нижнюю с вулканитами среднего и основного состава мощностью до 800 м и верхнюю с вулканитами смешанного состава мощностью более 1500 м (табл. 1). Нижняя свита, очевидно, соответствует свите основных и средних эффузивов, верхняя — свите кислых эффузивов. Обе они отличаются от стратотипического разреза западной части Орхон-Селенгинского прогиба присутствием большого количества туфогенно-осадочных пород, а верхняя свита также наличием базальтов, андезитобазальтов и андезитов.

В центральном блоке поля вулканитов, относимые к свите кислых эффузивов, имеют разнородный состав. Одни из них (размером 20—35 км²) сложены риолитовыми и дацитовыми туфами и лавами с единичными прослоями и линзами андезитов и базальтов; в других преобладают туфовые брекчии смешанного состава, содержащие до 15% обломков афировых и плагиоклазовых андезитобазальтов и андезитов; в третьих наблюдается чередование вулканитов различной основности и в небольшом количестве (до 5%) присутствуют туфогенно-осадочные породы, причем количество вулканитов среднего и основного состава достигает 60—70%.

Иной тип строения и состава пермской толщи наблюдается в северном блоке на водораздельном хребте, разделяющем бассейны рек Орхон и Селенга. Южный и северный склоны хребта в его приводораздельной части в районе перевала Ингэтийн-Даба сложены вулканогенно-осадочной толщей, в которой туфогенно-осадочные отложения чередуются с покровами базальтов, риолитовыми туфами и лавами. Вулканогенная составляющая толщи принадлежит контрастной базальт-риолитовой серии умеренной глиноземистости и щелочности. Стратиграфическое положение толщи остается неопределенным. С.Г. Пестрецов, Ю.М. Фоминов, Ф.Н. Борчалинский и др. отнесли ее к нижнепермской свите кислых эффузивов. По нашему мнению, она

Состав пород (в %) вулканогенно-осадочной толщи

Породы	Нижняя свита	Верхняя свита
Туфогенно-осадочные	57	41
Базальты, андезиты-базальты, андезиты	42	33
Дациты и риолиты	1	26

имеет черты сходства с вулканогенно-осадочной (туфитовой) свитой ($P_1^2 - P_1^1$) стратотипического разреза. Им обеим свойственны слоистые тонкозернистые кремнистые туфогенно-осадочные породы, чередующиеся с покровами базальтов, а также кремнистые алевролиты, состоящие из пепловых частиц кислого состава. При этом изучавшаяся толща отличается от вулканогенно-осадочной свиты увеличением доли кислых вулканитов в пирокластической и покровной фациях. Сходная тенденция отмечена М.В. Дуранте [7], А.А. Мессаковским и О. Томуртоого [12], по данным которых в составе вулканогенно-осадочной свиты в восточном направлении происходит вытеснение туфогенно-осадочных пород — вулканитами, а базальтов — риолитами.

Полученный материал позволил выявить некоторые особенности пермского вулканизма Эрдэнэтской поперечной структуры. Для нее характерно совместное проявление вулканитов основного, среднего и кислого состава, образующих различные по степени дифференцированности серии и сочетающихся в разных пропорциях¹. Так, на юге структуры проявлена дифференцированная базальт-андезит-дацит-риолитовая серия, севернее Эрдэнэ — контрастная базальт-риолитовая, а в центральной части (центральный блок) отдельные вулканические поля отличаются количественными соотношениями вулканитов разного состава при общем преобладании кислых разновидностей. Смешанный состав вулканитов возникает в результате различных тенденций латеральной изменчивости. Если в составе свиты кислых эффузивов по сравнению с западной частью Орхон-Селенгинского прогиба заметно увеличивается количество вулканитов среднего и основного состава, то в вулканогенно-осадочной свите увеличивается роль риолитов. Только ранние вулканиты сохраняют андезит-базальтовый профиль, причем с некоторым снижением основности и резким снижением щелочности пород.

Вторая особенность рассматриваемых образований состоит в существенном увеличении доли осадочного материала в пермской толще юго-западного блока, в результате чего две нижние свиты — основных и средних эффузивов, а также кислых эффузивов — приобретают здесь вулканогенно-осадочный состав. Свите кислых эффузивов центрального блока свойственно ничтожное развитие осадочных пород, субэвральный характер вулканизма и обилие пирокластики. Указанная фациальная смена пород в совокупности с данными Э.В. Михайлова, Л.Н. Макарова и А.Е. Шабаловского о наличии в районе Эрдэнэтского рудного поля небольших выходов метаморфических пород и гранитоидов складчатого основания свидетельствует о том, что в нижнепермское время центральный блок Эрдэнэтской поперечной структуры представлял собой конседиментационное поднятие, в пределах которого происходила субэвральная вулканическая деятельность.

Третьей характерной особенностью Эрдэнэтской поперечной структуры является умеренная щелочность пермских вулканитов, резко сниженная относительно вулканитов западной части Орхон-Селенгинского прогиба. При сравнении положений составов пород соответствующих свит этих двух районов на классификационной диаграмме (рис. 2, 1) отчетливо видно, что вулканиты всех пермских свит запада прогиба занимают поле пород повышенной щелочности и иногда тяготеют к линии раздела субщелочных и щелочных пород, а вулканиты Эрдэнэтской поперечной структуры размещены в основном в поле пород умеренной щелочности и в пограничной зоне с полем пород повышенной щелочности. Только свите кислых эффузивов

¹ В статье не рассматривается верхняя свита основных эффузивов (P_1^1), поскольку для разделения полей трахибазальтов-трахиандезитов верхнепермского и триасово-нижнеюрского возраста необходимы специальные исследования.

($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), вес. %

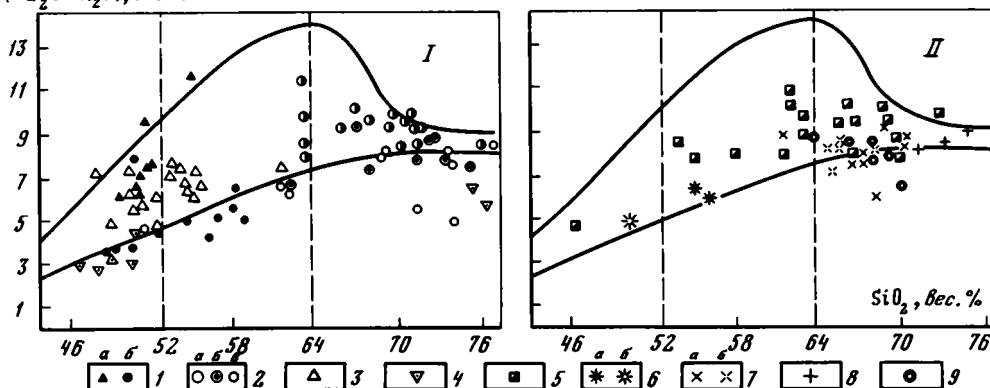


Рис. 2. Диаграммы состава пермских магматических пород западной части Орхон-Селенгинского прогиба и Эрдэнэтской поперечной структуры

I — вулканиты; II — интрузивные породы; 1 — свита основных и средних эффузивов (а — прогиб, б — поперечная структура); 2 — свита кислых эффузивов (а — прогиб, б — южный блок поперечной структуры, в — центральный блок той же структуры); 3 — вулканогенно-осадочная и базальт-трахибазальтовая свита прогиба; 4 — вулканогенно-осадочная свита поперечной структуры; 5 — интрузивные породы селенгинского комплекса прогиба; 6—9 — интрузивные породы поперечной структуры: 6 — габбро, диориты (а — район, б — рудное поле), 7 — гранитоиды (а — район, б — рудное поле), 8 — лейкограниты, микрограниты, 9 — порфировые интрузии

центрального блока свойственно сочетание вулканитов низкой, умеренной и повышенной щелочности. Снижение щелочности вулканитов в Эрдэнэтской поперечной структуре соответствует общей латеральной изменчивости этого параметра в пермских вулканитах Орхон-Селенгинского прогиба в целом. Повышенная щелочность типична для пород его западной части [9], умеренная — для нижней половины разреза восточной части [14]. В Эрдэнэтском районе понижение щелочности пород происходит в основном за счет калия (табл. 2).

Интрузивный магматизм. Интрузивные породы занимают больше половины площади Эрдэнэтской поперечной структуры и подразделены на следующие возрастные группы: 1) нижнепалеозойские — комплекс основания прогиба; 2) пермо-триасовые (или верхнепермские); 3) верхнетриасово-нижнеюрские. Следует ожидать присутствия нижнепермских гранитоидов, комагматических свит кислых эффузивов, но они пока не выделяются. Подавляющее большинство интрузивных образований относится в настоящее время ко второй группе. Работами Э.В. Михайлова, Р.А. Хасина, Е.А. Шабаловского, В.С. Калинина, Л.И. Якимова, В.В. Казакова, В.И. Давыдова, С.Г. Пестрецова и других исследователей установлена общая последовательность формирования пород второй возрастной группы и пространственное распределение их различных фаз и фаций:

- 1 — габбро-диориты, диориты, реже монциты и габбро, несколько обособлены пироксен-оливиновые разновидности габбро;
- 2 — гранитоиды пестрого состава, среди которых преобладают гранодиориты, граносиениты, амагматиты, граниты, им подчинены плагиограниты, кварцевые диориты, кварцевые сиениты;
- 3 — сравнительно лейкократовые граниты, лейкограниты, микрограниты и аплитовидные граниты мелких дополнительных интрузий и жил;
- 4 — порфировые малые интрузии и дайки.

Э.В. Михайлов и Р.А. Хасин [4] объединяют перечисленную серию пород в селенгинский комплекс. Породы его ранней и главной фаз прорывают пермские толщи, включая верхнепермскую. На юге Эрдэнэтской поперечной структуры гранитоиды Хушутулинского массива селенгинского комплекса перекрыты конгломератами и покровами трахиандезитов, возраст которых считается позднепермско-нижнеюрским. В.И. Сотников с соавторами [15] выделяют порфиры в триасовый рудоносный комплекс порфировых интрузий. Он состоит из штоковидных тел и нескольких поко-

Содержание K_2O (в вес. %) в породах Орхон-Селенгинского прогиба

Свита	Порода	Запад прогиба	Эрдэнэтский район
Основных и средних эффузивов	Базальты	2,80—4,80	0,40—1,2
	Андезиты	5,00	0,62—1,35
Кислых эффузивов	Дациты, риолиты	3,24—5,66	2,10—5,20
Осадочно-вулканогенная и ос- новных эффузивов	Долериты	0,39—0,89	—
	Базальты	1,02—3,38	0,30—1,65

лений даек, среди которых преобладают гранодиорит- и плагиигранит-порфиры, присутствуют кварцевые диорит-, гранит- и граносиенит-порфиры и их афировые разновидности, реже встречаются эруптивные брекчии порфиров. Все исследователи отмечают преемственность состава пород главных фаций селенгинского комплекса и порфировых интрузий, приуроченность последних к рудоконтролирующим структурам и парагенетическую связь с порфировыми интрузиями оруденения. Возраст порфировых интрузий определяется косвенным путем. Они испытали околорудные изменения и на месторождении. Эрдэнэтуин-Обо слагают рудные тела. Последние, в свою очередь, пересечены дайками трахибазальтовых и трахиандезитовых порфиров, штоками трахириолитов и фельзитов и дайками граносиенит-, сиенит-порфиров и сиенит-диорит-порфиров, которые датируются триасом или верхним триасом — нижней юрой и рассматриваются как аналоги вулканитов могодской свиты [4]. Дайки граносиенит-порфиров и сиенит-диорит-порфиров имеют характерный облик и легко идентифицируются с подобными дайками, пронизывающими вулканиты могодской свиты в районе сомона Могод. Таким образом, возраст рудоносных порфировых интрузий определяется как послепермский и допозднетриасовый и приходится на перерыв в осадконакоплении первой половины триасовой эпохи.

Не останавливаясь на описании интрузивных пород, подчеркнем некоторые их особенности, специфичные для южной половины Эрдэнэтской поперечной структуры. В этом районе в составе селенгинского комплекса заметно увеличивается количество пород повышенной основности ранней фазы. Они слагают сравнительно крупные поля, составляющие не менее 15—20% площади выходов пород комплекса. Несколько видоизменяется состав ведущих пород главной интрузивной фазы. Граносиенит-гранитовая ассоциация здесь сменяется породами, переходными между гранодиоритами и граносиенитами, типичны адамеллиты. Среди полевых шпатов гранитоидов заметно или незначительно преобладает плагиоклаз.

Характерная особенность интрузивных пород — пониженная щелочность по сравнению с породами селенгинского комплекса западной и северной частей Орхон-Селенгинского прогиба. На классификационной диаграмме (см. рис. 2, //) породы селенгинского комплекса этих частей Орхон-Селенгинского прогиба занимают поле составов повышенной щелочности, а Эрдэнэтской поперечной структуры — сконцентрированы вблизи линии раздела пород умеренной и повышенной щелочности. Последние, кроме того, отличаются несколько повышенным содержанием глинозема и магния. Наименее измененные разности порфировых интрузий юго-восточного участка Эрдэнэтского рудного поля на этой диаграмме группируются в области составов главной фазы селенгинского комплекса.

Сопоставляя латеральную изменчивость вулканогенных и интрузивных образований, можно отметить соответствие их тенденций (табл. 3). По сравнению с западной частью Орхон-Селенгинского прогиба в пределах Эрдэнэтской поперечной структуры отмечаются следующие черты изменчивости: 1) увеличение относительного количества вулканитов среднего и основного состава в нижней половине пермского разреза и относительной роли габбро-диоритов и диоритов; 2) некоторое снижение кремнекислотности и увеличение основности кислых пород, которые выражаются в смене трахириолитов дацитами и риолитами разной щелочности, а также граносиенит-гранитовой ассоциацией граносиенит-гранодиоритовой с повышением в послед-

Сопоставление позднепалеозойских магматических образований
разных участков Орхон-Селенгинского прогиба

Свита, комплекс	Запад прогиба			Эрдэнэтская поперечная структура		
	характерные породы	петрохимичес- кие особен- ности	геохими- ческая спе- циализация	характерные породы	петрохимичес- кие особен- ности	геохимичес- кая специа- лизация
Порфировых интрузий, Т		Не характерны		Гранодиорит- порфиры	Умеренная щелочность, повышенная глиноземис- тость	Cu, Zn, Ba
Селенгинский комплекс, P ₁ —T ₁	Граносиени- ты, граниты	Повышенная щелочность и глиноземис- тость	Cu, Mo, Sn, As	Диориты, гра- нодиориты, граносиени- ты	Умеренная и несколько повы- шенная щелоч- ность и глино- земистость	Cu, Zn, Pb, Zr
Свита основ- ных эффузивов, P ₂	Базальты, трахибазаль- ты	Повышенная щелочность, глиноземис- тость, желе- зистость	Be, Pb, Ba, Sr, Sc, Ga		Не изучались	
Осадочно-вулка- ногенная свита, P ₁ ¹ —P ₂ ¹				Базальты, риолиты	Умеренная су- щественно нат- риевая щелоч- ность	Нет данных
Свита кислых эффузивов, P ₁	Трахирео- литы	Высокая ще- лочность, низкие содер- жания Ca, Mg	Be, Nb, Zr, Sn, TR	Андезиты, дациты, рио- литы, трахи- дациты, тра- хириолиты	Умеренная и по- вышенная ще- лочность, низ- кие содержа- ния Mg	Cr, Co, Cu, Zn, Zr
Свита основ- ных и средних эффузивов, P ₁	Трахибазаль- ты, трахиан- дезитобазаль- ты	Высокая ще- лочность, низ- кие содержа- ния Ca	Cr, Co, V, Cu, Sc, Be, Ga	Базальты, андезитобазаль- ты, андезиты	Умеренная ще- лочность, повы- шенная глино- земистость, вы- сокие содер- жания Ca	Zn, B, Br, Zr

ней роли плагиоклаза; 3) снижение общей щелочности как вулканогенных, так и интрузивных пород; 4) изменение геохимической специализации магматических пород, выраженное в уменьшении количества надкларковых элементов-примесей, в том числе редкометалльных, и в халькофильной специализации магматических пород.

Рассмотренная изменчивость подчинена региональной неоднородности пермского магматизма в пределах Орхон-Селенгинского прогиба со снижением его щелочности в направлении с запада на восток. Есть основания считать, что градиент изменчивости наиболее значителен в Эрдэнэтской поперечной структуре, поскольку этот район приурочен к границе: различных тектонических блоков прогиба (см. рис. 1). Здесь процессы, ответственные за магмообразование, оказываются устойчивыми в течение пермской эпохи.

Рудная зона месторождения Эрдэнэтуин-Обо [16] приурочена к асимметрической антиклинальной структуре северо-западного простирания. Морфология рудного тела в общих чертах подчинена форме штока порфировых пород, прорывающих гранодиориты. Оруденение относится к прожилково-вкрапленному типу и приурочено к измененным гранодиорит-порфирам. В вертикальном разрезе месторождения происходит смена следующих зон: выщелачивания и окисления, вторичного сульфидного обогащения и первичных руд. Руды в зоне вторичного сульфидного обогащения представляют собой пологие залежи с неровными верхними и нижними границами. Форма вторичных рудных тел определяется морфологией зон первичной минерализации. В настоящее время разрабатывается зона вторичного сульфидного обогащения, прослеживающаяся на глубину на 250–300 м, состав руд которой изучался И.Е. Максимюк.

Оруденение в гранодиорит-порфирах в пределах штокверка распределено неравномерно, наряду со средними содержаниями меди 0,7–0,8% выделяются более бедные руды с содержанием 0,2–0,3% и более богатые зоны с содержанием меди более 1%.

Кроме меди и молибдена, в рудах месторождения в тех или иных количествах содержатся селен, рений, золото, серебро, вольфрам, олово, галлий, таллий, германий, висмут, свинец, цинк, кобальт, никель, мышьяк, сурьма. Теллур, индий, кадмий (при чувствительности анализа 2 г/т) не обнаружены.

В вычислительном центре Института минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов рассчитано статистическое распределение элементов и коэффициенты парной корреляции для этих элементов (табл. 4). При 1%-ном уровне значимости коэффициенты парной корреляции между медью и молибденом незначительны. Аналогичные данные были получены для медно-порфировых месторождений Средней Азии и Казахстана [2, 17]. Отсутствие корреляционной связи меди с молибденом в медно-порфировых месторождениях — явление обычное [5, 8, 18]. Это объясняется одновременностью отложения молибденита и халькопирита и частичным пространственным разобщением их рудных концентраций [6]. Между медью и серебром наблюдаются очень слабые связи (см. табл. 4), равно как и между медью и вольфрамом, медью и оловом, медью и мышьяком. Между медью и селеном, галлием, таллием, висмутом, кобальтом, никелем, сурьмой связи очень слабые и отрицательные. Между молибденом и серебром, оловом, таллием, германием, висмутом, свинцом, цинком, мышьяком и сурьмой связи слабые положительные и между молибденом и селеном, вольфрамом, галлием, кобальтом — слабые отрицательные. Таким образом, основные компоненты месторождения не связаны между собой корреляционной зависимостью; практически отсутствует такая их связь и с различными элементами-примесями.

Привлекает внимание прямая корреляционная зависимость между серебром, свинцом и цинком. Повышенные содержания серебра установлены в галените и сфалерите; со сфалеритом и галенитом связаны также повышенные концентрации германия и висмута. Прямая корреляционная зависимость характерна для свинца и цинка, мышьяка и сурьмы. Свинец и цинк (+0,98), мышьяк и сурьма (+0,91) встречаются, как правило, в одних и тех же минеральных ассоциациях.

При исследовании медно-порфировых месторождений изучение последовательности формирования парагенетических минеральных ассоциаций, слагающих рудные тела, представляет собой одну из наиболее сложных задач. Основными критериями выделения этапов и стадий минерализации служат пересечения жил и прожилков различного минерального состава и взаимоотношение минералов.

На Эрдэнэтском месторождении трудно устанавливаются возрастные взаимоотношения вкрапленной и прожилковой минерализации, а соотношение минералов первичных руд изменено вторичными процессами.

С помощью метода исследования изотопного состава серы сульфидов Д.М. Воинов-сочавторами [3] пришли к выводу о двухстадийном гидротермальном образовании минерализации на Эрдэнэтском месторождении. Схема процесса рудоотложения представлена ими следующим образом. После интенсивного дробления пород растворы отложили основную массу руды в виде прожилков и вкрапленности с изотопным

Матрица коэффициентов парной корреляции

Элемент	Cu	Mo	Ag	Se	W	Sn	Ga
Co	1,000						
Mo	0,205	1,000					
Ag	0,027	0,194	1,000				
Se	-0,014	-0,113	-0,157	1,000			
W	0,058	-0,127	-0,210	0,159	1,000		
Sn	0,187	0,018	0,052	-0,131	0,185	1,000	
Ga	-0,142	-0,173	0,435	-0,106	0,099	0,126	1,000
Tl	-0,183	0,018	-0,054	0,016	0,113	0,088	0,385
Ge	0,094	0,049	0,605	-0,268	-0,014	0,479	0,774
Bi	-0,100	0,137	0,444	-0,148	-0,234	-0,098	0,464
Pb	-0,032	0,140	0,740	-0,210	-0,259	-0,096	0,641
Zn	0,005	0,150	0,757	-0,258	-0,272	-0,035	0,621
Co	-0,171	-0,199	0,001	0,159	0,205	-0,185	0,401
Ni	-0,027	-0,176	0,495	-0,222	0,061	0,410	0,809
As	0,065	0,147	0,600	-0,233	-0,202	0,112	0,533
Sb	-0,003	0,167	0,634	-0,136	-0,183	0,008	0,548

Примечание. Доверительные границы коэффициентов корреляции: при N (число проб) = 119 5%-ный уровень значимости — 0,195; 1%-ный — 0,254; -0,1%-ный — 0,321.

составом серы, очень близким к метеоритному уровню. Затем, после нового дробления, очевидно, связанного с внедрением разнообразных дайковых тел, произошло новое рудоотложение, причем на этой стадии могло происходить переотложение ранее отложенных рудных минералов. Отложение молибденита связывается с первой стадией, в то время как халькопирит отлагался в течение обеих стадий.

Р.А. Хасиным с соавторами [16] на Эрдэнэтском месторождении выделено шесть стадий, в которые отложились главнейшие ассоциации минералов: 1) предрудная кварц-серицитовая; 2) кварц-пиритовая; 3) кварц-пирит-молибденитовая; 4) кварц-пирит-халькопиритовая; 5) кварц-пирит-галенит-сфалеритовая; 6) пострудная гипс-кальцитовая (с пиритом). В гипергенный этап сформировались минеральные ассоциации зон выщелачивания, окисления и вторичного сульфидного обогащения. Нами выявлены следующие минеральные ассоциации: кварц-пиритовая, кварц-молибденитовая, кварц-халькопирит-теннантитовая, кварц-галенит-сфалеритовая и наложенная борнит-халькозин-ковеллиновая (табл. 5), которые вполне согласуются с данными Р.А. Хасина [16]. Продуктивными являются кварц-молибденитовая, кварц-халькопирит-теннантитовая и борнит-халькозин-ковеллиновая минеральные ассоциации. Наиболее широко развита наложенная борнит-халькозин-ковеллиновая ассоциация, которая наблюдается во всех других ассоциациях, так как халькозин и ковеллин развиваются по первичным халькопириту, теннантиту, сфалериту, замещая их иногда практически нацело.

Возрастные соотношения указанных минеральных ассоциаций очень сложны, особенно в зоне вторичного сульфидного обогащения, где минералы первичных руд замещаются иногда нацело вторичными сульфидами меди, поэтому трудно представить каждый минеральный парагенезис в качестве самостоятельной стадии, абсолютно отличной по возрасту от предыдущих и последующих парагенезисов минералов [1].

На месторождении нами впервые были изучены формы нахождения элементов-примесей, при этом установлено, что в зоне вторичного сульфидного обогащения отсутствуют минералы селена, теллура, висмута, рения, золота, серебра, кадмия и других элементов, а все эти элементы как изоморфная примесь присутствуют в пирите, молибдените, халькопирите, теннантите, галените, сфалерите и др. или развиты в виде собственных минералов.

Минералы первичных руд. Главными рудными минералами первичных руд являются пирит, молибденит, халькопирит, теннантит, галенит, сфалерит, энаргит.

Пирит — наиболее распространенный на месторождении сульфидный минерал. Изучение парагенетических ассоциаций пирита и взаимоотношений прожилков,

Tl	Ge	Bi	Pb	Zn	Co	Ni	As	Sb
----	----	----	----	----	----	----	----	----

1,000								
0,149	1,000							
0,140	0,487	1,000						
0,047	0,703	0,701	1,000					
-0,010	0,739	0,723	0,967	1,000				
0,260	0,000	0,078	0,001	-0,017	1,000			
0,169	0,836	0,341	0,529	0,547	0,230	1,000		
0,008	0,743	0,682	0,805	0,848	-0,129	0,529	1,000	
0,036	0,679	0,768	0,866	0,887	-0,038	0,484	0,911	1,000

содержащих пирит, позволило условно выделить по крайней мере пять ассоциаций пирита: 1) ранний в кварцевых прожилках, 2) в молибденит-кварцевых прожилках, 3) в ассоциации с халькопиритом, теннантитом и сфалеритом, 4) метакристаллы пирита, 5) ассоциация с галенитом, сфалеритом и теннантитом.

Для пиритов Эрдэнэтского месторождения характерны повышенные концентрации ряда редких элементов — селена, кобальта, никеля, меди, золота, серебра при отсутствии висмута и ртути. Среднее содержание золота (в скобках — число проб) составляет 0,028 г/т (17), селена — 57,6 г/т (11), серебра — 4,6 г/т (8), кобальта — 0,0213% (13), никеля — 0,0033% (13), меди — сотые доли процента. Кроме того, в пирите присутствуют платина — 0,004 г/т (2) и палладий — 0,05 г/т (2). Высокие содержания в пиритах меди, серебра, свинца, цинка, мышьяка можно объяснить наличием микро- и субмикровключений собственных минералов этих элементов.

Молибденит на месторождении широко распространен в ассоциации с пиритом и кварцем, реже наблюдается в парагенезисе с халькопиритом. Он представлен главным образом гексагональной модификацией 2Н, хотя в некоторых образцах присутствует

Т а б л и ц а 5

Минеральные парагенетические ассоциации

Парагенетическая минеральная ассоциация	Форма проявления минеральной ассоциации	Минеральный состав	Характерные элементы-примеси
Кварц-пиритовая	Вкрапленность, прожилки	Пирит, кварц, сфалерит, халькопирит, молибденит	Se, Ag, Co, Ni, Au
Кварц-молибденитовая	То же	Молибденит, кварц, пирит	Mo, Re, Se
Кварц-халькопирит-теннантитовая	Вкрапленность, прожилки, включения в минералах других минеральных ассоциаций	Халькопирит, теннантит, пирит, сфалерит, энаргит, галенит	Ag, Se, Co, Ni, Au
Кварц-галенит-сфалеритовая (полиметаллическая)	Прожилки, вкрапленность	Галенит, сфалерит, теннантит, пирит	Co, Ni, Mo, As, Ag, Bi, Cd
Наложённая борнит-халькозин-ковеллиновая	Вкрапленность, прожилки, включения в минералах других минеральных ассоциаций	Борнит, халькозин, ковеллин	Pb, Zn, Ag, As, Sb

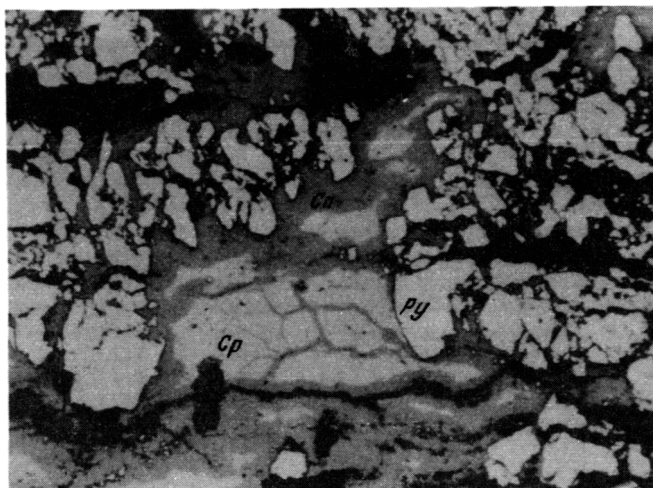


Рис. 3. Зона вторичного сульфидного обогащения, горизонт 1475 м, месторождение Эрдэнэтуин-Обо; халькопирит (Cp) и пирит (Py) замещаются халькозином (Cn). Полир. шлиф, увел. 100, без анализатора

примесь ромбоздрического молибденита. Для молибденита типичны высокие содержания рения и селена (в г/т): Re — 145–1045 (в среднем — 622); Se — 108–317 (в среднем — 203).

Халькопирит выделяется в двух парагенетических ассоциациях — кварц-халькопирит-теннантитовой (рис. 3) и наложенной борнит-халькозин-ковеллиновой. В первой ассоциации халькопирит, как правило, замещен халькозином или агрегатом халькозина и ковеллина; во второй халькопирит часто образует с борнитом решетчатые структуры распада твердых растворов. По данным лазерного анализа, халькопириты Эрдэнэтского месторождения отличаются сравнительно небольшим набором элементов-примесей. Практически во всех образцах присутствует серебро, содержание которого составляет тысячные доли процента, лишь в одном образце отмечены высокие содержания серебра (до 0,04–0,06%). Для халькопирита характерно практически полное отсутствие висмута, кобальта, никеля, ванадия, кадмия, золота, молибдена.

Блеклая руда представлена теннантитом и встречается в двух парагенетических ассоциациях — пирит-халькопирит-теннантит-сфалеритовой и полиметаллической теннантит-сфалерит-галенитовой. Обычно теннантит в первой ассоциации замещен халькозином или ковеллином.

Теннантит содержит серебро от сотых до десятых долей процента, золото обнаружено лишь в одном образце в количестве 0,04–0,06% (лазерный микроспектральный анализ), теллур также обнаружен в одном образце — 0,03%. Висмут присутствует практически во всех изученных образцах теннантита в количестве от тысячных долей процента до 0,7–0,9%.

Энаргит встречается в незначительных количествах в ассоциации с пиритом и кварцем. Он содержит примеси серебра (сотые доли процента), свинца, молибдена.

Галенит содержится в виде мелкой вкрапленности в халькопирит-пирит-теннантитовой и полиметаллической ассоциациях, образуя мономинеральные агрегаты неправильной или прожилковой формы до нескольких миллиметров в сечении, замещающая сфалерит и теннантит. В этом галените обнаружены медь, цинк, серебро (от 0,1–0,3 до 0,7–0,9%), висмут (0,7–0,9%), никель, молибден, марганец, мышьяк и сурьма (лазерный микроспектральный анализ).

Сфалерит распространен довольно широко и представлен марматитом и клейофаном. Он встречается в двух ассоциациях: ранней — пирит-сфалерит-халькопиритовой и поздней — полиметаллической. В ранней ассоциации сфалерит замещается теннантитом и оба минерала замещаются халькозином или агрегатом халькозина и ковеллина. В сфалерите присутствуют медь и марганец в количестве десятых

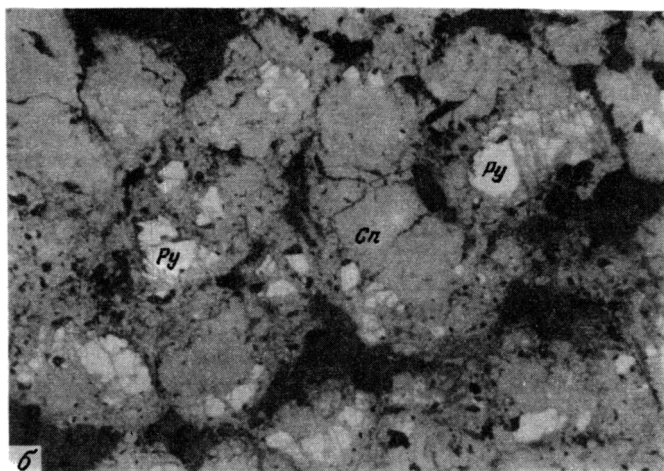
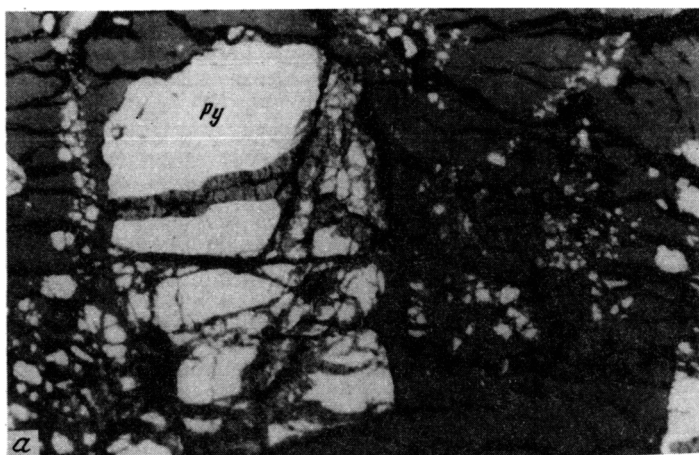


Рис. 4. Зона вторичного сульфидного обогащения, горизонт 1565 м, месторождение Эрдэнэтуин-Обо

а — халькозин (*Cu*) замещает пирит (*Py*), полир. шлиф, увел. 100, без анализатора; *б* — коллоидные образования халькозина (*Cu*), замещающего пирит (*Py*), полир. шлиф, увел. 128, без анализатора

долей процента, кадмий — от незначительных следов до десятых долей процента, свинец — от сотых до десятых долей процента и серебро до 0,1–0,3%.

Основные минералы зоны вторичного сульфидного обогащения — халькозин, ковеллин и борнит.

На месторождении нами был обнаружен только гипергенный халькозин, образующий халькозин-ковеллиновую или халькозин-ковеллин-борнитовую ассоциацию. Выделяются две разновидности халькозина — кристаллическая и коллоидная (рис. 4, *а*, *б*). Халькозин очень редко наблюдается в виде самостоятельных выделений. Обычно он замещает пирит, халькопирит, теннантит, сфалерит, причем халькопирит и теннантит замещаются практически нацело, остаются только незначительные незамещенные участки первичных минералов. Для халькозина характерно присутствие примесей свинца, цинка, серебра, кобальта, никеля, молибдена, мышьяка, сурьмы, большинство которых входит в состав механических включений — галенита, сфалерита, теннантита.

Ковеллин широко распространен, но в меньшем количестве, чем халькозин. Как правило, он образует тесный парагенезис с халькозином в халькозин-ковеллиновой

Химический состав (в %) минералов зоны окисления

№ обр.	Минерал	Mo	Ag	Pb	As	Sn	P	La
Эр-164	Медь самородная	0,0046	0,00003	0,0007	0,9	Не обн.	0,05	Не обн.
Эр-162а*	"	0,0л ⁻	Не обн.	Не обн.	Не обн.	"	Не обн.	"
Эр-403	Куприт	0,00026	"	0,0012	"	"	0,06	"
Эр-162а*	"	—	0,00л ⁻ —0,00л ⁻	Не обн.	"	"	Не обн.	"
Эр-137	Делафоссит	0,0008	0,00002	0,0014	"	"	"	"
Эр-398	Азурит	0,0016	Не обн.	0,0005	"	"	0,06	0,005
Эр-428	Антлерит	0,008	"	0,001	0,13	"	Не обн.	0,006
Эр-403а	Брошантит	0,0006	"	0,0004	Не обн.	"	0,03	Не обн.
Эр-58а	Бирюза	0,016	0,00003	0,03	0,9	0,03	3,0	"
Эр-88	"	0,0005	0,00003	0,0008	0,2	Не обн.	5,0	"
Эр-399	Ярозит	0,03	0,002	0,01	0,3	0,04	Не обн.	0,012

* Лазерный микроспектральный анализ: л⁻=1—3; л = 4—6. Все остальные образцы — количественный спектральный анализ.

или халькозин-ковеллин-борнитовой ассоциации и реже в поздней полиметаллической ассоциации. Ковеллин замещает халькозин, халькопирит, пирит, иногда сфалерит и галенит. В нем отмечаются примеси свинца, селена, мышьяка, цинка, серебра, марганца, входящих, как правило, в состав механических включений других минералов.

Борнит распространен незначительно и встречается в виде вкрапленности в пирите и структур распада с халькопиритом и графических сростаний с халькозином. Кроме примеси серебра (до 0,1%), в борните отмечаются свинец, цинк, висмут, мышьяк, сурьма, которые входят в состав галенита, сфалерита, теннантина в виде механических примесей.

Минералы зоны окисления. Медная минерализация в зоне окисления представлена карбонатами, окислами, силикатами, фосфатами, сульфатами и самородной медью; молибденовая — главным образом ферримолибдитом. Окисленные руды характеризуются прожилковой, прожилково-вкрапленной, коллоидной, друзовой, брекчиевой и корковой текстурой. Структура их метакolloидная, радиально-лучистая, пестельчатая, реликтовая. Количество окисленных минералов меди велико, наиболее распространенными являются куприт, малахит, азурит, брошантит, бирюза, изредка встречается самородная медь. В зоне окисления нами впервые обнаружены широко распространенный сложный окисел меди и железа — делафоссит и сульфат меди — антлерит, встречающийся в незначительных количествах. В минералах зоны окисления установлен целый ряд элементов-примесей (табл. 6).

Таким образом, в результате изучения состава руд Эрдэнэтского месторождения установлено, что, кроме меди и молибдена, в них содержатся серебро, рений, селен, вольфрам, висмут, олово, галлий, таллий, германий, кобальт, никель, не образующие собственных минералов и присутствующие в изоморфной форме в пирите, халькопирите, молибдените, теннантите, галените, халькозине и других минералах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бадалов С.Т. Критерии единства природных рудообразующих систем. — Зап. Узб. отд. Всесоюз. минерал. о-ва, 1979, вып. 32, с. 73—80.
2. Бадалов С.Т., Голованов И.М., Дунин-Барковская Э.А. Геохимические особенности рудообразующих элементов Чаткало-Кураминских гор. Ташкент: Фан, 1971. 228 с.
3. Воинков Д.М., Гриненко Л.Н., Гарамжав Д., Жамсран М. О стадийности рудообразования на медно-порфировом месторождении Эрдэнэтуин-Обо в Монголии (по изотопным данным серы). — Изв. вузов. Геология и разведка, 1977, № 1, с. 77—80.
4. Геология Монгольской Народной Республики. Т. 2. Магматизм, метаморфизм, тектоника. М.: Недра, 1973. 751 с. Т. 3. Полезные ископаемые. М.: Недра, 1977. 703 с.
5. Гильмутдинов Г.Х., Пучков Е.В., Ситко А.Т. Молибден в медно-порфировых месторождениях Центрального Казахстана. — В кн.: Геология и геохимия месторождений цветных металлов Казахстана. Алма-Ата: КНИИМС, 1970, с. 100—106.

6. Голованов И.М. Меднорудные формации Западного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1978. 262 с.
7. Дуранте М.В. Палеоботаническое обоснование стратиграфии карбона и перми Монголии. М.: Наука, 1976. 275 с.
8. Жевлаков П.С., Мирзабеков М. Некоторые закономерности поведения меди и молибдена в рудах медно-молибденового месторождения Коунрад. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1971, № 5, с. 49–50.
9. Кележинская В.В., Лучицкий И.В. Континентальные вулканические ассоциации Центральной Монголии. М.: Наука, 1974. 72 с.
10. Кузнецов В.А. Некоторые вопросы металлогении Монголии и закономерности размещения эпitherмального оруденения, связанного с мезозойской активизацией. — В кн.: Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1973, с. 68–77.
11. Матреницкий А.Т. Характерные черты позднепалеозойского орогенного магматизма и его рудосность (на примере Орхон-Селенгинского прогиба МНР). — В кн.: Петрология и рудосность индикаторных магматических формаций. М.: Наука, 1981, с. 353–373.
12. Моссаковский А.А., Томуртогов О. Верхний палеозой Монголии. М.: Наука, 1976. 127 с.
13. Павленко А.С., Филиппов Л.В., Орлова Л.П. Гранитоидные формации Центрально-Азиатского складчатого пояса, их петрология, геохимия, металлогенность. М.: Наука, 1974. 223 с.
14. Салтыковский А.Я., Орломас Д. Позднепалеозойский — мезозойский вулканизм Северной Монголии и Западного Забайкалья. М.: Наука, 1977. 202 с.
15. Сотников В.И., Берзина А.П., Скороходов В.Н. Металлогения меди и молибдена Монгольской Народной Республики. — В кн.: Вопросы магматизма и металлогении Монгольской Народной Республики. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1981, с. 9–18.
16. Хасин Р.А., Маринов Н.А., Хурц Ч., Якимов Л.И. Медно-молибденовое месторождение Эрдэнэтуун-Обо в Северной Монголии. — Геология руд. месторождений, 1977, № 6, с. 3–15.
17. Чевердин В.А., Калаченко В.А. Применение корреляционного анализа для изучения связей между компонентами на месторождении Коунрад. — В кн.: Математические методы в геологии. Алма-Ата: Казах. ун-т, 1971, вып. 2, с. 44–48.
18. Шевченко Н.Я. Медно-порфировое оруденение в Восточном Казахстане. — Разведка и охрана недр, 1973, № 8, с. 7–10.
19. Яшина Р.М., Матреницкий А.Т. Петрохимия вулканических и интрузивных пород Орхон-Селенгинского прогиба (Монголия). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 10, с. 26–42.
20. Яшина Р.М., Матреницкий А.Т. Верхнепалеозойский магматизм Северной Монголии и его металлогенические особенности. — В кн.: Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979, с. 96–113.

УДК 553.31:519 (517.3)

Р.Х. БАХТЕЕВ, И.А. ЧИЖОВА

ЖЕЛЕЗОРУДНЫЕ ФОРМАЦИИ МОНГОЛИИ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ РАЗМЕЩЕНИЯ

На территории Монголии известно более 250 месторождений, рудопоявлений и точек минерализации, принадлежащих к различным железорудным формациям. Наиболее полная обобщенная геологическая характеристика большинства из них была дана И.Б. Филипповой и В.Н. Выдриным [4]. После выхода в свет их работы были обнаружены новые объекты, а также пополнились материалы по геологии Монголии. В связи с этим появилась возможность рассмотреть распределение месторождений железа с привлечением новых данных, с тем чтобы выявленные закономерности их размещения и формирования впоследствии использовать при построении металлогенической карты МНР масштаба 1:1 500 000. Поэтому нами анализировался в основном материал, содержащийся в геологических картах такого масштаба. Задача решалась при помощи одного из методов математической логики, разработанного С.В. Сиротинской [2].

Суть примененного метода заключается в поиске и выделении среди множества геологических признаков информативных, которые характеризовали бы особенности геологического строения рудных полей и месторождений определенной рудной формации. На первом этапе исследований была составлена шкала геологических признаков железорудных месторождений МНР. При ее разработке были использованы тектоническая и геологическая карты МНР масштаба 1:1 500 000, а также карта геологических формаций такого же масштаба, составленная коллективом Советско-Монгольской геологической экспедиции, но еще не изданная. В этой шкале нашли отражение особенности структурно-формационных зон, в которых локализованы месторождения: дизъюнктивной тектоники — наличие и направление разломов,

удаленность от них месторождений; состава и возраста геологических формаций, с которыми ассоциирует оруденение. Вычисления проводились на ЭВМ БЭСМ-6 в ВЦ АН СССР. В итоге выявлены " типовые " геологические признаки месторождений каждой железорудной формации. По комплексу таких признаков намечались участки, в которых возможно обнаружение оруденения определенной формации.

ЖЕЛЕЗОРУДНЫЕ ФОРМАЦИИ

Существует множество классификаций железорудных месторождений, основанных на генетических или рудно-формационных принципах. Рудно-формационная систематика месторождений МНР И.Б. Филипповой и В.Н. Выдрина наиболее близка к классификации железорудных месторождений мира, предложенной Г.А. Соколовым и В.М. Григорьевым [3]. Хотя названия некоторых рудных формаций у них отличаются, но в понятие конкретной железорудной формации вкладывается близкий геологический смысл. Поскольку авторы не занимались разработкой специальной классификации железорудных месторождений МНР, то за основу были приняты эти две классификации. В Монголии выделяются следующие железорудные формации и их группы: 1) магматическая титаномагнетитовая; 2) железисто-кварцитовая; 3) железисто-яшмо-кварцитовая (или вулканогенно-осадочная, по классификации Г.А. Соколова и В.М. Григорьева); 4) контактово-метасоматическая группа формаций; 5) железисто-карбонатная гидротермально-метасоматическая (или железо-карбонатная жильно-метасоматическая, по Г.А. Соколову и В.М. Григорьеву); 6) железистая гидротермально-жильная.

Рудные формации подразделяются на минеральные типы.

Магматическая титаномагнетитовая формация. На территории Монголии пока известно одно небольшое месторождение Хошим-Гол, принадлежащее к этой формации. Оно расположено в Западном Прихубсугулье в устье р. Хошим-Гол. Месторождение изучалось Н.Ф. Соловьевым (1941 г.), Н.Л. Кудрявцевой и М.С. Зелинским (1946 г.). По их данным, оруденение приурочено к центральной части дифференцированного массива габброидов раннепалеозойского возраста. Рудное тело представляет собой маломощные прожилки титаномагнетита, образующие полосу оруденения северо-западного простирания. В рудах отмечаются редкие зерна пирита и минералов меди. Параметры рудоносной зоны не установлены. Ориентировочные запасы титаномагнетитовых руд оцениваются в 1,5 млн. т.

Более мелкие рудопроявления этой формации расположены в Хубсугульском прогибе, в южной части Озерной зоны и в Байдарикском поднятии. Среди них следует отметить перспективное рудопроявление Ундур-Шарин-Нуру, локализованное в нижнепалеозойских габброидах, которые слагают меланократовую часть сложно построенного интрузива. Руды представлены магнетитом и титаномагнетитом. Титаномагнетит содержит мелкие включения ильменита и биксбиита. Содержание рудных минералов в габброидах составляет 20–70%. По мнению Х. Цэрэнпунцага (1975 г.), рудопроявление заслуживает внимания для постановки детальных оценочных работ в ближайшем будущем.

Проведенные математические расчеты показали, что для формирования магматогенных месторождений железа благоприятны две структурно-формационные зоны: позднепротерозойская и область сочленения позднерифейско-раннекембрийских эпиконтинентальных и эпиконтинентальных структур. Рудные тела локализованы в габброидах и пироксенитах раннепалеозойского (средне-позднекембрийского) возраста. Четкая связь с разломами определенного направления не намечается, но существует тенденция в локализации рудоносных массивов в разломах преимущественно субширотного направления. Вмещающими породами габброидов и пироксенитов служат венди-нижнекембрийские вулканогенно-осадочные отложения, иногда метаморфизованные толщи верхнего протерозоя. Перспективными на обнаружение оруденения магматической титаномагнетитовой формации являются западные участки Озерной зоны, районы развития габброидов и пироксенитов в Западном Прихубсугулье, Идэрской зоне и Ханхухэйском шовном прогибе. Заслуживают также внимания отдельные участки в Джидинской и Тарято-Селенгинской зонах. Следует отметить, что в сопредельной с Монголией Алтае-Саянской области имеются более крупные, чем Хошим-Гол, месторождения титаномагнетитовых руд, которые расположены в складчато-

глыбовых каледонских структурах и связаны с габброидами и пироксенитами ранне-среднепалеозойского возраста [1].

В Мустулинском габбро-анортозитовом массиве, расположенном в Хангайском нагорье, А.Э. Изохом и др. (см. статью в настоящей книге) обнаружено ильменит-титаномагнетитовое оруденение, которое, по-видимому, относится к другой рудной формации — магматической титаномагнетит-ильменитовой.

Железисто-кварцевая формация. В Монголии известно 17 железорудных объектов, принадлежащих к этой формации, причем шесть из них относятся к средним и мелким месторождениям, а остальные, слабо разведанные, — к рудопроявлениям. Они размещены в выступах древнего архейско-протерозойского фундамента и в более поздних поднятиях. Состав руд магнетитовый, магнетит-гематитовый и гематитовый.

Магнетитовые месторождения и рудопроявления локализованы в Тэйсийнгольской зоне вблизи Хангайского глубинного разлома в Байдарикском поднятии. Наиболее крупные из них — месторождения Тумур-Чулут, Санту-Толгой и Байдарин-Гол.

Месторождение Тумур-Чулут приурочено к Хангайскому глубинному разлому в Северо-Сонгинском выступе. Рудное поле сложено протерозойскими гнейсами и более молодыми зеленокаменными сланцами. Железистые кварциты образуют линзо- и пластообразные залежи северо-западного простирания, залегающие согласно во вмещающих их гнейсах. С поверхности рудные тела прослежены на площади $2,5 \times 0,2$ км. Содержание железа в рудах от 24 до 41%. Месторождение с поверхности разведано шурфами и канавами. Ориентировочные запасы магнетита составляют 18 млн. т.

Вблизи месторождения Тумур-Чулут расположено сравнительно недавно открытое рудопроявление. По данным Д. Тогтоха (1977 г.), к горизонту биотитовых и гранит-биотитовых гнейсов, содержащих прослои амфиболовых кристаллических сланцев, приурочены пласты и линзы магнетитовых кварцитов. Оруденение прослежено в узкой полосе северо-восточного направления на расстояние 17 км. Протяженность отдельных рудных тел от нескольких десятков метров до 2 км при мощности 5—60 м. По сравнению с месторождением Тумур-Чулут запасы рудопроявления могут оказаться более значительными.

Железисто-кварцитовые месторождения, имеющие *магнетит-гематитовый состав руд*, сформировались в ранние стадии океанического этапа развития земной коры. Они расположены в краевых частях Средне-Гобийского и Хархиринского поднятий среди зеленосланцевых комплексов пород позднепротерозойского, рифейского и рифейско-раннекембрийского возраста. Лишь одно небольшое рудопроявление Шибиг-Худук приурочено к полимиктово-терригенной толще силура в Баянлэгском поднятии.

Наиболее крупное проявление, имеющее магнетит-гематитовый состав руд — Темиргольское месторождение, открыто Ю.А. Борзаковским и В.А. Карасевым в 1954 г. Рудоносная площадь сложена рифейскими метаморфическими сланцами и кварцитами, смятыми в мелкие линейные складки северо-западного простирания. На месторождении известно более 20 крутопадающих рудных тел протяженностью 300—1100 м и мощностью 30—60 м. Они сложены тонкополосчатыми магнетит-гематитовыми рудами с кварцитами. Из нерудных минералов развиты кварц, мусковит, хлорит и доломит. Руды характеризуются высоким содержанием марганца, фосфора. В 1975—1976 гг. месторождение было детально разведано. Прогнозные запасы его составляют 220—280 млн. т.

Гематитовые рудопроявления железисто-кварцитовой формации размещены в Северо-Хантэйском поднятии. Крупные объекты этого типа не обнаружены, и рудопроявления практического значения не имеют. Некоторые из них, например Сугнургольское, требуют постановки разведочных работ. По данным Д. Бямбы (1970 г.), участок рудопроявления сложен полосчатыми метаморфическими сланцами и кварцитами рифея — нижнего кембрия. Среди них расположен горизонт черных железистых кварцитов с массивным гематитовым оруденением мощностью около 2 м. Рудное тело с перерывами прослежено на 3,5 км. В целом благоприятными структурами для формирования гематитовых месторождений железисто-кварцитовой формации оказались рифейско-нижнекембрийские эпокееанические зоны, выполненные кремнисто-сланцевыми отложениями.

Таким образом, отмечается приуроченность месторождений определенного состава железисто-кварцитовой формации к определенным структурно-формационным зонам.

Наиболее древние — магнетитовые месторождения локализованы в архейско-протерозойских выступах фундамента, сложенных породами гнейсово-амфиболитовой формации. Магнетит-гематитовые месторождения приурочены к покровам эффузивов зеленосланцевой формации. Их возраст колеблется от позднего протерозоя до раннего кембрия. Гематитовые рудопроявления размещены в рифейско-нижнекембрийских структурах, выполненных кремнисто-сланцевыми отложениями. По результатам математической обработки данных намечается тенденция в локализации оруденения вблизи разломов в первую субширотного, реже северо-западного или северо-восточного направлений.

Перспективными на обнаружение месторождений железисто-кварцитовая формация являются участки, расположенные к востоку от месторождения Санту-Тологой, выходы протерозойских и рифейских пород в Средне-Гобийской железорудной зоне, а также западная и юго-восточная части Хархиринской зоны.

Железисто-яшмо-кварцитовая формация. Рудопроявления этой формации локализованы главным образом в Хангайском и Хэнтэйском прогибах, а также в Северо-Хэнтэйском поднятии.

Формирование проявлений железа началось в позднем протерозое — венде. Пока известно единственное месторождение — Набчатыйн-Гол. Площадь месторождения сложена верхнепротерозойско-вендскими известняками, известковистыми сланцами, кварцитами и песчаниками, прорванными интрузией нижнепалеозойских гранитоидов. Среди известняков и известковистых сланцев согласно залегает горизонт яшмовидных кварцитов с гематитовым оруденением, имеющий на поверхности два выхода. Прогнозные запасы руд на месторождении оцениваются в 30–35 млн. т при среднем содержании железа 32%.

В рифее — раннем кембрии в процессе образования кремнисто-сланцевых толщ сформировались рудопроявления Северо-Хэнтэйского поднятия. Наибольшее число рудопроявлений локализовано в нижне- и среднепалеозойских толщах флишовой терригенной формации. Несколько объектов известны в отложениях яшмо-кремнисто-терригенной формации девона и нижнекаменноугольных флишовой терригенных образованиях Хангайского прогиба.

Как и среди железистых кварцитов, в железисто-яшмо-кварцитовая формация выделяются магнетитовый, магнетит-гематитовый и гематитовый минеральные типы, но закономерная связь между составом руд и определенными геологическими формациями не наблюдается.

Проявления железа этой формации слабо разведаны. В отдельных случаях оценка масштабов оруденения проведена без учета структурных условий локализации руд, что, по-видимому, приводило к занижению запасов. Прежде всего необходимы разведочные работы на месторождении Набчатыйн-Гол. Заслуживают внимания рудопроявления Дзогинское и Будунское, расположенные в Хангайском прогибе. Руды здесь высокосортные благодаря повышенному содержанию марганца, кобальта и никеля. Из новых районов, перспективных на обнаружение проявлений железа железисто-яшмо-кварцитовая формация, следует отметить участки выхода древних пород, расположенные к востоку от месторождения Набчатыйн-Гол, а также отдельные районы Хангайского и Хэнтэйского прогибов.

Контактово-метасоматическая группа формаций. В эту группу объединяются три самостоятельные рудные формации: магнезиально-скарновая, магнезиально-известковая скарновая и известково-скарновая [3]; но из-за слабой изученности месторождений не представляется возможным их выделить. Контактово-метасоматические месторождения в Монголии наиболее распространены и в большинстве своем являются известково-скарновыми. Известно 13 мелких месторождений и множество рудопроявлений и точек минерализации. Состав руд в основном магнетитовый, реже магнетит-гематитовый.

Проведенные нами математические расчеты показали, что строгой приуроченности скарновых месторождений к определенным структурам нет. Рудоносными оказались 14 структурно-формационных зон, но роль каждой из них в формировании месторождений различна: в пяти зонах известно лишь по одному небольшому рудопроявлению. Наиболее распространено оруденение в верхнерифейско-нижнекембрийских эпиконтинентальных и эпикоеанических геосинклинальных структурах (40%). Часть скарновых месторождений связана с зонами, выполненными каменноугольными

кремнисто-терригенными комплексами, со средне- и верхнепалеозойскими вулканогенно-молассовыми отложениями (30%).

Оруденение контролируется разломами северо-восточного, северо-западного и субширотного направлений. При этом около половины месторождений приурочено к северо-восточным разломам.

Более четкие связи скарнового оруденения прослеживаются с гранитоидным магматизмом. Наиболее древние, раннепалеозойские, месторождения и рудопоявления сформировались на контакте массивов, сложенных гранитоидами гранодиоритовой формации. Они локализованы в основном в Озерной зоне и Средне-Гобийском поднятии. Часть раннепалеозойских рудопоявлений Озерной зоны связана с породами тоналит-плагиогранитовой формации. Из раннепалеозойских наиболее значительно месторождение Харганта, расположенное в зоне Цаган-Шибэтинского глубинного разлома. Оно приурочено к метаморфическим сланцам и известнякам, прорванным средне-верхнекембрийскими гранитоидами гранодиоритовой формации. Рудная залежь представлена двумя разобщенными телами неправильной формы. Руды массивные и полосчатые. Основной рудный минерал — магнетит, в незначительном количестве встречаются гематит, мартит, сульфиды меди. Среднее содержание железа 60%, запасы руды 3,9 млн. т.

Среднепалеозойские скарновые месторождения связаны преимущественно с гранитоидами континентальной стадии развития земной коры. Лишь в зоне Солонкерского глубинного разлома известны два рудопоявления, ассоциирующие с породами гранодиоритовой формации. Основная часть среднепалеозойских месторождений сформировались в связи с внедрением гранитоидов гранит-лейкогранитовой с граносиенитами формации в Озерной зоне, Качикском поднятии, Орхонском и Хубсугульском прогибах. Другая часть месторождений, приуроченных к Тургэнгольскому глубинному разлому и Дзабханской зоне, образовалась на контакте массивов, сложенных гранитоидами гранит-лейкогранитовой известково-щелочной формаций. Среди среднепалеозойских хорошо изучено месторождение Томур-Тологой.

По В.В. Таранину (1962 г.), месторождение приурочено к экзоконтакту массива нижне-среднедевонских щелочных гранитов. Вмещающие породы представлены рифейско-вендскими кремнистыми и слюдястыми сланцами с прослоями мраморизованных известняков и доломитов. На месторождении известно семь рудных тел линзовидной формы. Протяженность их до 400 м, мощность до 53 м, а на глубину они прослежены в среднем до 200 м. Руды имеют массивную, полосчатую и вкрапленную текстуру. Основные рудные минералы представлены магнетитом, мартитом, пирротин, пиритом. Из нерудных минералов присутствуют пироксен, амфиболы, хлорит, биотит. Содержание железа от 20 до 70%. Прогнозные запасы руды 25 млн. т.

Позднепалеозойские скарновые проявления железа размещены в Северо-Хэнтэйском, Шараусгольском и Средне-Гобийском поднятиях, Хангайском и Шарахадинском прогибах, где они преимущественно связаны с гранитоидами гранит-лейкогранитовой с граносиенитами формации. Известно лишь одно месторождение Оюуту-Обо позднепалеозойского возраста, расположенное в Средне-Гобийской зоне. Оруденение связано с массивом позднепермских гранитоидов, в котором заключен ксенолит нижнепалеозойских известняков. По Ю.М. Логинову (1962 г.), на месторождении выявлены шесть рудных тел, имеющие протяженность 100–600 м и мощность 15–120 м. Руды характеризуются повышенным содержанием меди (5,1%). Запасы железа оцениваются в 10 млн. т.

Палеозойские скарновые месторождения составляют около 80% всех известных скарновых проявлений железа, а 20% месторождений имеют мезозойский возраст.

Раннемезозойские месторождения известны в Северо- и Южно-Хэнтэйском поднятиях и Керуленской системе прогибов. Рудоносны главным образом гранитоиды гранит-лейкогранитовой известково-щелочной формации. Известны два небольших месторождения этого возраста. Одно из них — Тумуртайское — расположено в Баянгольской зоне. Рудоносная площадь сложена кварц-хлоритовыми, кремнистыми, биотит-актинолитовыми сланцами с прослоями окремнелых, мраморизованных известняков. Вмещающие породы прорваны массивом гранитоидов позднего триаса — ранней юры. Скарны гранит-эпидотового, эпидот-амфиболового и гранат-эпидот-актинолитового состава с магнетитом и гематитом. Руды высококачественные, ориентировочные запасы составляют 30 млн. т.

Позднемезозойские рудопоявления расположены в Северо-Хэнтэйском поднятии, Керуленском прогибе и Чойбалсанской впадине. Среди них крупные объекты неизвестны. Оруденение связано с гранитами гранит-лейкогранитовой известково-щелочной и гранодиорит-гранитовой и гранитовой формаций.

Таким образом, в формировании контактово-метасоматических месторождений существенную роль сыграли гранитоиды двух формаций. В ранние стадии развития земной коры это были гранитоиды гранодиоритовой формации, а в континентальную стадию — гранитоиды гранит-лейкогранитовой с граносиенитами формации. С этими гранитоидными формациями связано около 70% известных скарновых проявлений железа. Участки, перспективные на обнаружение скарновых железорудных месторождений, расположены в районах развития этих формаций.

Железисто-карбонатная гидротермально-метасоматическая формация. В Монголии известно одно месторождение в Цаган-Шибэтинском поднятии — Хаир-Са, принадлежащее к этой формации. В этой же структуре имеются еще два рудопоявления.

Месторождение Хаир-Са приурочено к среднедевонским терригенно-карбонатным отложениям. Сидеритовые прослои залегают среди известняков. По простиранию залежь прослежена на 2,5 км. Запасы значительные, но руды характеризуются низким содержанием железа.

Три сидеритовых рудопоявления известны в Дзабханском аймаке. Параметры рудных тел этих рудопоявлений незначительны, и практического значения они не представляют.

Из-за небольшого числа объектов прогнозировать оруденение железисто-карбонатной гидротермально-метасоматической формации затруднительно. Учитывая геологические особенности месторождения Хаир-Са, следует отметить, что для формирования сидеритовых месторождений благоприятны эпиконтинентальные геосинклинальные зоны, выполненные карбонатно-терригенными и флишидно-кремнисто-сланцевыми комплексами нижнего и среднего палеозоя.

Железистая гидротермально-жильная формация представлена небольшими по масштабам оруденения рудопоявлениями, размещенными в различных структурно-формационных зонах. По преобладающему рудному минералу среди них выделяются магнетитовые, гематитовые и ильменитовые рудопоявления.

Магнетитовые рудопоявления в виде зон дробления, окварцевания и кварцевых жил с магнетитом известны в Цаган-Шибэтинском, Нукутдабинском, Северо-Хэнтэйском поднятиях, Селенгинском, Хангайском и Керуленском прогибах. Возраст их колеблется от венда — раннего кембрия до раннего мезозоя. Наиболее продуктивными для образования магнетитовых рудопоявлений оказались ранне и позднепалеозойские эпохи. В раннем палеозое рудоносными были гранитоиды гранодиоритовой, а в позднем палеозое — гранодиорит-гранитовой и гранитовой формаций.

Гематитовые рудопоявления также представлены зонами дробления и окварцевания в различных зонах. Самые древние, рифейско-раннекембрийские, приурочены к зеленосланцевым отложениям в Бутэлийском и кремнисто-сланцевым толщам в Северо-Хэнтэйском поднятиях. С девонскими вулканитами андезито-дацитовой и андезит-дацит-риолитовой формаций связаны рудопоявления в Делюно-Юстыдском прогибе. В среднем палеозое рудоносными также оказались гранитоиды гранит-лейкогранитовой с граносиенитами и гранодиоритовой формаций Озерной зоны и Южно-Гобийского поднятия. Несколько рудопоявлений в Барун-Хурайском прогибе приурочены к позднепалеозойским массивам гранитоидов гранодиорит-гранитовой и гранитовой формаций.

Ильменитовые рудопоявления известны в Монголо-Алтайской складчатой области. Они связаны с гранитоидами гранодиорит-гранитовой и гранитовой формаций раннего и позднего палеозоя.

Таким образом, намечается приуроченность месторождений каждой железорудной формации к определенным структурам. Максимальное количество месторождений магматической титаномагнетитовой формации образовалось в позднерифейско-раннекембрийских структурах, железисто-кварцевой формации — в архейско-протерозойских выступах и позднерифейско-раннекембрийских зонах, железисто-яшмо-кварцевой формации — в ранне и среднепалеозойских эпиконтинентальных геосинклинальных зонах. Для месторождений контактово-метасоматической формации отмечается более четкая связь с характером проявления магматизма.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАЗМЕЩЕНИЯ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Имеющийся материал по геологии железорудных месторождений и результаты его обработки позволяют провести металлогеническое районирование территории МНР по железным рудам (см. рисунок).

Делюно-Юстыдская зона занимает территорию одноименного наложенного прогиба, выполненного преимущественно черносланцевыми толщами девонского возраста. В прогибе и вблизи от него известны мульды орогенного типа, в строении которых принимают участие вулканогенно-молассовые отложения девона. К некоторым из этих структур приурочены небольшие рудопроявления, принадлежащие главным образом к железорудной гидротермально-жильной формации. Участки, перспективные на обнаружение железорудных проявлений этой формации, намечаются к западу и к югу от Делюно-Юстыдского прогиба, а также на юге Монголо-Алтайской области в Тонхильском синклинии.

Цаган-Шибэтинская зона расположена в северо-восточной части Монголо-Алтайской складчатой области. Она характеризуется развитием железорудной минерализации железо-карбонатной гидротермально-метасоматической формации. Судя по геологическим данным, обнаружение месторождений железо-карбонатной гидротермально-метасоматической формации возможно только в пределах этой структуры.

Озерная зона приурочена к западной части одноименного прогиба, выполненного эпоксидическими позднерифейско-раннекембрийскими комплексами эффузивов среднего и основного состава, а в краевых частях прогиба эпиконтинентальными толщами такого же возраста. В этой зоне известны контактово-метасоматические месторождения ранне и среднепалеозойского возраста. В северной части зоны выделяется Харгантинский железорудный район, расположенный в зоне сочленения Хангайского и Цаган-Шибэтинского глубинных разломов.

Перспективными для обнаружения контактово-метасоматических месторождений в Озерной зоне являются западные районы зоны, в которых, помимо благоприятных геологических условий, имеются слабо исследованные скарновые рудопроявления.

Тэйсийгольская зона занимает Качикское и Северо-Сонгинское архейско-протерозойские поднятия с Тумур-Чулутским и Санту-Тологойским месторождениями железистых кварцитов. Оруденение приурочено к зоне Хангайского глубинного разлома. Обнаружение новых месторождений возможно на восточном продолжении Санту-Тологойского рудного района.

Богдаин-Аршанская зона расположена между Южно-Сонгинским и Хараусгольским поднятиями. В ее пределах имеются Богдаин-Аршанский и Дзобханский рудные районы с контактово-метасоматическими проявлениями железа. Оруденение преимущественно средне- и позднекембрийского возраста связано с гранитоидами гранодиоритовой формации. Представляет интерес участок к югу от Богдаин-Аршанского месторождения, где имеются геологические предпосылки для формирования скарновых месторождений, а также юго-восточное продолжение Дзобханского железорудного района.

Хубсугульская зона занимает восточную окраину Качикского поднятия и Хубсугульский прогиб. Зона сложена протерозойскими толщами. В пределах этой зоны известны нижне и среднепалеозойские скарновые, нижнепалеозойские магматические титаномагнетитовые месторождения и одно небольшое рудопроявление железисто-кварцевой формации. Для выявления титаномагнетитовых месторождений представляют интерес районы развития нижнепалеозойских габброидов и пироксенитов, а для скарновых — девонских гранитоидов гранит-лейкогранитовой с граносиенитами формации.

Хангайская зона приурочена к одноименному прогибу, в геологическом строении которого участвуют рифейско-раннекембрийские кремнисто-сланцевые отложения, девонские—раннекаменноугольные флишидно-терригенные толщи. Зона характеризуется развитием рудопроявлений преимущественно железисто-яшмо-кварцевой формации. В Хангайской зоне обособляются два железорудных района: Дзогинский, более насыщенный яшмо-кварцевыми железорудными проявлениями, и Будаг-Тологойский, где наряду с яшмо-кварцевыми рудопроявлениями имеются железорудные

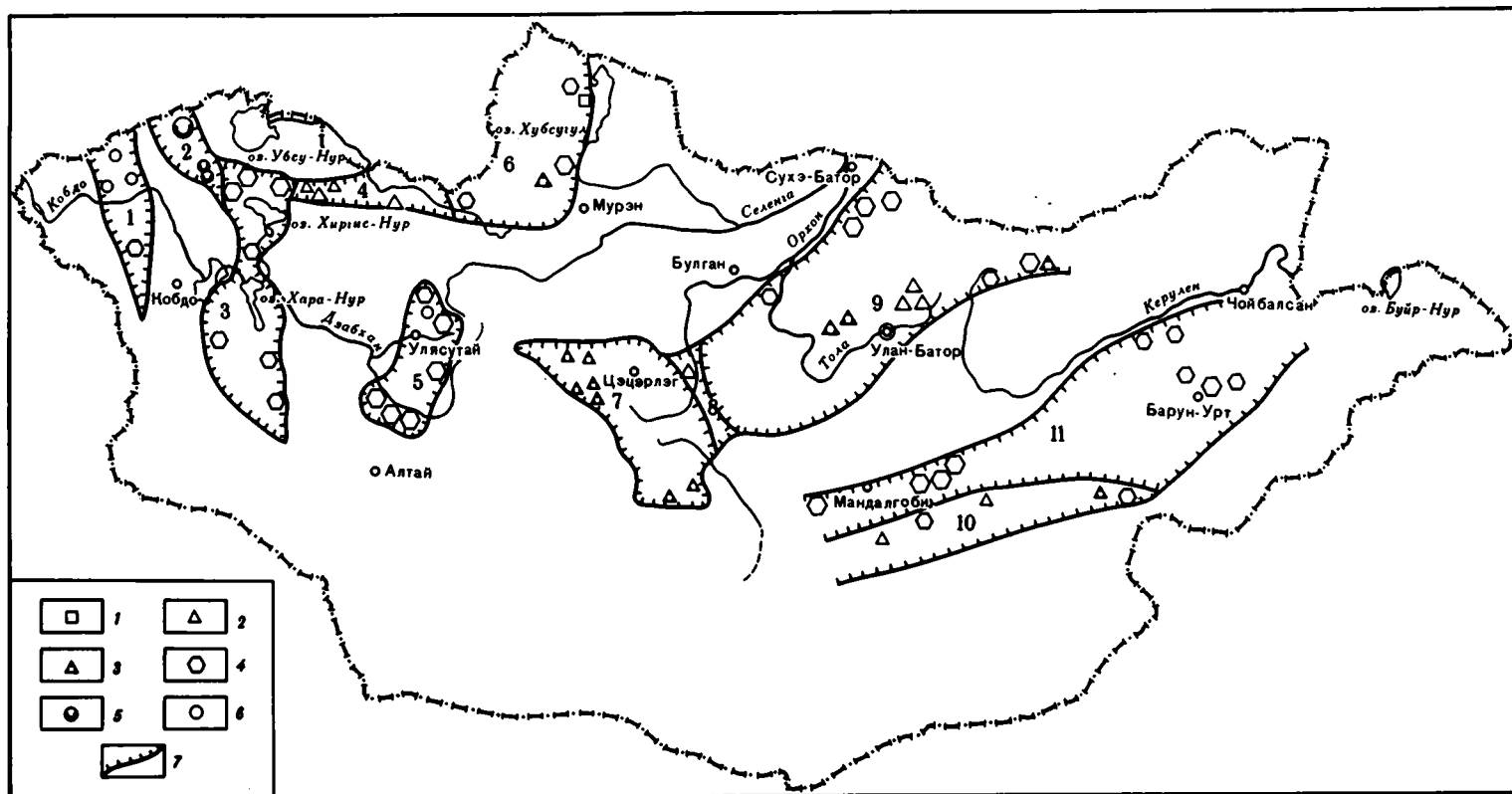


Схема металлогенического районирования территории Монголии по железным рудам

1-6 — месторождения и рудопроявления железорудных формаций: 1 — магматическая титаномагнетитовая, 2 — железисто-кварцитовая, 3 — железисто-ашмо-кварцитовая, 4 — контактово-метасоматическая, 5 — железисто-карбонатная гидротермально-метасоматическая, 6 — железистая гидротермально-жильная; 7 — границы металлогенических зон (1 — Делюно-Юстыдская, 2 — Цаган-Шибетинская, 3 — Озерная, 4 — Тэйсийнгольская, 5 — Богдаин-Аршанская, 6 — Хубсугульская, 7 — Хангайская, 8 — Хархиринская, 9 — Хэнтэйская, 10 — Средне-Гобийская, 11 — Керуленская)

объекты неустановленной формации. Для поисков крупных месторождений представляет интерес северный участок зоны.

Хархиринская зона находится в северной части одноименного поднятия. В ее пределах пока известно единственное месторождение Тамир-Гол железисто-кварцитово-рифейской формации рифейского возраста. Для поисковых работ заслуживают внимания западный и восточный фланги Хархиринского поднятия.

Хэнтэйская зона занимает Северо-Хэнтэйское поднятие, Хэнтэйский прогиб и часть Южно-Хэнтэйского поднятия. Она характеризуется зональным строением. В северо-западной части зоны, занимающей часть Северо-Хэнтэйского поднятия, развиты скарновые месторождения среднепалеозойского и раннемезозойского возраста. Скарновое оруденение раннемезозойского возраста также известно в юго-восточной части Хэнтэйской зоны. В центральной части зоны с ниже- и среднепалеозойскими яшмо-кремнисто-терригенными толщами связаны рудопроявления железисто-яшмо-кварцитово-рифейско-раннекембрийскими кремнисто-сланцевыми толщами — железистые кварциты. В Хэнтэйской железорудной зоне имеются все геологические предпосылки для выявления новых скарновых месторождений.

Средне-Гобийская зона приурочена к одноименному поднятию, характеризуется развитием преимущественно железисто-кварцитовых месторождений, связанных с толщами пород зеленосланцевой формации. Возраст оруденения позднепротерозойский и рифейский. Зона перспективна на выявление месторождений этой формации, особенно ее юго-западная часть. В Средне-Гобийской железорудной зоне также известны несколько нижнепалеозойских скарновых месторождений.

Керуленская зона наиболее насыщена разновозрастными контактово-метасоматическими месторождениями, среди которых преобладают нижнепалеозойские и нижнемезозойские скарновые месторождения. На крайнем северо-востоке и юго-западе зоны известны месторождения позднего палеозоя. Все скарновые месторождения характеризуются повышенным содержанием цинка. Средне-Гобийская и Керуленская зоны составляют единый железорудный пояс.

В заключение отметим, что при помощи методов математической логики установлены геологические признаки, характеризующие оруденение каждой железорудной формации. При использовании этих данных было проведено районирование территории Монголии по железу с выделением перспективных участков. Каждая железорудная зона приурочена к определенной структурно-формационной зоне и, как правило, характеризуется оруденением одной или двух рудных формаций. При этом возраст оруденения в отдельных зонах может варьировать в широких пределах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Калугин А.С. Железорудные формации Сибири. — В кн.: Главнейшие железорудные месторождения Сибири. Новосибирск: Наука, 1970, с. 6—35.
2. Сиротинская С.В. Логический анализ при изучении металлогенической специализации региональных рудоконтролирующих структур. — Сов. геология, 1981, № 6, с. 60—66.
3. Соколов Г.А., Григорьев В.М. Месторождения железа. — В кн.: Рудные месторождения СССР. М.: Недра, 1978, т. 1, с. 10—111.
4. Филиппова И.Б., Выдрин В.Н. Черные металлы. — В кн.: Геология Монгольской Народной Республики. М.: Недра, 1977, т. 3, с. 90—140.

РУДОНОСНЫЕ СКАРНЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ВОСТОЧНОЙ МОНГОЛИИ

Скарновые месторождения и рудопоявления достаточно широко распространены на территории МНР, но они практически не исследованы. Главной задачей изучения рудоносных скарнов Монголии является выяснение геологических и физико-химических закономерностей их образования, а также выявление комплекса критериев локализации в них руд различных металлов. Изучение рудоносных скарнов нами проводится в следующих направлениях: 1) геологическая позиция скарновых проявлений и их связи с определенными магматическими формациями; 2) анализ минеральных парагенезисов различных типов скарнов, руд и окислительных метасоматитов, сопровождающих оруденение; 3) зональность и механизм образования скарнов; 4) условия локализации оруденения в скарнах; 5) выявление скарновых объектов, наиболее перспективных на рудную минерализацию.

В настоящей статье изложены первые результаты работ, проведенных в 1980–1982 гг. на различных скарновых рудопоявлениях Центральной, Восточной Монголии и частично Северной Монголии (рис. 1, табл. 1). В указанных районах широко развиты известковые скарны с магнетитовым оруденением, известковые скарны с редкометальным и полиметаллическим оруденением имеют подчиненное значение. Нашими исследованиями впервые в МНР установлены проявления магнезиальных скарнов (Прихубсугулье, район среднего течения р. Орхон, Хангай, Средне-Гобийский район). Кроме того, был выявлен ряд новых скарново-рудных тел с шеелитом в контактах с вольфрамоносными мезозойскими интрузиями. В то же время некоторые рудопоявления, относимые ранее к скарновым, оказались связанными с другими гидротермальными процессами.

Все скарновые образования Центральной и Восточной Монголии формируются в высокотемпературном контактовом ореоле интрузий в результате реакционного взаимодействия алюмосиликатных и карбонатно-сланцевых пород при участии магматогенных и послемагматических растворов. Выделяются две генетические группы скарнов — магнезиальные и известковые.

Магнезиальные скарны магматического этапа возникают на фронте магматического замещения (гранитизации) доломитов или при реакционном взаимодействии доломитов и кристаллических сланцев под воздействием сквозьмагматических растворов и характеризуются типоморфной ассоциацией минералов: фассаит, диопсид, шпинель, форстерит, флогопит. Собственно известковые скарны образуются в послемагматический этап при контактово-реакционном взаимодействии интрузивных и карбонатно-сланцевых пород и характеризуются ассоциацией таких типоморфных минералов, как пироксен, диопсид-геденбергитового ряда, гранат,grossуляр-андрадитового ряда, эпидот, скаполит, плагиоклаз и др. К известковым скарнам также относятся преобразованные в послемагматический этап магнезиальные скарны с характерной минеральной ассоциацией grossулярового граната (с примесью пирропа, альмандина, спессартина), пироксена диопсид-салитового состава, магнезиального везувиана и др.

Карбонатно-сланцевые породы, вмещающие скарны, на изученных объектах (см. табл. 1) относятся преимущественно к древним метаморфическим образованиям рифей-нижнего кембрия. Они представлены различными кристаллическими сланцами и гнейсами амфиболитовой фации, роговиками, доломитовыми и кальцитовыми мраморами. При этом образование магнезиальных скарнов четко контролируется контактами интрузий с пачками доломитовых мраморов, а известковых скарнов — контактами интрузий с кальцитовыми мраморами и метаморфизованными известково-кремнистыми и известково-глинистыми сланцами. В некоторых случаях известковые скарны образуются в контакте с терригенно-карбонатными осадочными породами девона (Салхитская группа скарновых месторождений) [4].

В современном эрозионном срезе метаморфизованные карбонатно-сланцевые отложения протерозоя — нижнего кембрия обычно обнажаются в виде изолированных гряд и крупных блоков, а также менее протяженных останцов и провесов кровли среди гранитоидных пород. И только в северной части, в Прихубсугулье, выходы карбонат-

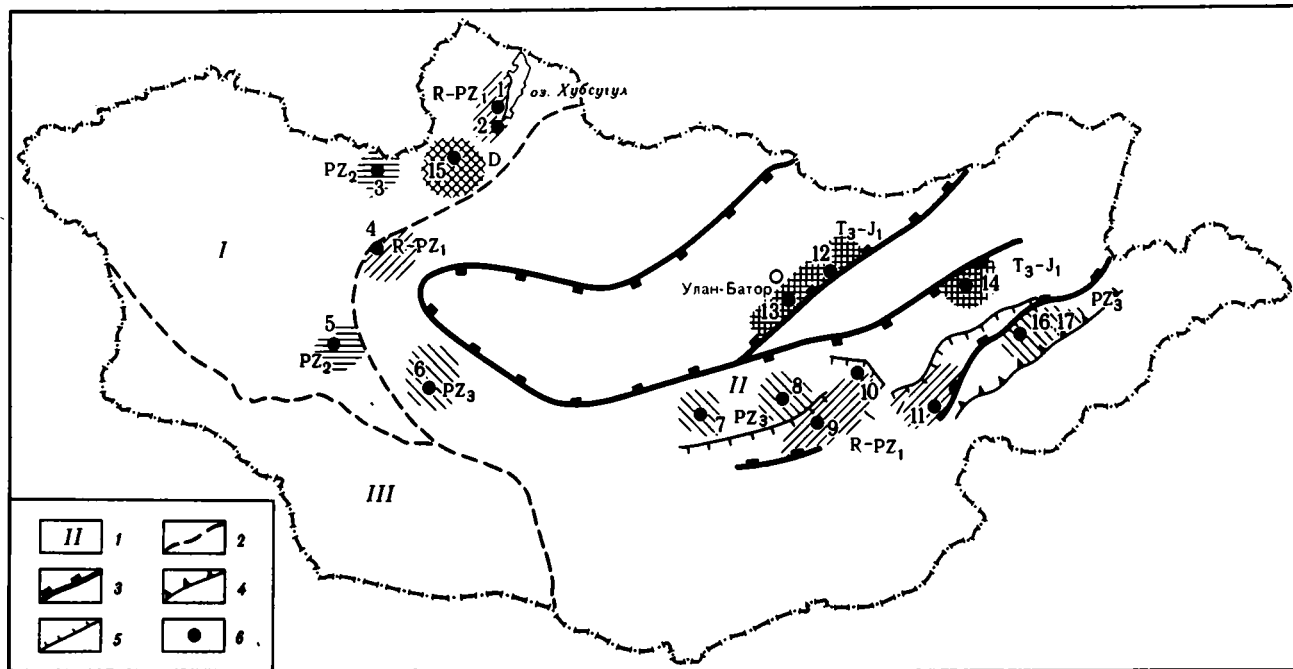


Рис. 1. Схема расположения изученных скарновых рудопоявлений Монголии (металлогеническое районирование по [4])
 I — металлогенические провинции (I — Северо-Монгольская, II — Восточно-Монгольская, III — Южно-Монгольская); 2–5 — границы: 2 — рудоносных провинций, 3 — рудоносных поясов, 4 — рудоносных зон, 5 — рудоносных районов; 6 — рудопоявления (см. табл. 1). Штриховкой показаны районы развития разновозрастных скарнов

Таблица 1

Скарновые рудопроапления различных металлов Центральной и Восточной Монголии

№ пп	Рудопроапление	Вмещающие породы, возраст	Интрузивные породы, возраст	Скарны	Тип оруденения
1	Алаг-Эрдэнэ-ское	Известняки, доломиты с прослоями сланцев (ксенолит), PR_3	Гранодиориты, D_1-2	Известковые	Магнетитовый, пирротин-халькопиритовый
2	Хархан-Гол	Доломитовые мраморы, PR_3	Лейкократовые граниты, D_1-2	"	?
3	Монгэту-Ула	Сланцево-карбонатная толща (останцы и провесы кровли), PR_3	Биотитовые граниты, D_1-2	"	Магнетитовый
4	Дзагастуин	Известняки (ксенолит), $V-E_1$	Граниты, граносиениты, E_1-2	Магнезиальные	"
5	Шара-Булак	Мраморизованные известняки, $R-V$	Лейкократовые граниты, D_1-2	Известковые	Магнетит-гематитовый
6	Бу-Цаган	Доломитовые мраморы с прослоями метаморфизованных сланцев (останец), PR_3	Гранодиориты, граниты, монзониты, C_3	Магнезиальные	Магнетитовый
7	Оюту-Обо	Метаморфизованные известково-кремнистые и известково-глинистые сланцы (останец), PR_3	Габбро, биотитовые и лейкократовые граниты, P	Известковые	Магнетит-гематитовый
8	Томур-Тэ	Метаморфизованные песчаники, сланцы, PR_3 , доломитовые мраморы (останец), PR_3	Биотитовые граниты, граносиениты, P	"	Магнетит-гематитовый, сульфидный (Pb, Zn, Sn)
9	Баян-Джаргалант	Известняки с прослоями слюдисто-кремнистых сланцев (останец), E_3	Роговообманковые граниты, лейкограниты, PZ_1	"	Магнетитовый
10	Дорбульджин	Кристаллические сланцы и доломитовые мраморы (ксенолит), PR_3	Лейкократовые граниты, мигматиты, PZ_1	Магнезиальные	"
11	Чандмань-Ула	Карбонатно-сланцевые породы, PR_3-PZ_1	Гранодиориты, граниты (Модохудукский массив), PZ_1	Известковые	Магнетит-гематитовый, сульфидный (Pb, Zn)
12	Бэйсэ	Известняково-сланцевая толща, PR_3	Биотитовые граниты, лейкократовые граниты стандартного типа (Модотинский массив), T_3-J_1	"	Сульфидно-швелитовый
13	Баян-Обо	Метаморфизованная карбонатно-сланцевая толща, PR_3-E_1	Биотитовые граниты стандартного типа (Модотинский массив), T_3-J_1	"	"
14	Тумэн-Цогт	Метаморфизованные терригенно-карбонатные отложения, PR_3-E_1	То же (Хара-Яматский массив), J_3-2	"	"
15	Цаган-Ула	Известняково-терригенные отложения (останец кровли), PR_3	Гранитоиды, D_1-2	"	Вольфрамит (?) -швелитовый
16	Салхитская группа (Хол-Худук, Салхит-2)	Карбонатные породы, D	Лейкократовые граниты, P , гранитпорфиры, J	"	Магнетит-сфалеритовый, сульфидно-швелитовый
17	Томуртыйн-Обо	Известняки, сланцы, PZ	Лейкократовые граниты, P	"	Магнетит-сфалеритовый

ных пород (графитсодержащих мраморов, мраморизованных известняков и доломитов) занимают более обширную территорию и отличаются значительной мощностью — до 2500–3000 м [2].

Интрузивные породы, участвующие в образовании скарнов Центральной Монголии, представлены гранитоидами, возраст которых от верхнего кембрия до юры. Возрастное расчленение интрузивных пород приведено в табл. 1 [3]. Форма и размеры интрузий отвечают средним батолитоподобным и более мелким штокообразным телам, апофизам и дайкам. Интрузии представлены гранитоидами нормальной и повышенной щелочности: гранодиоритами, биотитовыми и лейкократовыми гранитами, монцонитами и сиенитами. В районах развития магнезиальных скарнов (Дзагастун, Дорбульджин) гранитоидные породы и мигматиты верхнего кембрия образуются в результате магматического замещения (гранитизации) сланцево-гнейсовой толщи протерозоя. При гранитизации доломитовых мраморов в эндоконтактных зонах интрузий гранодиоритов верхнего карбона (Бу-Цаган) образуются роговообманково-биотитовые сиениты и пироксен-биотитовые монцониты.

Нижне-среднепалеозойские интрузии, вызвавшие в магматический этап формирование магнезиальных скарнов в Прихубсугулье, Хангае и в Среднем Гоби, в послемагматический этап в контактах с мраморизованными известняками образуют известковые скарны пироксен-гранатовой (безволластонитовой) фации (Шара-Булак, Баян-Джаргалант).

По имеющимся к настоящему времени данным формирование известковых скарнов Центральной и Восточной Монголии связано с позднепалеозойскими интрузиями биотитовых и лейкократовых гранитов. Пока в одном случае (Гобийско-Южнокеруленский район, Оюту-Обо) встречены известковые скарны в контакте с пермскими габброидами. Показательно также развитие в этом районе в эндоконтактах верхнепалеозойских гранитных интрузий субщелочных фаций (граносиенитов, сиенит-порфиров), возникших, вероятно, в результате магматического замещения и гранитизации доломитовых мраморов протерозоя (Томур-Тэ).

Следует также подчеркнуть значение ранне- и позднемезозойских гранитоидных интрузий в формировании вольфрамовых месторождений различных генетических типов. Сотрудниками Советско-Монгольской геологической экспедиции АН СССР (В.И. Коваленко, М.И. Кузьминым, В.С. Антипиным, П.В. Ковалем, Г.Ф. Ивановой, А.Я. Салтыковским, Ю.П. Цылуковым и др.) детально изучены геологическая позиция, вещественный состав, геохимическая специфика практически всех известных на территории МНР рудоносных массивов мезозойских гранитов и связанных с ними рудных проявлений вольфрама, молибдена и олова. Четко установлена генетическая связь последних с гипабиссальными интрузиями гранитов стандартного типа. Выделены два главных типа вольфрамового оруденения — кварцево-жильный и кварцево-грейзеновый. Экзоконтактные изменения в связи с гранитами стандартного типа рассматриваются как ороговикование вмещающих пород [11, 13]. Однако исследованиями авторов настоящей статьи в экзоконтактах гранитоидных массивов стандартного типа (Модото, Тумэн-Цогт, Баян-Обо) с вмещающей известняково-сланцевой толщей установлены известковые скарны с шеелит-сульфидным оруденением с сопутствующими околорудными кварц-полевошпатовыми метасоматитами.

Скарны с магнетит-гематитовым оруденением. Преобладающая часть скарновых месторождений и рудопроявлений Центральной и Восточной Монголии относится к скарново-железорудным (см. табл. 1). Они приурочены к протерозойским — ниже кембрийским метаморфизованным карбонатно-сланцевым, реже среднепалеозойским карбонатно-терригенным отложениям и связаны с ниже-верхнепалеозойскими интрузиями. Характерной особенностью геологической позиции этих месторождений является приуроченность к блоковым выходам древнего фундамента, прорванным рудоносными интрузиями. Положение скарново-железорудных месторождений и рудопроявлений относительно интрузий различное. Большая их часть обычно связана с ксенолитами и провесами кровли вмещающих пород в гранитоидах (Бу-Цаган, Дорбульджин, Чандмань-Ула, Оюту-Обо и др.), в некоторых случаях скарново-рудные тела расположены в контакте интрузивов с более мощными пачками карбонатных пород (Монгэту-Ула, Шара-Булак) и очень редко на некотором удалении от контакта с интрузией, среди известняково-сланцевой толщи (Баян-Джаргалант).

Скарны, вмещающие магнетитовое и магнетит-гематитовое оруденение, относятся

**Минеральный состав магнезиальных скарнов
и связанных с ними магнетитовых месторождений и рудопроявлений**

Минералы		Дорбульджин	Бу-Цаган	Дзагастуин	Хархан-Гол
Скарновых и около- скарновых пород	Шпинель	+	—	—	—
	Форстерит	+	+	—	—
	Сфен	+	+	+	—
	Пироксен				
	фассаит	+	—	—	—
	диопсид	+	+	+	+
	Плагноклаз		+	+	+
	битовнит, анортит	+			
	Доломит	+	+	+	+
Послескарновых метасоматитов	Кальцит	+	+	+	+
	Гранат				
	гроссуляр-андрадит	+	+	+	—
	Везувиан	+	+	—	—
	Пироксен				
	салит	+	+	+	—
	Гумит	+	—	—	—
	Клиногумит	+	—	—	—
	Амфибол				
	тремолит	+	+	+	
	Серпентин	+	+	+	+
	Флогопит	+	+	+	+
	Хлорит				
	амезит	+	+	+	—
	Цеолит	+	—	—	—
Руд	Пирит	+	—	+	—
	Халькопирит	+	+	—	—
	Гематит	+	+	+	—
	Магнетит	+	+	+	+

к магнезиально- и известково-скарновой формациям метасоматитов. Отмечается определенная генетическая и временная связь магнезиальных скарнов с магнетитовым оруденением с гранодиорит-гранитными интрузиями в основном нижнепалеозойского возраста. В Центральной и Восточной Монголии преимущественно распространены залежи магнезиальных скарнов, приуроченные непосредственно к контакту интрузивных пород с вмещающими доломитовыми мраморами. В некоторых случаях на участках магматического замещения и мигматизации магнезиальные эндо- и экзоскарны образуются в контактах прослоев доломитов и гнейсов вмещающей толщи пород.

Магнезиальные скарны, постскарновые породы и руды изученных месторождений и рудопроявлений сходны по составу (табл. 2). В них присутствуют фассаит, шпинель, форстерит, диопсид, флогопит, серпентин, минералы гумитовой группы и др.

Магнезиально-скарновые тела имеют зональное строение. Для них наиболее характерен следующий тип зональности (метасоматической колонки): 1) гранитоид; 2) пироксен-плагноклазовая околоскарновая порода; 3) шпинель-пироксеновый скарн; 4) пироксен-форстеритовый или шпинель-форстеритовый скарн; 5) форстеритовый кальцифир; 6) доломитовый мрамор. Ниже приведены разрезы через залежь магнезиальных скарнов с магнетитовым оруденением месторождения Дорбульджин (рис. 2, 3):

Разрез I—I (см. рис. 3)

- 1 — слабо окварцованный околоскарновый ортоклазит с незначительным количеством плагноклаза;
- 2 — мелкозернистая пироксен-плагноклазовая околоскарновая порода (плагноклаз № 80, диопсид, сфен);
- 3 — измененный шпинель-пироксеновый скарн (зеленая шпинель, фассаит, диопсид, флогопит, клиногумит, магнетит, везувиан, тремолит);

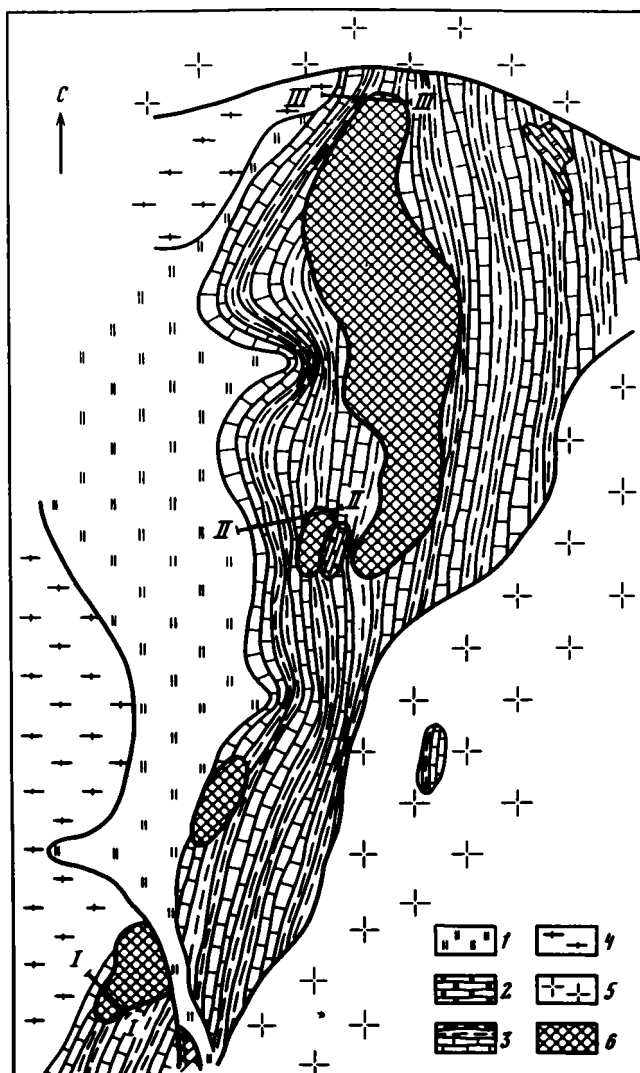


Рис. 2. Схематическая геологическая карта месторождения Дорбульджин. Составлена Б.М. Казаковым, М.Н. Рудилевским [4]

1 — четвертичные отложения; 2 — мраморизованные известняки; 3 — кристаллические сланцы с прослоями известняков; 4 — интрузивные (гранитизированные) гнейсы; 5 — нижнепалеозойские гранитоиды; 6 — скарново-магнетитовые руды

- 4 — оруденелый шпинель-форстеритовый скарн (магнетит, зеленая шпинель, форстерит, клиногумит, серпентин);
- 5 — оруденелый и измененный кальцифир (магнетит, пирит (?), серпентин, кальцит, хлорит);
- 6 — доломитовый мрамор.

Разрез II—II (см. рис. 3)

- 1 — окварцованный околоскарновый ортоклазит (ортоклаз, кварц, сфен);
 - 2 — непосредственный контакт со скарнами задернован;
 - 3 — зона оруденелых и измененных кальцифиров (магнетит, серпентин, кальцит), участки густо вкрапленной руды чередуются с безрудными кальцит-серпентиновыми породами;
 - 4 — измененный и оруденелый пироксен-форстеритовый скарн (магнетит, пироксен, серпентин по форстериту);
 - 5 — шпинель-пироксеновый скарн.
- Далее склон задернован.

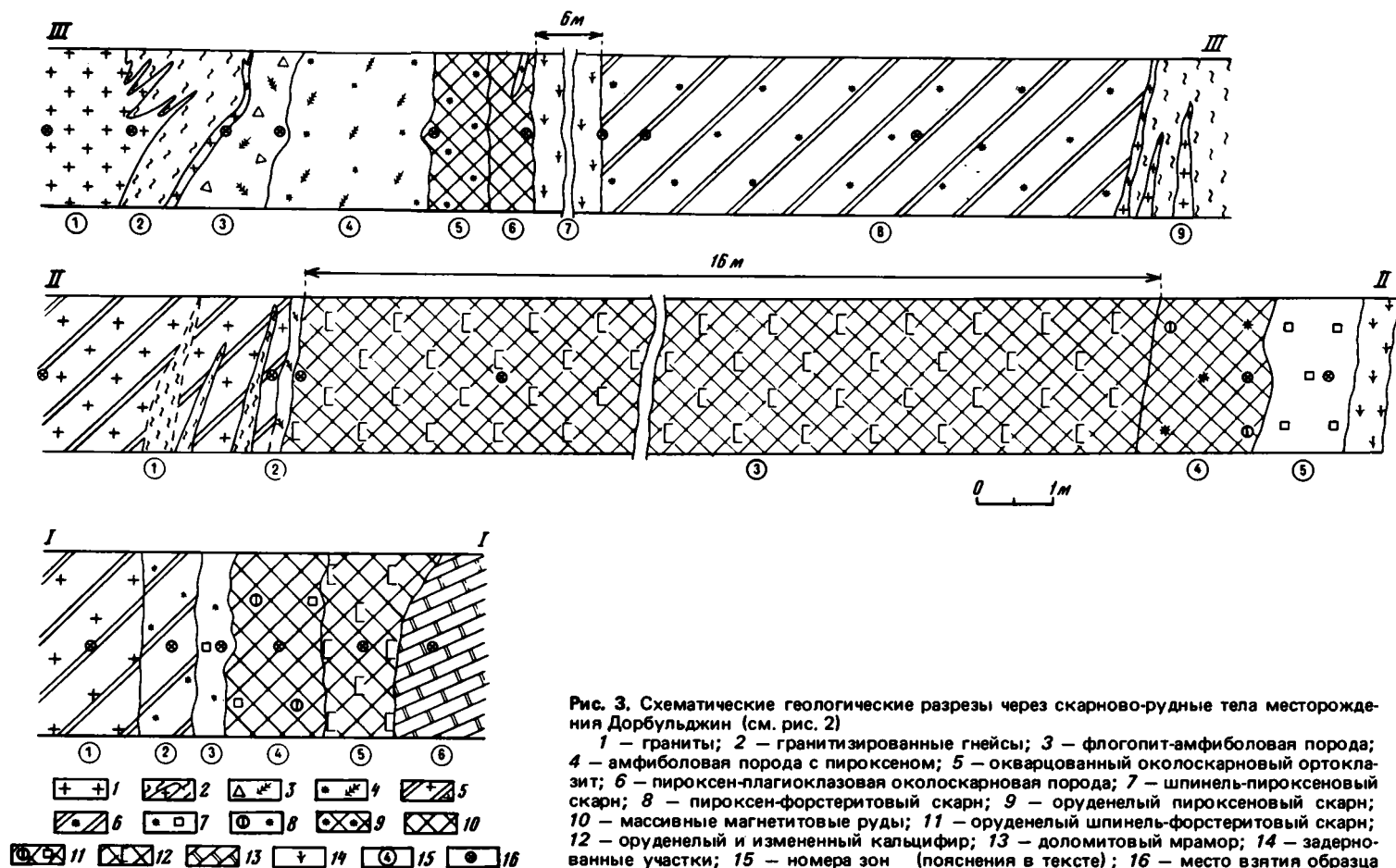


Рис. 3. Схематические геологические разрезы через скарново-рудные тела месторождения Дорбульджин (см. рис. 2)

1 — граниты; 2 — гранитизированные гнейсы; 3 — флогопит-амфиболовая порода; 4 — амфиболовая порода с пироксеном; 5 — окварцованный околоскарновый ортоклазит; 6 — пироксен-плаггиоклазовая 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 — задержанные участки; 15 — номера зон (пояснения в тексте); 16 — место взятия образца

- 1 — лейкократовый гранит (плаггиоклаз — альбит-олигоклаз, ортоклаз, кварц, мелкочешуйчатый биотит, сфен);
- 2 — участок мигматитов (гранитизированных биотитовых гнейсов);
- 3 — сильно измененный магнезиальный скарн, сложенный флогопитом и тремолитом (по шпинель-пироксеновой породе);
- 4 — существенно тремолитовая порода с магнетитом и пироксеном;
- 5 — оруденелый пироксеновый скарн (магнетит, пироксен, флогопит);
- 6 — массивная магнетитовая руда;
- 7 — задернованный участок разреза;
- 8 — зона пироксен-плаггиоклазовых околоскарновых пород (плаггиоклаз № 65, диопсид-салит, кальцит, сфен);
- 9 — гранитизированный гнейс (ортоклаз, кварц, плаггиоклаз, мелкочешуйчатый биотит, сфен, рудные); структура полосчатая.

Необходимо отметить, что геологические разрезы не всегда могут в полной мере соответствовать метасоматическим колонкам магнезиальных и известковых скарнов по целому ряду причин. Замещающие породы обычно неоднородны по составу и характеризуются чередованием прослоев (пачек) доломитовых и кальцитовых мраморов, гнейсов и сланцев. Они различаются элементами залегания слоистости и контактов пород, степенью проницаемости для магматических растворов. Отдельные зоны могут выпадать из разреза при замещении внешних зон тыловыми по мере нарастания процесса реакционного взаимодействия или при более позднем гидротермальном преобразовании скарновых пород и других явлениях. Подобные усложнения и отклонения от метасоматической зональности магнезиальных скарнов неоднократно подчеркивались Л.И. Шабыниным [17]. Тем не менее общая тенденция последовательного распределения зон в скарновых телах сохраняется.

На других рудопоявлениях (Дзагастун, Хархан-Гол) установлена метасоматическая колонка более простого типа: 1) гранитоид; 2) пироксен-плаггиоклазовая порода; 3) пироксен-флогопитовый скарн; 4) диопсидовый скарн; 5) форстеритовый кальцифир; 6) доломитовый мрамор.

В послемагматических условиях первичная зональность магнезиальных скарнов обычно осложняется известково-скарновым преобразованием и выражается в замещении внутренних зон скарновых тел, сложенных шпинель-пироксеновыми и пироксен-плаггиоклазовыми околоскарновыми породами, гроссуляром, салитом, везувианом (см. табл. 2). Магнетитовое оруденение сопровождается флогопитизацией, серпентинизацией и тремолитизацией магнезиально-скарновых пород.

Магнетитовое оруденение локализовано преимущественно во внешней части скарновых тел в форстеритовых кальцифирах, шпинель-форстеритовых скарнах, иногда встречается среди пироксеновых и шпинель-пироксеновых пород. Руды массивные, встужковкрапленные и вкрапленные, образуют жильные, линзовидные и неправильные тела в магнезиальных скарнах различной протяженности и мощности. Содержание сульфидов в них (пирита, халькопирита и др.) незначительное.

В соответствии с геологическими данными магнезиальные скарны Центральной и Восточной Монголии мы относим к наиболее ранним метасоматическим образованиям, возникшим при магматическом замещении (гранитизации) гнейсов и доломитовых мраморов контактово-инфильтрационным путем, осложненным диффузией компонентов, в условиях гипабиссальной и, возможно, абиссальной фаций глубинности магматических пород.

Магнезиальные скарны МНР по геологической позиции, составу, строению метасоматических колонок, положению магнетитового оруденения в общих чертах сопоставимы с однотипными месторождениями некоторых районов Советского Союза — Средней Азии [5] и Южной Якутии [14, 15, 18]. Физико-химические условия образования магнезиальных скарнов и сопутствующего оруденения достаточно полно обоснованы в этих работах. Последними экспериментальными исследованиями [9] установлено, что зональные скарновые тела магнезиальных скарнов возникают контактово-реакционным путем в условиях воздействия щелочно-углекислых водных флюидов с высокой активностью уголекислоты, препятствующей образованию кальциевых силикатов, и ограниченной миграционной способности магния, низкой активности и вполне подвижного режима кальция. Температурные условия охватывают субликвидус гранитоидных магм. Все эти кратко сформулированные положения имеют общее теоретическое значение для объяснения условий формирования магнезиальных скарнов раз-

Таблица 3

Минеральный состав известковых скарнов и связанных с ними магнетитовых месторождений и рудопроявлений

Минералы		Алаг-Эрдэнэтское	Томур-Тэ	Баян-Джаргалант	Монгэту-Ула	Шара-Булак	Оюту-Обо	Чандмань-Ула	Томур-тыйн-Обо	Салхит (участок Хол-Худук)
Скарновых и около-скарновых пород	Гранат I	+	+	+	+	+	+	+	+	+
	гроссулар-андрадит	+	+	+	+	+	+	+	+	+
	Сфен	+	+	+	+	+	+	+	+	+
	Везувиан	—	+	+	—	—	—	—	—	—
	Пироксен	Диопсид—ферросалит		—	Пироксен	Диопсид—геденбергит	Салит	—	Диопсид—салит	
	Амфибол I	—	—	—	+	—	—	—	—	—
	Скаполит	+	—	—	—	—	—	—	—	—
	Эпидот I	—	+	—	+	+	+	—	—	+
	Ортоклаз	+	+	—	+	—	+	—	—	—
	Плагиоклаз	—	Альбит	Плагио-клаз	—	Плагиоклаз	Андезит—анортит	Альбит	—	—
Послескарновых метасоматитов	Волластонит	—	—	—	—	—	—	—	+	—
	Флюорит	—	—	—	—	—	+	—	+	+
	Кварц	+	+	+	+	+	+	+	+	+
	Кальцит	+	+	+	+	+	+	+	+	+
	Fe-родохрозит	—	—	—	—	—	—	—	+	—
	Гранат II	—	Андрадит	—	Андрадит	—	—	—	Андрадит	—
	Амфибол II	Тремолит—актинолит		—	Актинолит	—	Актинолит		—	Актинолит
	Fe-фенгит	—	—	—	—	—	+	—	—	—
	Серицит	—	+	—	—	—	—	+	+	+
	Хлорит	—	+	+	+	+	+	+	—	—
Руд	Эпидот II	+	—	—	+	+	+	+	+	—
	Ортоклаз	—	—	—	—	—	—	—	+	+
	Плагиоклаз	+	—	—	Альбит	—	Альбит	—	Альбит	—
	Галенит	—	+	—	—	—	—	—	—	—
	Сфалерит	—	+	—	—	—	+	—	+	+
	Пирротин	+	—	—	—	—	—	—	—	—
	Ковеллин	—	—	—	—	—	+	—	—	—
	Пирит	+	—	+	—	+	+	—	+	—
	Молибденит	—	—	—	+	—	—	—	+	+
	Борнит	—	—	—	—	—	+	—	—	—
	Халькопирит	+	+	+	—	—	+	—	—	+
	Гематит	+	+	+	—	+	+	+	+	+
	Гетит	—	+	—	—	—	—	—	—	—
	Магнетит	+	+	+	+	+	+	+	+	+
	Шеллит	—	—	—	—	—	+	—	—	+

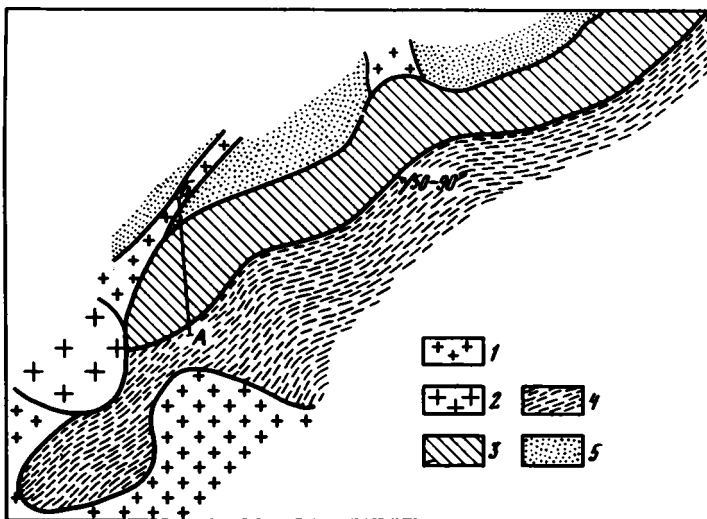


Рис. 4. Схематическая геологическая карта месторождения Чандмань-Ула

1 — гранодиориты; 2 — граниты; 3 — скарново-рудное тело; 4 — вмещающая сланцевая толща; 5 — четвертичные отложения

личных регионов, в том числе и МНР. Анализ специфики их образования — задача наших дальнейших, более детальных исследований.

Железорудные месторождения и рудопроявления известково-скарновой формации Центральной и Восточной Монголии также приурочены к блоковым структурам древнего метаморфического фундамента, прорванным ниже-верхнепалеозойскими гранитоидными интрузиями.

Известковые скарны формируются в послемагматический этап в контактовом ореоле биотитовых и лейкократовых гранитов с мраморизованными известняками, доломитами, известковистыми сланцами и роговиками. Минеральный состав скарнов, околорудных метасоматитов и руд изученных месторождений приведен в табл. 3. Они характеризуются развитием в эндоскарнах эпидота, амфибола, плагиоклаза, ортоклаза, скаполита, а в экзоскарнах — гроссуляр-андрадитового граната и частично клинопироксена.

Известковые скарново-рудные тела имеют также зональное строение. Наиболее распространен следующий тип зональности (метасоматической колонки) известковых скарнов, проявленной на ряде месторождений и рудопроявлений (Чандмань-Ула, Томур-Тэ, Оюту-Обо, Монгэту-Ула): 1) биотитовый или лейкократовый гранит; 2) ортоклазовый или амфиболовый эпидозит; 3) мономинеральный эпидозит; 4) эпидот-гранатовый эндоскарн; 5) гранатовый экзоскарн; 6) карбонатная порода. Приведем некоторые примеры разрезов через известковые скарновые образования.

Схематическая геологическая карта месторождения Чандмань-Ула представлена на рис. 4, а опорный разрез через скарново-рудную залежь (рис. 5) приведен ниже:

- 1 — кварцево-слюдястые сланцы;
- 2 — контакт с известково-скарновыми породами задернован;
- 3 — измененные и оруденелые пироксен (?) -гранатовые скарны с эпидотом, хлоритом, кальцитом, кварцем, слюдой (Fe-фенгитом); среди этих пород отмечается выходы сплошных магнетит-гематитовых руд с кварцем;
- 4 — задернованный участок разреза;
- 5 — измененные и оруденелые пироксен-гранатовые скарны, аналогичные зоне 3;
- 6 — задернованный участок разреза;
- 7 — метасоматиты состава карбонат + кварц + хлорит + рудные (магнетит, гематит), развитые по эпидот-гранатовым и, возможно, пироксен (?) -гранатовым скарнам;
- 8 — слабо оруденелые гранатовые скарны;
- 9 — измененные гранат-эпидотовые скарны;
- 10 — задернованный участок разреза;
- 11 — мономинеральные эпидозиты;
- 12 — выходы скарнированной интрузии (ортоклазового эпидозита);

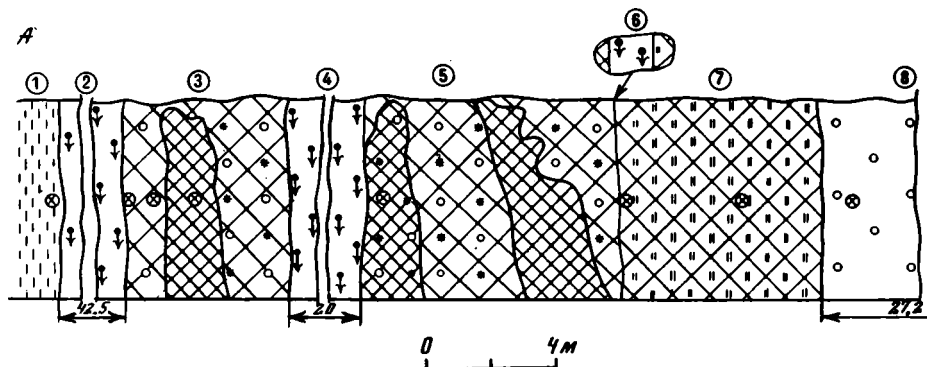


Рис. 5. Схематический геологический разрез через скарново-рудное тело месторождения Чандмань-Ула (см. рис. 4).

1 — гранитоиды; 2 — ортоклазовый эпидозит; 3 — эпидозит; 4 — эпидот-амфиболовая порода; 5 — пироксен-гранатовый скарн; 6 — гранатовый скарн; 7 — оруденелый пироксен-гранатовый скарн; 8 — массивная магнетит-гематитовая руда; 9 — метасоматиты состава кварц + кальцит + рудные минералы; 10 — кварцево-сланцевые сланцы; 11 — задернованные участки; 12 — номера зон (пояснения в тексте); 13 — место взятия образца

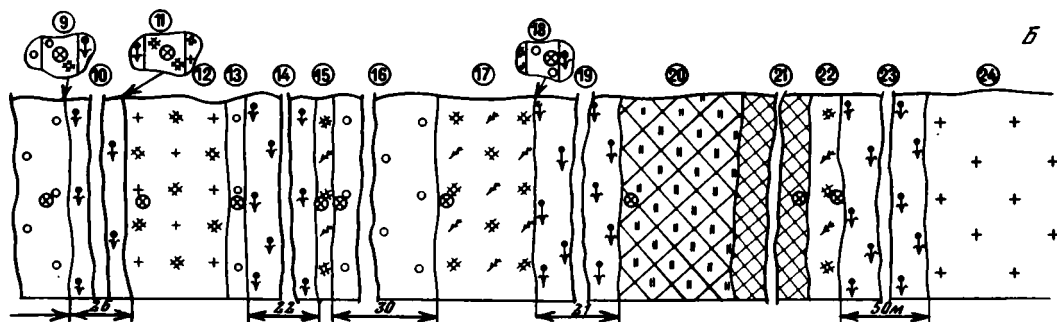
- 13 — гранатовые скарны;
- 14 — задернованный участок разреза;
- 15 — амфиболовые эпидозиты;
- 16 — измененные, существенно гранатовые скарны с незначительной вкрапленностью рудных минералов (по гранату развивается поздняя минеральная ассоциация эпидот + амфибол + кальцит);
- 17 — амфиболовые эпидозиты;
- 18 — карбонизированные гранатовые скарны;
- 19 — задернованный участок разреза;
- 20 — метасоматиты карбонат-кварцевого состава с вкрапленностью магнетита и гематита;
- 21 — выходы массивной магнетит-гематитовой руды; среди рудных минералов реликты эпидота, хлорита, кварца;
- 22 — амфиболовые эпидозиты;
- 23 — задернованный участок разреза;
- 24 — слабо скарнированная интрузивная порода с реликтами порфировой структуры.

Из приведенного разреза видно, что скарновая залежь имеет сложное строение с многократным повторением простейших скарновых колонок указанного выше типа. Известковые скарны месторождения Чандмань-Ула образовались на контакте гранитоидной интрузии с вмещающими известняково-сланцевыми породами. Магнетит-гематитовые руды локализованы исключительно в гранатовых скарнах. Наиболее часто встречающийся парагенезис эпидота с гранатом в эндоскарнах и развитие гранатовых экзоскарнов указывают на формирование скарново-рудных залежей таких месторождений в условиях пониженных температур. Согласно гранат-эпидотовому геотермометру, экспериментально обоснованному Л.Я. Арановичем [1], предварительная оценка температур образования эпидот-гранатовых скарнов Чандмань-Ула отвечает 500–470°C и соответствует, по В.А. Жарикову [8], гранат-эпидотовой температурной фации скарнов.

Другие типы метасоматических известковых скарнов менее распространены и отличаются присутствием в эндоскарнах фаций повышенной щелочности, образованных в послемагматический этап при контактово-реакционном взаимодействии гранитоидов с доломитами. На Алаг-Эрдэнэтском рудопроявлении скарновая колонка имеет следующее строение: 1) монзонит; 2) пироксен-скаполитовая околоскарновая порода; 3) пироксен-гранатовый скарн; 4) пироксеновый скарн; 5) доломитовый мрамор.

Схематическая геологическая карта Алаг-Эрдэнэтского рудопроявления представлена на рис. 6, а разрез через зону скарнов на северном участке (рис. 7) приведен ниже:

- 1 — гранитоидная порода (состав — плагиоклаз, ортоклаз, роговая обманка, пироксен, кварц), по структуре (резкий идиоморфизм плагиоклаза по отношению к другим минералам) сходна с монзонитом;
- 2 — скаполит-пироксеновая околоскарновая порода (четко проявлено замещение роговой обманки пироксеном и плагиоклаза скаполитом);
- 3 — окварцованный и оруденелый скарн; порода сложена пироксеном, амфиболом, кварцем, сульфидами (халькопиритом, сфалеритом, пиритом);



- 4 — слабо измененный пироксен-гранатовый скарн;
 5 — кварц-гематитовая руда, окисленная;
 6 — крупнозернистый мрамор;
 7 — карбонатизированный пироксен-гранатовый скарн;
 8 — кварц-гематитовая руда, окисленная;
 9 — измененный пироксен-гранатовый скарн (пироксен, гранат, кальцит, кварц, амфибол);
 10 — кварц-гематитовая руда, окисленная;
 11 — близскарновая гранитоидная порода (состав — ортоклаз, плагиоклаз, кварц);
 12 — монцитит.

На рудопроявлении Шара-Булак в разрезе через известковые скарны четко проявляется зональность и пространственная локализация магнетитовых руд (рис. 8, 9):

- 1 — лейкократовый гранит;
 2 — ортоклаз-гранатовая околоскарновая порода;
 3 — гранатовый скарн, слабо окварцованный;
 4 — магнетитовая руда (нерудные минералы — кварц, кальцит, хлорит);
 5 — белый мелкозернистый мрамор.

Зоны пироксеновых скарнов, обычно развивающиеся во внешних частях скарново-рудных тел на контакте с вмещающими карбонатными породами, в приведенных разре-

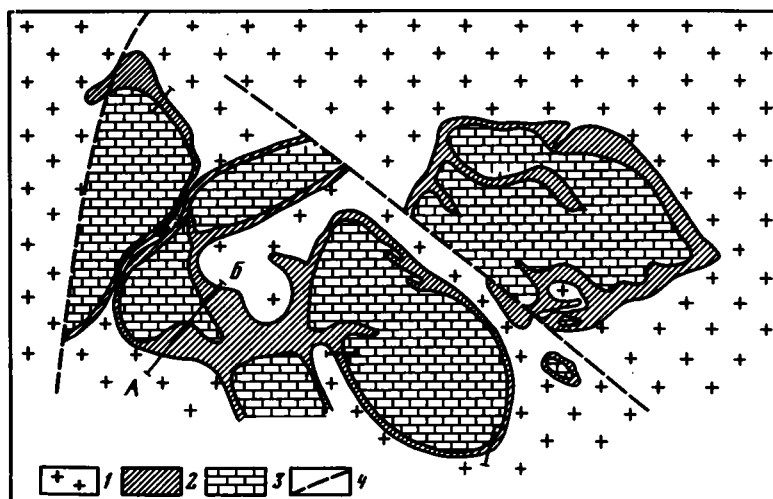


Рис. 6. Схематическая геологическая карта рудопроявления Алаг-Эрдэнэтское
 1 — гранитоиды; 2 — скарны; 3 — карбонатные породы; 4 — тектонические нарушения

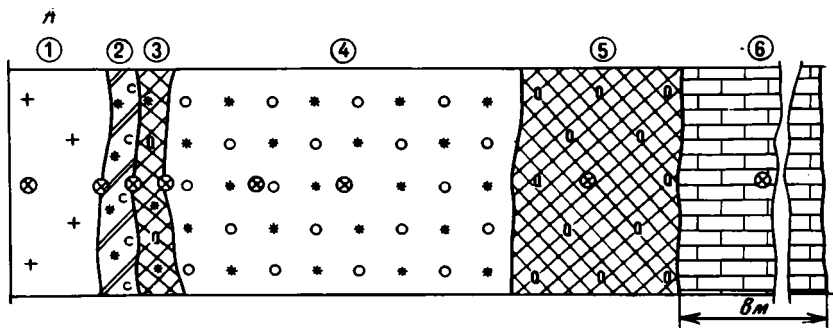


Рис. 7. Схематический геологический разрез через скарново-рудное тело рудопоявления Алаг-Эрдэнэтское (см. рис. 6)

1 — монацит; 2 — пироксен-скаполитовая околоскарновая порода; 3 — близскарновая гранитоидная порода; 4 — пироксен-гранатовый скарн; 5 — оруденелый пироксен-гранатовый скарн; 6 — окисленная кварц-гематитовая руда; 7 — карбонатные породы; 8 — номера зон (пояснения в тексте); 9 — место взятия образца

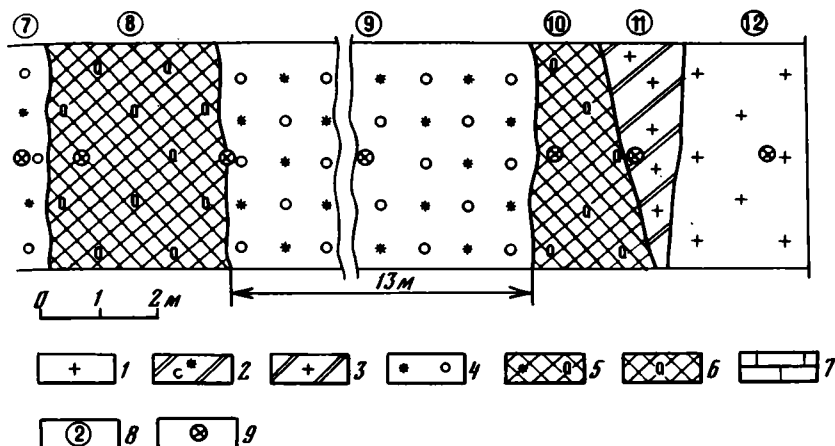
зах на Алаг-Эрдэнэтском и Шара-Булакском рудопоявлениях отсутствуют, вероятно, вследствие замещения пироксена более железистым гранатом (андрадитом) в участках локализации кварц-гематитовых и магнетитовых руд.

Корреляция сосуществующих пироксенов диопсид-салитового состава с существенно андрадитовым гранатом в известковых скарнах изученных рудопоявлений указывает на формирование известковых скарнов в условиях низкой кислотности и повышенных химических потенциалов μ_{Fe} и μ_{Mg} .

Определенная последовательность развития зон в скарновых залежах, изменение состава скарнообразующих минералов, смена парагенезисов указывают на то, что рассматриваемые выше скарны с магнетит-гематитовым оруденением образовались биметасоматическим путем, т.е. в результате диффузионного взаимодействия карбонатных и алюмосиликатных пород при посредстве послемагматических растворов. При этом скарнированию подвергаются как карбонатные, так и контактирующие с ними интрузивные гранитоидные породы. При замещении скарнами алюмосиликатных пород возникает следующая последовательность минералообразования: в гранитоидах исчезают калиевый полевой шпат, магнетит и развивается маложелезистый пироксен диопсид-геденбергитового ряда, который замещает роговую обманку, кварц и частично плагиоклаз. В результате формируются околоскарновые породы с двумя основными минералами — плагиоклазом и диопсидом с примесью акцессорных минералов. В дальнейшем происходит замещение плагиоклаза гранатом с образованием пироксен-гранатовых скарнов. В конечную стадию процесса пироксен замещается гранатом и образуется мономинеральный гранатовый скарн. Замещение карбонатной породы начинается с возникновения пироксенового скарна, который по мере разрастания процесса превращается сначала в пироксен-гранатовый, а затем в гранатовый скарн. Железорудные известковые скарны рассматриваемых объектов по многим признакам и механизму образования аналогичны скарново-железорудным месторождениям СССР [16].

При изучении разрезов через скарново-рудные тела установлено, что магнетитовое, магнетит-гематитовое и кварц-гематитовое оруденение локализуется преимущественно в гранатовых экзоскарнах, реже в эпидозитах и эпидот-гранатовых скарнах. Оно сопровождается появлением характерных околорудно-измененных пород, сложенных андрадитом, амфиболом, хлоритом, кальцитом, кварцем.

Образование метасоматитов указанного состава связано с относительно высокотемпературными процессами ранней послемагматической стадии в ее заключительные этапы и происходило одновременно с рудоотложением. Особенностью минералов, слагающих околорудные метасоматиты, является то, что они существенно отличаются по составу от одноименных скарновых и низкотемпературных гистерогенных минералов. Наличие мощной зоны окисления (Чандмань-Ула, Томур-Тэ и др.) и имеющиеся данные по содержанию элементов-примесей в магнетит-гематитовой фракции руд (табл. 4) показывают накопление в них цинка, меди, в отдельных случаях олова



и других элементов, что позволяет предполагать на более глубоких горизонтах месторождений и рудопроявлений присутствие комплексных сульфидно-магнетитовых руд.

Известковые скарны с шеелит-сульфидным типом оруденения. Редкометалльные месторождения и рудопроявления (с оловом, вольфрамом, молибденом) достаточно широко распространены на территории Монголии.

Из всех существующих ныне металлогенических схем, определяющих главные закономерности размещения месторождений и рудопроявлений редких металлов на территории МНР, наиболее важное значение для обнаружения и изучения редкометалльных скарнов имеет общая схема мезозойской металлогении Монголии, предложенная В.И. Коваленко с соавторами [12]. Согласно этой схеме, размещение на территории Монголии рудных узлов, полей и отдельных месторождений олова, вольфрама, молибдена и других редких металлов определяется зональной структурой ареалов мезозойского магматизма, их связью с определенным геохимическим типом интрузий, которые, в свою очередь, обусловлены общим тектоническим развитием Монголо-Охотского пояса. В схеме четко разграничены основные этапы проявления ранне- и позднемезозойского магматизма и рудогенеза, установлены главные типы редкометалльного оруденения кварцево-жильной и грейзеновой формаций, учтена возможная перспективность проявления шеелитонесущих скарнов. Геохимическая связь этих месторождений с мезозойским гранитоидным магматизмом, состав и условия формирования вольфрамового оруденения в последние годы особенно детально изучаются Г.Ф. Ивановой и П.В. Ковалем [10]; данные о скарново-редкометалльных месторождениях и рудопроявлениях очень ограничены.

Характерным скарново-редкометалльным объектом в Восточной Монголии является рудопроявление Бэйсэ, расположенное в северном контакте раннемезозойского массива стандартных гранитов с протерозойскими метаморфическими образованиями амфиболитовой фации. Скарново-рудные тела Бэйсэ сложены тонкими, ритмично чередующимися зонами пироксен-плаггиоклазовых (апосланцевых) околоскарновых пород и пироксен-гранатовых, часто с везувианом экзоскарнов (по известняковым прослоям). В непосредственном контакте метаморфической толщи с биотитовыми гранитами четко проявлена гранитизация и послойная инъекция гранитоидного материала в метаморфические сланцы.

Модотинский массив биотитовых гранитов стандартного типа (по В.И. Коваленко и др. [12]), с которым генетически связаны известковые скарны Бэйсэ, известен как рудоносный массив с оловянно-вольфрамовой и молибденовой минерализацией в кварцевых жилах и грейзенах. Кварцевые жилы в апикальной части массива и соответственно в эндоконтакте скарновых тел обычно сопровождаются кварц-мусковитовыми, кварц-альбит-мусковитовыми грейзенами и площадным развитием слабо грейзенизированного биотитового гранита. При прослеживании кварцево-рудной жилы с кварц-мусковитовым зальбандом в сторону скарнового тела околоскарновая пироксен-плаггиоклазовая порода эндоконтакта интенсивно замещается кварцем и в породе

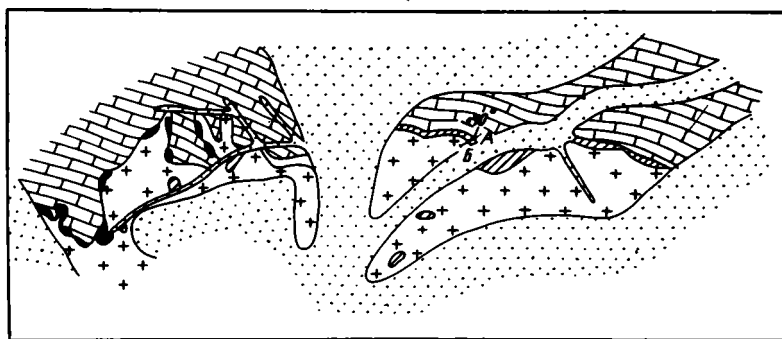


Рис. 8. Схематическая геологическая карта рудопоявления Шара-Булак

1 — лейкократовый гранит; 2 — карбонатные породы; 3 — скарны; 4 — кварц-гематитовые тела; 5 — четвертичные отложения

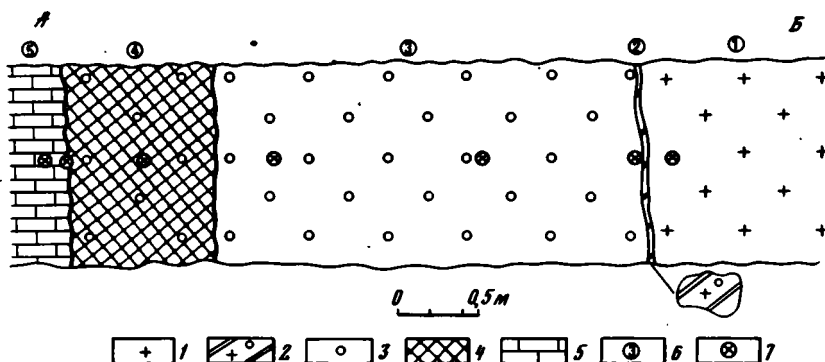


Рис. 9. Схематический геологический разрез через скарново-рудное тело рудопоявления Шара-Булак (см. рис. 8)

1 — лейкократовый гранит; 2 — ортоклаз-гранатовая околоскарновая порода; 3 — гранатовый скарн; 4 — магнетитовая руда; 5 — карбонатные породы; 6 — номера зон (пояснения в тексте); 7 — место взятия образца

остаются лишь реликты плагиоклаза и мусковита. Далее окварцевание в виде сети кварцевых прожилков продолжается в пироксен-гранатовых скарнах и сопровождается полевошпатизацией, эпидотизацией и отложением шеелит-сульфидной минерализации. Минеральный состав скарнов околорудных метасоматитов и рудной минерализации Бэйсэ показан в табл. 5.

Средние содержания элементов-примесей (в г/т)
в магнетитовых рудах известковых скарнов

Таблица 4

Месторождение, рудопоявление	Ag	Au	W	Pb	Sn
Чандмань-Ула	2,5 (5) *	—	Не опр.	100	30
Оюту-Обо	3,1 (5)	—	"	310	30
Томур-Тэ	15,0 (9)	—	"	650	150
Баян-Джаргалант	8 (12)	—	"	190	1090
Алаг-Эрдэнэцкое	30 (3)	1	460	220	Не опр.
Шара-Булак	100 (2)	—	40	350	"
Монгэту-Ула	21 (1)	0,6	200	2100	"

* В скобках — число анализов.

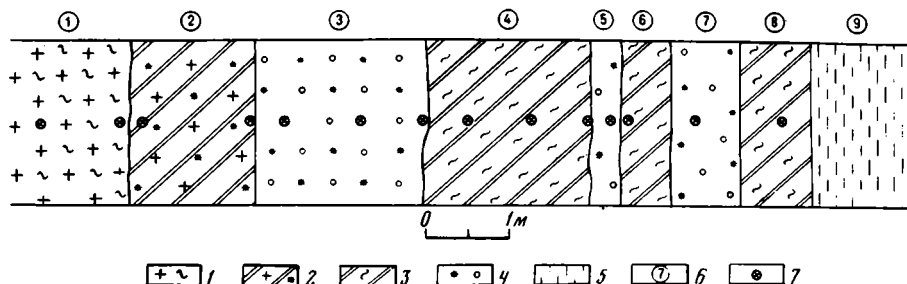


Рис. 10. Схематический геологический разрез через скарново-рудное тело рудопроявления Бэйсэ
1 — грейзенизированный гранит; 2 — пироксен-плагиоклазовая околоскарновая порода (по граниту); 3 — пироксен-плагиоклазовая околоскарновая порода (по сланцам); 4 — пироксен-гранатовый скарн; 5 — гранитизированные сланцы; 6 — номера зон (пояснения в тексте); 7 — место взятия образца

Для иллюстрации строения скарново-рудного тела Бэйсэ приведем разрез по канаве 8 (рис. 10) :

- 1 — грейзенизированный биотитовый гранит, в непосредственном контакте со скарнами в гранитоидах развиты грейзены состава кварц + альбит + мусковит;
- 2 — измененная околоскарновая пироксен-плагиоклазовая порода по гранитам (плагиоклаз, пироксен, поздние кварц и амфибол), структура породы полосчатая;
- 3 — окварцованный пироксен-гранатовый скарн, в скарне прожилки состава шеелит + кварц + + полево шпат + эпидот;
- 4 — пироксен-плагиоклазовая порода (по сланцам);
- 5 — пироксен-гранатовый скарн с полосчатой структурой;
- 6 — окварцованная околоскарновая порода;
- 7 — окварцованный пироксен-гранатовый скарн;
- 8 — пироксен-плагиоклазовая околоскарновая порода;
- 9 — гранито-гнейсы или гранитизированные сланцы (?) состава кварц + калиевый полево шпат + + плагиоклаз + биотит со сланцевой структурой породы.

Скарново-рудные тела Бэйсэ отличаются малой мощностью при довольно значительной протяженности (до 1,5—2,0 км) 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 редкометалльных скарнов являются северный и северо-восточный контакты Юдугуйнского 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 и др. [4].

Рудопроявление Баян-Обо, расположенное в пределах Жанчублинского рудного узла на юго-востоке Хэнтэя, сходно по геологической позиции, составу и строению скарново-рудных тел с шеелитоносными скарнами Бэйсэ (см. табл. 5). По данным более ранних исследований это рудопроявление относилось к кварцево-жильной формации в гра-

Co	Ni	Zn	Mo	Bi	Cu	As	V
20	60	250	10	—	4230	—	1130
120	72	920	560	—	1610	—	120
30	20	13830	30	230	460	300	30
3	19	3740	20	280	670	5990	340
35	40	230	He опр.	He опр.	He опр.	200	45
135	15	1000	"	"	"	200	30
130	37	2400	"	"	"	—	30

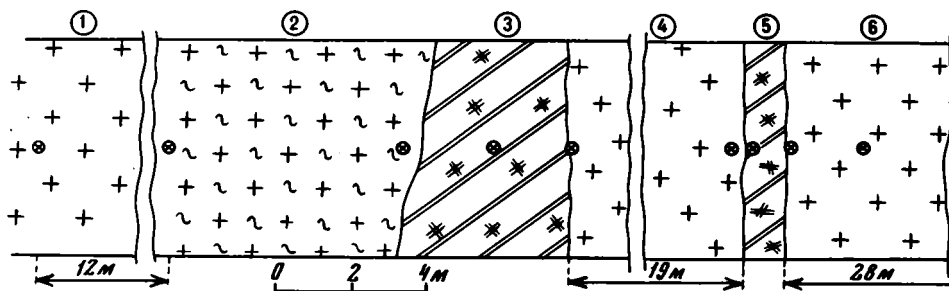


Рис. 11. Схематический геологический разрез через скарново-рудное тело в 4 км к югу от сомона Тумэн-Цогт

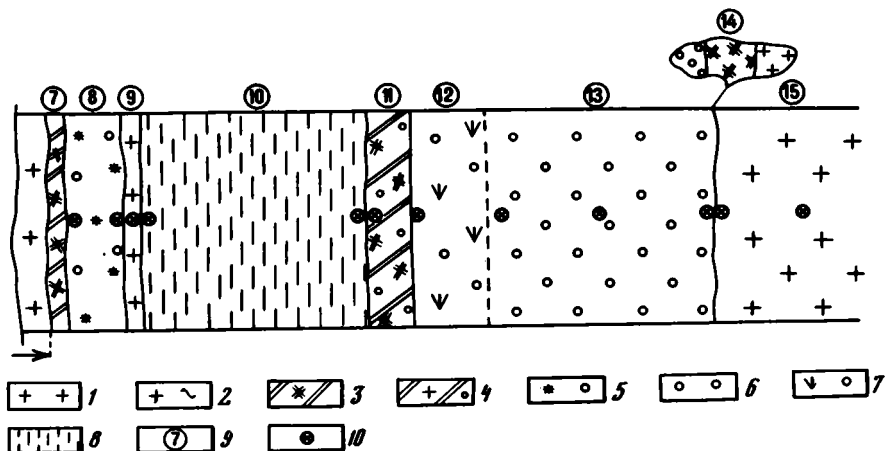
1 — гранит; 2 — грейзенизированный гранит; 3 — плагноклазовый эпидиотит; 4 — ортоклаз-гранатовая околоскарная порода; 5 — пироксен-гранатовый скарн; 6 — гранатовый скарн; 7 — везувиан-гранатовый скарн; 8 — сланцы; 9 — номера зон (пояснения в тексте); 10 — место взятия образца

нитоидах. В северной контактовой зоне Баянобинского массива, сложенного гранитами стандартного типа (жанчублинский комплекс) [4] с выходами верхнепротерозойских—нижнекембрийских отложений, нами выявлены скарновые тела. Строение скарновых тел характеризуется многократным чередованием зон (пироксен-плагноклаз-скаполитовых околоскарных пород и пироксен-гранатовых (иногда с везувианом) скарнов, а также инъекцией гранитоидного материала в древнюю сланцевую толщу. Пост-

Минеральный состав известковых скарнов с наложенным редкометальным оруденением

Таблица 5

Минералы		Бэйсэ	Тумэн-Цогт	Баян-Обо
Скарнов и околоскарных пород	Гранат	Гроссулярь	Андрадит—гроссулярь	
	Циркон	+	+	+
	Сфен	+	+	+
	Везувиан	+	+	+
	Пироксен	Салит	Диопсид, салит	Диопсид, салит
	Скаполит	—	—	Скаполит (38 мол.% Me)
	Эпидот I	+	+	—
	Ортоклаз	—	—	+
	Плагноклаз	+	+	Лабрадор—битовнит
Послескарновых метасоматитов	Флюорит	—	+	+
	Кварц	+	+	+
	Кальцит	—	+	—
	Амфибол (актинолит)	—	+	+
	Серицит	—	+	+
	Мусковит	+	—	—
	Хлорит	—	+	—
	Эпидот II	+	+	—
Руд	Плагноклаз	+	Альбит	+
	Галенит	+	+	+
	Сфалерит	+	+	+
	Пирит	+	+	+
	Арсенопирит	+	—	—
	Молибданит	+	+(?)	—
	Халькопирит	—	+	+
	Касситерит	+(?)	—	+(?)
	Шеелит	+	+	+



скарновые (околорудные) изменения скарнов представлены кварц-полевошпатовыми метасоматитами с флюоритом.

Оловянно-вольфрамовое месторождение Тумэн-Цогт, изученное Р.А. Хасиным, В.И. Коваленко, Г.Ф. Ивановой и др., приурочено к позднемезозойскому гранитному массиву (шарахадинский комплекс) и также относится к грейзеново-кварцевой формации (мусковит, флюорит, вольфрамит, шеелит, молибденит и сульфиды). Территория рудного узла представляет собой выступ каледонского основания, сложенного верхнепротерозойскими терригенно-карбонатными отложениями (сохранившимися на небольших площадях), прорванными крупными позднемезозойскими интрузиями гранитов. Район рудного узла весьма благоприятен для образования скарнов, тем более, что в южном экзоконтакте Хара-Яматского массива среди осадков девона содержатся пачки известняков. Биотитовые граниты стандартного типа в эндоконтактной части массива характеризуются площадной грейзенизацией (с развитием альбита, мусковита, флюорита и кварца), в участках непосредственного контакта гранитов с известковыми скарнами сильно развито окварцевание, а зоны эндоскарновых эпидозитов сохраняются в виде отдельных реликтовых участков. В окварцованных эпидозитах встречается вкрапленность флюорита с сульфидами. В строении скарнового тела отмечается многократное чередование пироксен-гранатовых, пироксен-гранат-везувиановых и существенно пироксеновых разновидностей скарнов, а также эпидозитов и апофиз скарнированных лейкократовых гранитов. От эндо- к экзоскарнам четко прослеживаются многочисленные жилки и штокверки состава флюорит + плагиоклаз + кварц с шеелитом.

Ниже приводится разрез через скарновое тело по канаве в 4 км к югу от сомона Тумэн-Цогт (рис. 11):

- 1 — измененные окварцованные, альбитизированные и мусковитизированные среднезернистые биотитовые граниты;
- 2 — измененные и катаклазированные лейкократовые граниты, сложенные преимущественно кварцем и полевыми шпатами;
- 3 — плагиоклазовый эпидозит с сульфидами, флюоритом, мусковитом, гранатом;
- 4 — кварц-полевошпатовые породы (аплитовидные граниты);
- 5 — зона плагиоклазовых эпидозитов, аналогичная зоне 3;
- 6 — аплиты;
- 7 — окварцованные эпидозиты;
- 8 — измененный пироксен-гранатовый скарн с прожилками (плагиоклаз + флюорит + кварц);
- 9 — аплиты;
- 10 — кварц-биотит-плагиоклазовые сланцы;
- 11 — зона измененных плагиоклазовых эпидозитов с гранатом и флюоритом;
- 12 — гранат-везувиановые скарны с флюоритом;
- 13 — гранатовые скарны с шеелитом, в ассоциации с шеелитом эпидот, плагиоклаз, флюорит;
- 14 — кварцевый эпидозит с сульфидной вкрапленностью;
- 15 — мелкозернистый светлый лейкократовый гранит.

Подводя итог краткому рассмотрению изученных скарново-редкометалльных месторождений Восточной Монголии, следует отметить, что вольфрамоносные скарны форми-

руются в контактах мезозойских гранитов стандартного типа с метаморфизованной известняково-сланцевой толщей. Скарново-рудные тела характеризуются сложным строением с многократным чередованием эндоскарнов различного состава (плагиоклазовых эпидозитов, пироксен-плагиоклазовых и пироксен-скаполитовых пород и др.) и экзоскарнов (гранатовых, пироксен-гранатовых, гранат-везувиановых, пироксеновых). Известковые скарны с редкометальным оруденением возникают в послемагматический этап диффузионно-биметасоматическим путем при контактово-реакционном взаимодействии кристаллических сланцев, известняков и гранитоидов. Корреляция более железистого пироксена (салита) с гроссуляровым гранатом указывает на образование скарнов в условиях повышенной кислотности гидротермальных растворов, а корреляция сосуществующего основного плагиоклаза с более кислым скаполитом — на образование скарнов в условиях гипабиссальной фации глубинности.

Шеелит-сульфидное оруденение наложено на скарны и сопровождается околорудным кварц-полевошпатовым изменением последних.

Развитие кварцево-рудных жил в апикальных частях Модотинского, Баянобинского и Тумэнцогтинского массивов и кварц-полевошпатовых метасоматитов с шеелит-сульфидным оруденением в скарнах, локализованных в контактах с этими массивами, свидетельствует об общей направленности и близко одновременном едином процессе кислотного выщелачивания послемагматической стадии в гранитоидах и известковых скарнах фации повышенной кислотности. Рудоносные кварц-полевошпатовые метасоматиты стадии кислотного выщелачивания, выделенные ранее В.А. Жариковым [7], отмечаются многими исследователями на скарново-редкометальных месторождениях Советского Союза (Алтае-Саянская область, Средняя Азия, Кавказ и др.).

Скарны со свинцово-цинковым типом оруденения. Сфалеритовое оруденение в известковых скарнах центральной части Монголии телескопированное и является наложенным на магнетитовые руды. К этому типу оруденения относится Салхитская группа месторождений Арыннурского рудного узла Гобийско-Южнокеруленской металлогенической зоны. Геологическая позиция этих месторождений сложная. По данным Б.А. Яковлева и М. Жамсрана, скарны образуются на контакте разновозрастных интрузий: на восток-юго-востоке с Баруннурским массивом лейкократовых гранитов перми; на север-северо-востоке — с гранит-порфирами юры. Вмещающая толща девонского возраста разнородного литологического состава включает мощные (до 200 м) пакки известняков. Скарново-рудные тела представлены контактными залежами различной протяженности (до 600 м) и мощности (до 150 м). На месторождении выделяются несколько участков, нами частично изучены Хол-Худук, Салхит-2 и Томуртыйн-Обо. Изучение опорных разрезов показало, что скарново-рудные тела участков Салхит-2 и Хол-Худук сложены многократно чередующимися зонами оруденелых гранатовых экзоскарнов, массивных магнетитовых руд и пироксен-плагиоклазовых околоскарновых пород (по сланцам). В непосредственном контакте с интрузией лейкократовых гранитов развиты окварцованные эпидозиты. Халькопирит-сфалеритовое оруденение с молибденитом (и, возможно, с шеелитом) наложенного типа локализовано в гранатовых экзоскарнах и сопровождается флюоритом, кварцем, полевым шпатом. Руды массивные сфалерит-магнетитовые и вкрапленные сульфидно-кварцевые.

На месторождении Томуртыйн-Обо известковые скарны развиты в контакте лейкократовых гранитов с карбонатно-сланцевой толщей девона. Минеральный состав скарнов приведен в табл. 3. На этом месторождении сфалеритовое оруденение наложено на скарново-магнетитовые руды, так как четко устанавливается позднее развитие сфалерита по магнетиту, сопровождаемое формированием околорудной минеральной ассоциации кварц + хлорит + карбонат (железистый родохрозит) + флюорит. Вполне оправданным кажется высказанное ранее предположение [4], что процессы образования железорудных скарнов и наложенного сфалеритового оруденения на месторождениях такого типа разделены периодом становления мезозойских интрузий и связанной с ними редкометально-полиметаллической минерализацией.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Геологическая позиция размещения скарново-рудных проявлений в Центральной и Восточной Монголии определяется сочетанием блоков докембрийского фундамента, представленных в разрезе преимущественно карбонатной и гнейсово-сланцевой толщами, с внедрившимися в них разновозрастными интрузиями ряда гранодиорит—лейкократовый гранит. Появление в эндоконтактах гранитоидных интрузий сиенитов и монцитов связано с контактово-реакционным взаимодействием гранитоидов с вмещающими доломитами (гранитизацией) [6].

2. Железооруднение на изученных скарновых объектах локализовано в магнезиальных и известковых скарнах. Сфалеритовое оруденение наложено на магнетитовые руды в известковых скарнах и связано с проявлением более поздних процессов стадии кислотного выщелачивания. Существует определенная генетическая связь скарнов с магнетит-сфалеритовым типом оруденения с палеозойским гранитоидным магматизмом. Шеелит-сульфидное (халькопиритовое) оруденение локализовано в известковых скарнах и связано с ранне- и позднемезозойским магматизмом.

3. Отложение руд в скарнах сопровождается их метасоматическим преобразованием.

Магнезиальные скарны с магнетитовым оруденением замещаются менее высокотемпературными минералами — флогопитом, тремолитом, серпентином, хлоритом, а известковые скарны — андрадитом, актинолитом, эпидотом, хлоритом, альбитом, кварцем, кальцитом.

Сфалеритовое оруденение сопровождается более низкотемпературными изменениями с хлоритом, кварцем, карбонатом (Fe-родохрозитом).

Шеелит-сульфидное оруденение связано с кварц-полевошпатовым метасоматизмом скарнов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аранович Л.Я. Некоторые равновесия минералов переменного состава. — В кн.: Породообразующие минералы и их равновесия. М.: Наука, 1979, с. 100—112.
2. Благонравов В.В., Зайцев Н.С., Лхасурен Б. и др. Докембрийские комплексы Северной Монголии — образования ранних стадий континентальной земной коры. — В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977, с. 18—26.
3. Геологическая карта МНР, м-б 1 : 1 500 000. М.: ГУКГ, 1971.
4. Геология Монгольской Народной Республики. Т.3. Полезные ископаемые. М.: Недра, 1977. 703 с.
5. Жариков В.А. Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 371 с.
6. Жариков В.А. Магматическое замещение карбонатных толщ. — В кн.: Гранито-гнейсы. Киев: Изд-во АН УССР, 1960, с. 54—67.
7. Жариков В.А. Кварцево-полевошпатовые метасоматиты в скарновых месторождениях. — Докл. АН СССР, 1961, 138, № 3, с. 671—673.
8. Жариков В.А. Скарновые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968, с. 220—302.
9. Жариков В.А., Аксюк А.М., Зарайский Г.П. Физико-химические условия скарнообразования. — В кн.: VI симпозиум, МАГРМ. Тбилиси, 1982, с. 246—247.
10. Иванова Г.Ф., Коваль П.В. Вольфрамовое оруденение Монголии. — В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977, с. 206—215.
11. Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Антипин В.С. и др. Мезозойские интрузивные породы Монголии. — В кн.: Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. М.: Наука, 1975, с. 130—196.
12. Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Антипин В.С. и др. Мезозойские интрузии Монголии: Пространственное распределение, геохимия и рудоносность. — В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977, с. 133—143.
13. Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Коваль П.В. и др. Общая схема мезозойской металлогении Монголии. — В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977, с. 209—219.
14. Маракушев А.А. Петрология Таежного железорудного месторождения в архее Алданского щита. Магадан: Магадан. кн. изд-во, 1958. 119 с.
15. Перцев Н.Н. Высокотемпературный метаморфизм и метасоматизм карбонатных пород. М.: Наука, 1977. 256 с.
16. Подлесский К.В. Скарны и окологорудные метасоматиты железорудных месторождений Урала и Кавказа. М.: Наука, 1979. 204 с.
17. Шабьинин Л.И. Рудные месторождения в формации магнезиальных скарнов. М.: Недра, 1974. 287 с.
18. Шабьинин Л.И. Магнезиально-скарновые железорудные месторождения. М.: Недра, 1978. 231 с.

АПАТИТ-ИЛЬМЕНИТ-ТИТАНОМАГНЕТИТОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В МАССИВАХ ГАББРО-АНОРТОЗИТОВОЙ ФОРМАЦИИ ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ

Изучению анортозитов в последнее время уделяется повышенное внимание не только для понимания процессов магмообразования на ранних стадиях формирования Земли, но и в связи с особенностями их металлогении. Известно, что с массивами анортозитовой формации сопряжены крупные месторождения титановых руд, имеющих ильменитовый, гематит-ильменитовый, ильменит-титаномagnetитовый, а иногда и рутил-ильменитовый состав [6, 10]. Такие рудопроявления описаны в Джугджурском анортозитовом массиве [7], в Цагинском массиве и Кейвских интрузивах Кольского полуострова [15, 16], а также в анортозитовых массивах Канадского щита [10]. Анортозитовые массивы Джугджуро-Становой зоны рассматриваются, кроме того, в качестве перспективной сырьевой базы в отношении фосфатных руд [4]. Возрастает интерес к самим анортозитам как к глиноземному сырью. Это обусловлено высоким содержанием в них Al_2O_3 (до 30%) при относительно большом количестве CaO (до 10%), что позволяет резко сократить расход известняков, используемых в технологическом процессе получения глинозема. Мировая алюминиевая промышленность пока не использует анортозиты в качестве сырья на глинозем, однако опыты по их переработке ведутся в СССР, США и Канаде [12].

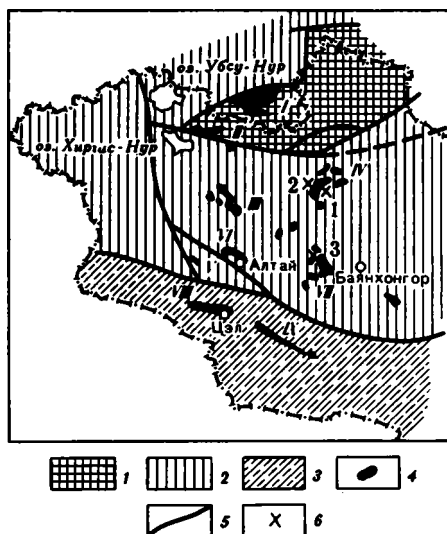
Первое краткое описание габбро-анортозитовой ассоциации в Монголии дано В.А. Амантовым и Б. Лувсанданзаном [1] на примере Мустулинского массива, однако в более поздних работах других авторов анортозиты Хангая были включены в состав базитовых интрузий первой фазы раннепалеозойского тохтогеншильского гранитоидного комплекса [5] и утратили свое значение как самостоятельные образования со свойственной им металлогенией. При изучении габброидных формаций Монголии нами выявлены еще два массива автономных анортозитов — Ходжулингольский и Олон-Худукский, расположенные соответственно в Тарбагатайском и в Байдарикском выступах докембрийского основания. Все массивы приурочены к местам выходов раннедокембрийских метаморфических комплексов (рис. 1). Массивы анортозитов активно прорывают сланцы, амфиболиты, гранито-гнейсы, мраморы и кварциты, которые входят в состав раннедокембрийских метаморфических комплексов: идэрского в Тарбагатайском выступе и бумбегерского в Байдарикском [11]. Анортозиты и связанные с ними габброиды подвергаются изофациальному с вмещающими породами региональному диафорезу в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма.

Изученные нами габбро-анортозитовые массивы прорваны и частично уничтожены интрузиями более молодых гранитоидов различной формационной принадлежности, при этом связь анортозитов с гранитоидами раннепалеозойского тохтогеншильского (или тэлминского) комплекса, как это предполагалось ранее [5], полностью исключается. Так, например, Олон-Худукский анортозитовый массив в юго-восточной части прорван интрузивом дифференцированных габброидов, относящихся к перидотит-габбровой формации (E_{2-3}), которая широко проявлена в каледонских структурах Западной Монголии и Тувы и предшествует гранитоидам тохтогеншильского и тануольского комплексов. Особенности проявления массивов габбро-анортозитовой формации Монголии наряду с локальностью и изолированностью выходов докембрийского основания определяют ограниченное развитие анортозитового магматизма в данном регионе и не позволяют провести анализ их структурно-тектонического размещения, хотя этот вопрос крайне важен для палеотектонических реконструкций всей Центральной Азии.

Фрагментарность выходов анортозитов не позволяет также в полной мере провести анализ внутреннего строения отдельных массивов. Тем не менее можно отметить, что они характеризуются сложным строением. В ряде случаев выделяется краевая эндо-контактная зона, для которой характерно преобладание меланократовых пород (габбро, меланократовых габбро, пироксенитов). Здесь же фиксируются элементы

Рис. 1. Схема размещения габбро-анортозитовых массивов в структурах Северо-Западной Монголии (структурное районирование и выходы докембрия по [11])

1—3 — складчатые области: 1 — байкалиды, 2 — каледониды, 3 — герциниды; 4 — участки установленного раннего докембрия (I — Сангиленский, II — Хан-Хухэйский, III — Дзабханский (Южно-Сонгинский), IV — Тарбагатайский (Идэрский), V — Дариби, VI — Гоби-Алтайский, VII — Байдарикский, VIII — Цэлский, IX — Цогтский); 5 — границы зон (крупнейшие разломы); 6 — габбро-анортозитовые массивы (1 — Мустулинский, 2 — Ходжулингольский, 3 — Олон-Худукский)



полосчатости, выражающейся в чередовании анортозитов и габбро-анортозитов с габбро и меланократовыми габбро. Все разновидности пород имеют между собой постепенные переходы. Центральные части массивов, а также отдельные блоки среди гранитоидов сложены крупно- и грубозернистыми, иногда пегматоидными анортозитами и габбро-анортозитами с небольшими линзами и участками более меланократовых пород. Такое пятнисто-зональное строение интрузивов считается характерным для автономных анортозитов ряда провинций [8, 9].

Минеральный состав пород габбро-анортозитовой формации Монголии также типичен. Анортозиты сложены незональным плагиоклазом, имеющим средний состав (An_{45-60}), при этом основность его не зависит от меланократовости пород. Этим анортозиты автономных массивов отличаются от анортозитов, входящих в состав расслоенных дифференцированных габброидов массивов, в том числе перидотит-габбровых, для которых характерны битовниты и даже анортозиты. Различные массивы габбро-анортозитов Монголии различаются по составу плагиоклаза (рис. 2). Для Мустулинского и Олон-Худукского анортозитовых массивов характерны андезиты (An_{45-50}), в то время как для Ходжулингольского массива — лабрадоры (An_{55-70}). По мнению О.А. Богатикова, А.П. Биркиса [3], по составу плагиоклазов можно различать субплатформенные анортозиты, для которых максимум составов приходится на An_{50-59} , и анортозиты подвижных зон, для которых максимальная частота встречаемости приходится на An_{60-69} . Важной особенностью анортозитов Монголии является присутствие структур распада плагиоклазов с образованием антипертитов, что, по-видимому, отражает повышенную калиевую щелочность исходных магм.

Минералы мафической группы анортозитов представлены главным образом амфиболом, тогда как клинопироксен и оливин встречаются только в реликтах. Для клинопироксена часто отмечается полосчатое замещение его амфиболом, возможно, первоначально такой пироксен представлял собой инвертированный пиконит. Рудные минералы — ильменит и титаномагнетит со структурами распада на магнетит, ильменит и шпинель, которые образуют совместные выделения, ксеноморфные по отношению к плагиоклазу. Часто рудные минералы ассоциируют с апатитом, образуя постмагматические прожилки и секущие жилы апатит-ильменит-титаномагнетитовых руд, характерных для ряда массивов анортозитовой формации [7].

При анализе петрохимических данных по породам габбро-анортозитовой формации Западной Монголии (60 анализов) устанавливается отчетливая полимодальность распределения составов, что позволяет выделить четыре породные группы [2]. Существенно преобладает анортозитовая породная группа, которой количественно подчинены базитовая (габброидная), субультрамафитовая (пироксенитовая) и ультрамафитовая (перидотитовая). Между этими группами устанавливаются перерывы по ряду петрохимических параметров. В целом по набору породных групп, их количественным соотношениям и составу габбро-анортозитовые массивы Монголии аналогичны типичным представителям формации автономных анортозитов других регионов [13].

Для всех изученных нами габбро-анортозитовых массивов устанавливается специ-

фическая, характерная для автономных анортозитов категория руд и оруденелых пород, представленная постмагматическими жильными ильменит-титаномagnetитовыми и апатит-ильменит-титаномagnetитовыми рудами, а также вкрапленными рудами того же состава. Наиболее широко и полно они проявлены в Мустулинском анортозитовом массиве, на характеристике которого остановимся несколько подробнее.

Мустулинский габбро-анортозитовый массив расположен к западу от оз. Тэрхин-Цаган-Нур (Хангайское нагорье) с центром в районе горы Муст-Ула. В плане он имеет изометричную форму. Первоначально считалось [1, 14], что этот массив прорван со всех сторон гранитоидами и является фрагментом более крупного плутона. Нашими исследованиями установлено, что он имеет активные интрузивные контакты со сланцами, амфиболитами и гранито-гнейсами, сопоставимыми с породами идэрского метаморфического комплекса раннего протерозоя (рис. 3). Таким образом, в данном случае мы имеем дело с небольшим (150 км²) автономным габбро-анортозитовым

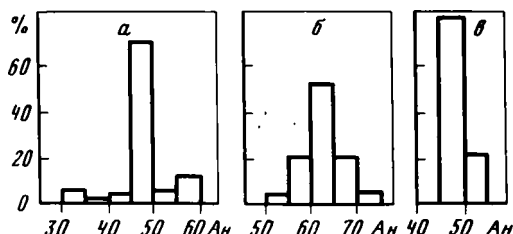


Рис. 2. Гистограммы распределения составов плагиоклаза в массивах габбро-анортозитовой формации Северо-Западной Монголии

Массивы: а — Мустулинский, б — Ходжунгольский, в — Олон-Худукский

массивом, в незначительной степени нарушенным гранитоидными интрузиями позднепалеозойских комплексов — хангайского и шараусгольского [14], а также многофазной интрузией щелочных сиенитов, граносиенитов и гранитов неясной формационной принадлежности (см. рис. 3). Южная часть массива перекрыта четвертичными отложениями р. Хойт-Тэрхин-Гол и, по данным В.И. Гольденберга, он продолжается в правобережной части этой реки.

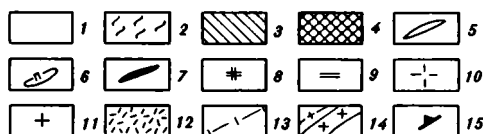
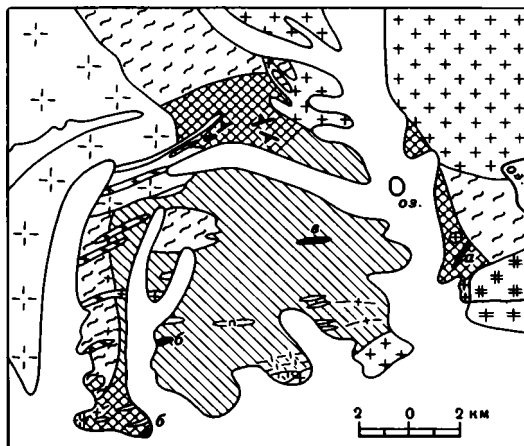
Мустулинский массив имеет сложное строение. В нем отчетливо выделяется краевая эндоконтактовая фация шириной 1–2 км, представленная серией пород, меняющихся по составу от анхимономинеральных анортозитов и габбро-анортозитов через лейкогаббро и габбро до меланократовых габбро и пироксенитов, которые переслаиваются друг с другом и связаны постепенными переходами. Полосчатость и местами отчетливая трахитоидность ориентированы согласно контактам массива (см. рис. 3). Центральная часть сложена преимущественно грубозернистыми анхимономинеральными анортозитами с переходами в габбро-анортозиты. Среди этих пород отмечаются отдельные блоки и ксенолиты амфиболитов и сланцев, а также небольшие шилы и линзы меланократовых габбро и пироксенитов. В целом же для центральной части интрузива характерны массивные текстуры без элементов расслоенности или полосчатости.

Главной разновидностью пород Мустулинского массива являются крупно-, гигантозернистые, иногда до пегматоидных анхимономинеральные анортозиты, сложенные более чем на 90% крупными, хорошо образованными таблицами незонального андезина-лабрадора (см. рис. 2). В целом основность плагиоклаза не зависит от меланократовости пород, хотя в некоторых габброидах краевой фации установлены породы с более основным, чем в анортозитах, плагиоклазом (An_{55}). Для плагиоклаза из анортозитов данного массива характерно постоянное присутствие антипертитов независимо от близости гранитоидов. Вблизи контакта с гранитами в анортозитах проявлена калишпатизация, выражающаяся в присутствии решетчатого микроклина в интерстициях плагиоклаза. Из первичных фемических минералов вследствие интенсивной амфиболизации, которая затрудняет изучение первичного состава пород и минералов, сохраняются только реликты клинопироксена ($Ng = 1,718, f = 30\%$).

Габбро-анортозиты и габбро имеют сходный с анортозитами минеральный состав, но отличаются количественными соотношениями минералов. Лейкократовые габбро, габбро и меланократовые габбро встречаются совместно в краевых частях массива. Для них характерны мелко- и среднезернистые структуры (габбровые), полосчатые и

Рис. 3. Схематическая геологическая карта Мустулинского габбро-анортозитового массива. Составлена с использованием материалов В.И. Гольденберга и М.Е. Федоровой

1 — четвертичные отложения; 2 — метаморфические породы идзэского комплекса; 3 — анортозиты и габбро-анортозиты; 4 — краевая фация (габбро и меланогаббро); 5 — пироксениты; 6 — перидотиты; 7 — рудные тела (а — рудные перидотиты, б — ильменит-титаномagnetитовые руды, в — апатит-ильменит-титаномagnetитовые руды); 8—9 — щелочной сиенит-гранитный комплекс: 8 — сиениты, 9 — граниты; 10 — граниты хангайского комплекса; 11 — граниты шарауского комплекса; 12 — гранит-порфиры; 13 — дайки гранит-порфиров; 14 — дайки мелкозернистых гранитов; 15 — элементы полосчатости



трахитоидные текстуры. Плаггиоклаз отвечает андезину (An_{47}), а в некоторых случаях — лабрадору. При перекристаллизации образуется мелкозернистый олигоклаз (An_{30}). Из феррических минералов, помимо амфибола, встречаются реликты клинопироксена ($Ng=1,711$, $f=28\%$) и в единичных случаях ортопироксена ($Ng=1,711$, $f=35\%$).

Оценить долю участия последнего в исходных породах не представляется возможным из-за явления диафореза в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Судя по присутствию в некоторых породах краевой фации серпентина, можно предполагать, что среди них первоначально находились оливиновые габбро-нориты. Такой состав пород краевой фации характерен для многих анортозитовых массивов, не затронутых вторичными изменениями. Рудные минералы представлены ильменитом и распавшимся титаномagnetитом, причем некоторые породы краевой фации настолько ими обогащены, что их можно рассматривать в качестве рудных образований. Апатит встречается повсеместно в качестве акцессорного и постмагматического минерала. Распределение его в породах крайне неравномерное.

Пироксениты, как правило, сильно измененные, распространены в пределах Мустулинского массива весьма ограниченно. Это отдельные, относительно маломощные горизонты в составе полосчатой серии краевых зон массива, а также мелкие линзы и шпильки среди анортозитов центральной части. Породы средне-крупнозернистые, сложены преимущественно амфиболитизированным клинопироксеном ($Ng=1,718$, $Np=1,695$, $f=30\%$), который обрастается первично-магматическим бурым амфиболом. Последний, в свою очередь, замещается актинолитовой роговой обманкой. В подчиненном количестве встречаются плаггиоклаз и нацело серпентинизированный оливин. С увеличением количества последнего намечаются постепенные переходы пироксенитов к плаггиоперидотитам. Перидотиты, кроме того, образуют самостоятельные мелкие тела среди анортозитов центральной части массива (см. рис. 3).

При картировании Мустулинского массива нами выявлено более 10 рудных точек в различных его частях, причем представлены они ильменит-титаномagnetитовой минерализацией, часто с апатитом. По геологическому положению, соотношениям с вмещающими породами и составу все рудопроявления можно подразделить на два типа — раннемагматический, представленный рудными перидотитами и пироксенитами, и постмагматический — с жильными телами ильменит-титаномagnetитовых и апатит-ильменит-титаномagnetитовых руд.

Раннемагматические руды приурочены главным образом к породам эндоконтактной фации Мустулинского массива и особенно широко распространены в его восточной части (см. рис. 3). Здесь среди грубозернистых габбро-анортозитов вблизи контакта со сланцами установлена линза меланократовых пород, обогащенных рудными минералами, северо-восточного простирания и мощностью от 25—40 до 200 м в восточной части. Центральная часть этой линзы сложена рудными перидотитами (оливи-

**Химический состав (в вес.%) оруденелых пород
и руд габбро-анортозитовой формации Северо-Западной Монголии**

№ пп	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
Оруденелые породы						
1	П5354	29,50	5,72	4,40	16,69	19,32
2	П5354е	26,40	6,46	3,10	24,23	17,60
3	П5354г	25,00	6,22	4,90	23,04	17,60
4	И1473	22,80	7,96	11,70	21,34	19,04
5	И1789	36,50	15,98	10,70	0,46	19,11
6	8230	40,20	5,84	11,60	2,76	15,87
Ильменит-титаномагнетитовые руды						
7	7881	15,10	12,70	9,30	27,84	23,06
8	7938	5,90	16,22	7,90	34,23	30,03
9	7944	5,80	16,82	8,60	29,29	33,41
Апатит-ильменит-титаномагнетитовые руды						
10	7273	8,70	13,00	5,90	29,44	23,00
11	7272	5,80	12,20	4,30	33,31	26,45

Мустулинский массив: 1—3 — рудные перидотиты, 4 — рудный пироксенит, 7—11 — руды; Ходжулингольский массив: 5—6 — рудные габбро. Анализы выполнены в химической лаборатории Института геологии и геофизики СО АН СССР.

нитам), содержащими до 30—40% рудных минералов. Это среднезернистые породы, состоящие из полностью серпентинизированного оливина, кристаллы которого цементируются рудными минералами по образцу сидеронитовой структуры. Эти породы имеют постепенные переходы к окружающим анортозитам через оливиновые пироксениты, меланократовые габбро и габбро. По мере приближения к анортозитам постепенно увеличивается количество плагиоклаза и уменьшается содержание в первую очередь оливина, а затем пироксена.

Рудные минералы представлены титаномагнетитом с подчиненным количеством ильменита. Для титаномагнетита характерно несколько разновидностей структур распада: тонкие эмульсионные выделения ильменита и шпинели по направлениям (100) и пластинчатые выделения только ильменита по направлениям (111). Изредка ильменит встречается в виде самостоятельных зерен, сопровождаемых выделениями шпинели на контакте с титаномагнетитом. Кроме того, в рудах в небольшом количестве присутствует гематит, развивающийся по трещинам. Для титаномагнетита и ильменита этого типа руд устанавливаются эмульсионные выделения пирротина. Характерно полное отсутствие в рудах апатита, что отражает непричастность летучих при образовании руд раннемагматического этапа. Низкое содержание фосфора устанавливается и по анализам рудных перидотитов (см. таблицу). Для этого типа руд характерно невысокое содержание титана (5—6% TiO₂), что определяется небольшой долей участия в них ильменита в отличие от жильных постмагматических руд. Другие рудопроявления этого же типа, выявленные среди пород краевой фации Мустулинского массива, имеют меньшие масштабы.

Постмагматические руды развиты в основном в центральной части массива и приурочены к зонам дробления и метасоматического изменения северо-восточного простирания (см. рис. 3). По составу они подразделяются на два типа: сплошные жильные ильменит-титаномагнетитовые и апатит-ильменит-титаномагнетитовые руды, между которыми могут быть постепенные переходы.

Сплошные ильменит-титаномагнетитовые руды обнаружены нами в коренных выходах на двух участках в юго-западной части Мустулинского массива (см. рис. 3). Одно рудопроявление находится в непосредственной близости от дороги Тосон-Цэнгэл—Тарят-сомон среди анортозитов и габбро-анортозитов. Оно представляет собой систему субпараллельных секущих ильменит-титаномагнетитовых жил и прожилков, имеющих северо-восточное простирание и крутые падения. Мощность отдельных жил варьирует от нескольких сантиметров до 2 м и неустойчива по простиранию. Наблюдаются раздувы, разветвления или выклинивания отдельных жил. Общая мощность рудной зоны

MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.	P ₂ O ₅	Сумма
Оруденелые породы							
0,24	14,64	4,99	0,16	0,50	4,57	0,04	100,77
0,23	15,80	0,35	0,16	0,67	4,37	0,04	99,41
0,22	16,14	1,10	0,16	0,67	5,35	0,05	100,45
0,21	4,35	6,57	0,27	1,00	4,71	0,44	100,39
0,36	5,18	9,31	1,27	0,50	1,04	0,05	100,46
0,43	4,36	12,05	1,55	1,13	2,76	1,98	100,53
Ильменит-титаномагнетитовые руды							
0,21	2,85	3,29	0,34	1,00	3,28	0,22	99,19
0,20	1,62	0,70	0,25	1,00	2,14	—	100,19
0,21	2,02	0,60	0,25	1,00	2,57	—	100,57
Апатит-ильменит-титаномагнетитовые руды							
0,21	1,26	8,89	0,08	0,14	3,46	6,60	100,08
0,21	1,56	8,89	0,09	0,17	0,24	6,70	99,92

около 50 м, по простиранию она прослежена не более чем на 50—70 м, так как перекрывается четвертичными отложениями. Южная часть этой зоны, где устанавливаются рудные жилы максимальной мощности, также перекрыта четвертичными отложениями. Суммарная мощность ильменит-титаномагнетитовых жил только на обнаженном участке составляет около 12 м. Рудные тела имеют отчетливо секущие взаимоотношения с анортозитами, которые вблизи контакта с рудными жилами интенсивно изменены (эпидотизированы, хлоритизированы и карбонатизированы), что, вероятно, свидетельствует о существенной роли флюидов при образовании этого типа руд. В самих рудах встречаются небольшие включения (ксенолиты) нацело измененных анортозитов. Этим, по-видимому, объясняется повышенное содержание кремния и глинозема в некоторых образцах сплошных руд (см. таблицу, обр. 7938, 7944). Для этого рудопроявления характерно полное отсутствие апатита.

Другое рудопроявление сплошных ильменит-титаномагнетитовых руд с небольшим количеством апатита выявлено нами в 4 км к северу от предыдущего (см. рис. 3, 4), среди анортозитов и габбро-анортозитов центральной части массива. Оно представляет собой жилу сплошных ильменит-титаномагнетитовых руд мощностью до 5 м, приуроченную к зоне дробления и расщепления анортозитов северо-восточного простирания. В юго-восточном контакте рудного тела анортозиты и габбро-анортозиты интенсивно изменены и превращены в метасоматиты эпидот-хлорит-карбонатного состава. Мощность зоны изменения анортозитов 10 м (см. рис. 4). В северо-западном контакте жилы проявлены интенсивно расщепленные, хлоритизированные и амфиболитизированные габбро. В рудах часто встречаются ксенолиты глубоко измененных анортозитов. В отличие от предыдущего рудопроявления здесь постоянно встречаются небольшие количества апатита, распределенного крайне неравномерно. Небольшое рудопроявление такого же типа установлено в северной части массива среди пород краевой фации.

Состав руд этого типа очень выдержан. Они сложены ильменитом и титаномагнетитом с подчиненным количеством гематита, шпинели, пирита и пирротина. Преобладает титаномагнетит, встречающийся в виде крупных зерен со сложными структурами распада. В разных рудных телах и даже в одном зерне титаномагнетита наблюдаются как грубозмудсионные, так и тонкопластинчатые выделения ильменита по направлениям (111). К этому же направлению приурочены выделения зерен шпинели, которая также образуется в результате распада титаномагнетита. Шпинель, кроме того, выделяется и по направлениям (100). Ильменит образует аллотриоморфнозернистые агрегаты с титаномагнетитом, что свидетельствует об их совместной кристаллизации.

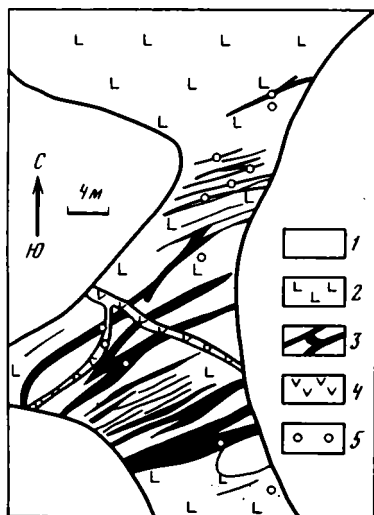


Рис. 4. Зарисовка обнажения сплошных ильменит-титаномагнетитовых руд среди габбро-анортозитов центральной части Мустулинского массива

1 — габбро-анортозиты; 2 — разгнейсованные габбро-анортозиты; 3 — ильменит-титаномагнетитовые руды; 4 — околорудные метасоматиты; 5 — место взятия образца

Химический состав ильменит-титаномагнетитовых руд приведен в таблице. Для данного типа руд характерно наиболее высокое содержание TiO_2 , что определяется широким развитием самостоятельных выделений ильменита и в целом ильменитовой составляющей. Повышенные содержания кремнезема и глинозема, как уже отмечалось, связаны с ксенолитоподобными включениями метасоматически-измененных анортозитов. Обращают на себя внимание низкие содержания в рудах этого типа фосфора, что обычно не характерно для постмагматических руд, связанных с анортозитовыми комплексами.

Вместе с тем известно, что в ряде интрузивов, например Джугджурском [7] и габбро-лабрадоритах Кольского полуострова [15], отмечаются переходы от апатитсодержащих руд к безapatитовым. Последние, очевидно, более, устойчивы к процессам выветривания и сохраняются в коренном залегании.

Апатит-ильменит-титаномагнетитовые руды обнаружены нами в значительном количестве только на восточном склоне горы Муст-Ула, где они прослежены по свалам и высыпкам среди сильно измененных анортозитов более чем на 700 м. Коренные выходы руд этого типа полностью отсутствуют, поэтому не представляется возможным без специальных работ оценить форму и истинные размеры рудного тела, а также их соотношения с вмещающими анортозитами. На всем протяжении высыпок с рудами ассоциируют метасоматически-измененные (хлоритизированные, эпидотизированные и карбонатизированные) анортозиты и габбро-анортозиты. По-видимому, картина околорудных изменений сходна с той, которая наблюдается в связи со сплошными ильменит-титаномагнетитовыми рудами.

Важное значение для понимания характера апатит-ильменит-титаномагнетитовой минерализации имеют небольшие (до 0,5 см) секущие прожилки апатита и рудных минералов. Они приурочены к зонам дробления и метасоматического изменения анортозитов. Распределение рудных минералов и апатита в них крайне неравномерное даже в пределах одного шлифа. Отдельные участки прожилков сложены мономинеральным апатитом, в других же он полностью отсутствует, в результате мы имеем переход к сплошным ильменит-титаномагнетитовым рудам охарактеризованного выше типа.

В целом апатит-ильменит-титаномагнетитовые руды имеют тот же минеральный состав, что и ильменит-титаномагнетитовые, отличаясь лишь большим количеством апатита.

Для них также характерны: 1) преобладание распавшегося титаномагнетита над ильменитом; 2) несколько разновидностей структур распада титаномагнетита с выделением ильменита и шпинели; 3) аллотриоморфнозернистые агрегаты титаномагнетита и ильменита, напоминающие по структуре мирмекиты; 4) небольшое количество гематита. Отличительной особенностью руд этого типа является присутствие пирита, который замещается гематитом и лимонитом, и апатита. Апатит в рудах идиоморфный, распределен крайне неравномерно, образуя или скопления кристаллов, или отдельные разобщенные зерна. Содержание P_2O_5 в апатит-ильменит-титаномагнетитовых рудах наиболее высокое и достигает 6% (см. таблицу). По особенностям размещения и составу руды этого типа хорошо сопоставляются с гаюским типом руд Джугджурского анортозитового массива. Для таких руд установлена хорошая обогатимость, в результате чего из них можно получать высококачественный апатитовый и ильменитовый концентраты [4].

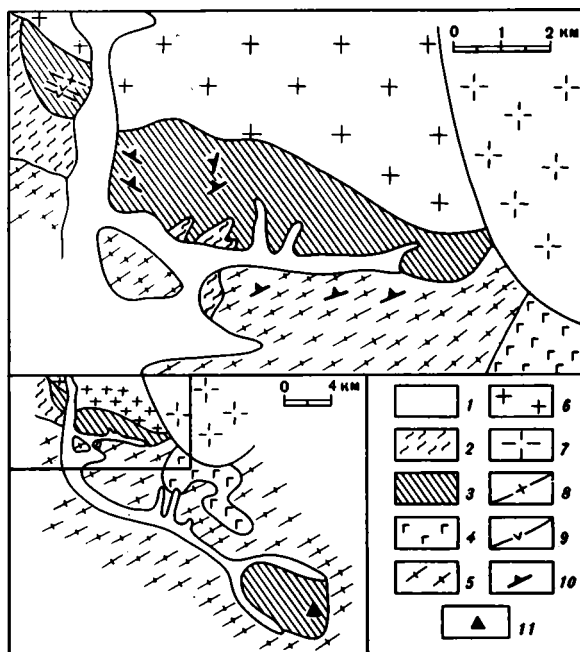


Рис. 5. Схематическая геологическая карта Ходжулингольского габбро-анортозитового массива. Составлена с использованием материалов Л. Баярбилэга

1 — четвертичные отложения; 2 — метаморфические породы; 3 — анортозиты и габбро-анортозиты; 4 — дифференцированные габброиды перидотит-габбровой формации; 5 — плагิโอграниты и гранодиориты; 6 — гранитоиды повышенной щелочности; 7 — порфировидные биотитовые граниты; 8 — дайки гранит-порфиров; 9 — дайки габбро-диабазов; 10 — элементы полосчатости и гнейсовидности; 11 — проявление вкрапленных апатит-ильменит-титаномагнетитовых руд

Необходимо отметить, что аналогичного типа рудопроявление установлено нами при изучении Олон-Худукского анортозитового массива, расположенного в пределах Байдарикского выступа пород докембрийского фундамента (см. рис. 1). В северо-западной части этого массива среди грубо- и гигантозернистых анортозитов выявлена маломощная зона дробления и амфиболизации, к которой приурочено проявление апатит-ильменит-титаномагнетитовой минерализации с крайне неравномерным распределением апатита и рудных минералов.

Рудопроявления апатит-ильменит-титаномагнетитовых руд установлены в пределах Ходжулингольского анортозитового массива, который ранее включался в состав Наранского гранитоидного плутона [5]. Наибольший интерес может представлять рудопроявление в юго-восточном его блоке (рис. 5), где среди грубозернистых габбро-анортозитов встречаются линзы габбро с обильной (до 10–15%) вкрапленностью ильменита и титаномагнетита и с повышенным содержанием апатита. По особенностям минерализации и составу (см. таблицу, обр. 8230) эти руды хорошо сопоставляются с маймаканским типом вкрапленных апатит-ильменит-титаномагнетитовых руд Джугджурского массива [4]. Эти руды имеют относительно невысокие содержания фосфора (до 2%, см. таблицу), но характеризуются равномерным распределением апатита, что в сочетании со значительными масштабами оруденения представляет несомненный интерес.

В заключение отметим, что габбро-анортозитовые массивы Северо-Западной Монголии обладают полным комплексом характерных черт геологического положения, строения массивов, состава и сопутствующей минерализации, присущих автономным анортозитовым ассоциациям. Таким образом, намечается новая провинция докембрийских анортозитовых массивов с комплексными ильменит-титаномагнетитовыми и апатит-ильменит-титаномагнетитовыми рудами, которые необходимо учитывать

при металлогенических обобщениях. В связи с этим на всех выявленных нами анортозитовых массивах рекомендуется постановка специализированных работ, направленных на изучение их состава, характера связанного с ними оруденения, его параметров и условий локализации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Амантов В.А., Лувсанданзан Б., Матросов П.С., Хасин Р.А. Основные черты интрузивного магматизма каледонской складчатой области Северо-Западной Монголии. — В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М.: Недра, 1966, с. 86—111.
2. Белоусов А.Ф. Проблемы анализа эффузивных формаций. Новосибирск: Наука, 1976. 332 с.
3. Богатилов О.А., Биркис А.П. Анортозитовые провинции СССР и их минералого-петрохимические особенности. В кн.: Анортозиты СССР. М.: Наука, 1974, с. 5—21.
4. Гаврилов В.В., Иванов В.М. Апатит-ильменит-титаномагнетитовые руды Джугджурской провинции — перспективная сырьевая база. — Разведка и охрана недр, 1979, № 4, с. 16—21.
5. Геология Монгольской Народной Республики. Т. 2. Магматизм, метаморфизм, тектоника. М.: Недра, 1973. 751 с.
6. Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 387 с.
7. Ленников А.И. Петрология Джугджурского анортозитового массива. М.: Наука, 1968. 160 с.
8. Магматические формации раннего докембрия территории СССР. Т. 2. М.: Недра, 1980. 238 с.
9. Магматические формации СССР. Т. 1. Л.: Недра, 1979. 318 с.
10. Малышев И.И. Закономерности образования и размещения титановых руд. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 272 с.
11. Митрофанов Ф.П., Козаков И.К., Палей И.П. Докембрий Западной Монголии и Южной Тувы. Л.: Наука, 1981. 153 с.
12. Михайлов Б.М., Броневой В.А., Бочков А.П. и др. Геологические предпосылки расширения сырьевой базы алюминиевой промышленности в Сибири и на Дальнем Востоке. — Сов. геология, 1976, № 7, с. 3—15.
13. Поляков Г.В., Изох А.Э., Кривенко А.П. Анортозитовая формация Монголии. — Докл. АН СССР, 1983, 270, № 4, с. 955—959.
14. Федорова М.Е. Геологическое положение и петрология гранитоидов Хангайского нагорья. М.: Наука, 1977. 152 с.
15. Юдин Б.А. Титаномагнетитовое оруденение в Цагинском массиве габбро-лабрадоритов. — В кн.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1960, вып. 3, с. 212—229.
16. Юдин Б.А. Габбро-лабрадориты Кольского полуострова. — В кн.: Анортозиты СССР. М.: Наука, 1974, с. 21—30.

УДК 553.042 (517.3)

Г.В. ПИНУС, Л.В. АГАФОНОВ, Ф.П. ЛЕСНОВ, Ж. БАЯРХУУ

МЕТАЛЛОГЕНИЯ АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ МОНГОЛИИ

Комплекс полезных ископаемых, генетически и парагенетически связанных с альпинотипными гипербазитами, имеет с ними тесную пространственную связь и никогда не обнаруживается за пределами тел гипербазитов. Исключение составляют переотложенные продукты кор выветривания гипербазитов. Такая особенность локализации хромитовых руд, платиноидов, никелевых руд, асбестов, талькиитов, магнезитов и др. обусловлена особенностями химического состава этих полезных ископаемых, в частности ведущей ролью в их составе таких инертных химических элементов, как хром и магний. Концентрация хромитов и платиноидов обусловлена магматическими процессами, происходящими в условиях верхней мантии. Остальные полезные ископаемые, исключая силикатные руды никеля, возникают в результате более поздних процессов метаморфизма гипербазитов под воздействием более молодых интрузий габброидов и гранитоидов и гидротерм, генерируемых ими. Такие специфические черты металлогении альпинотипных гипербазитов значительно облегчают проведение поисковых работ на полезные ископаемые, поскольку локализация их обусловлена общими закономерностями размещения самих массивов альпинотипных гипербазитов.

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МАССИВОВ АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ

В разновозрастных складчатых системах Монголии к настоящему времени выявлены многие десятки крупных и мелких гипербазитовых массивов. В совокупности они образуют Монгольскую гипербазитовую провинцию, объединяющую 13 гипербазитовых поясов, общая протяженность которых составляет 3000 км. Подавляющая часть (75%) гипербазитовых поясов расположена среди раннекаледонских складчатых структур или в пределах выступов позднерифейского и более древнего основания каледонид. Остальные гипербазитовые пояса локализованы среди герцинских складчатых структур. Не исключено, что в дальнейшем протяженность гипербазитовых поясов, а возможно, и их количество будут увеличены за счет обнаружения новых гипербазитовых массивов, главным образом в слабо изученных юго-западных районах Монголии.

Все массивы, формирующие гипербазитовые пояса, пространственно четко сопряжены с зонами крупных глубинных разломов и оперяющих их разрывных нарушений, которые либо разграничивают разновозрастные складчатые системы, либо отделяют выступы древнего основания от более молодых складчатых комплексов, либо, наконец, прослеживаются внутри складчатых систем, в основном в областях флексурных перегибов на границах геосинклинальных прогибов и геантиклинальных поднятий. Разрывные нарушения, которые контролируют размещение гипербазитовых массивов в ранних каледонидах, почти повсеместно имеют крутое падение. Вблизи тектонических контактов с породами рамы массивы сложены трещиноватыми, интенсивно рассланцованными гипербазитами. Мелкие тела нередко будинированы и меланжированы. Иногда они образуют серию кулисно расположенных серпентинитовых линз или протяженных узких "лент".

Массивы гипербазитов чаще всего залегают среди толщ основных вулканитов толеитового состава и сопровождающих их пирокластических и терригенных пород, реже в метаморфических толщах фундамента. Наиболее крупные тела альпинотипных гипербазитов входят в состав поясов каледонских структур Монголии. В отличие от них массивы, формирующие гипербазитовые пояса в герцинидах, характеризуются преимущественно небольшими размерами. В большинстве своем они представлены линзовидными телами интенсивно рассланцованных серпентинитов, в которых нередко в значительных количествах присутствуют тектонические блоки вмещающих вулканогенных и кремнистых пород, более молодых габброидов, родингитов, а также апогипербазитовых метасоматитов. Здесь чаще, чем в каледонских структурах, обнаруживаются пологопадающие гипербазитовые тела, ограниченные разрывными нарушениями типа надвигов с незначительной амплитудой. Отмеченные особенности гипербазитовых массивов, локализованных в герцинских складчатых системах Монголии, объясняются тем, что в этих районах обнажаются верхние части крупных крутопадающих разрывных структур. Именно здесь вследствие меньшего литостатического давления шире проявились сопряженные с крутопадающими глубинными разломами более пологие тектонические нарушения. Гипербазитовые массивы в этих районах в целом менее глубоко эродированы. Здесь нередко обнажаются апикальные зоны массивов, насыщенные обломками вмещающих пород, которые захвачены телом серпентинизированных гипербазитов в процессе его восходящего протрузивного перемещения в земной коре.

По составу массивы альпинотипных гипербазитов Монголии, как и везде, не отличаются большим разнообразием и представлены в основном перидотитами. Среди последних преобладают гарцбургиты с постоянным, иногда существенным преобладанием оливина над ортопироксеном. Лерцолиты и дуниты количественно подчинены гарцбургитам. Дуниты обнаруживаются не во всех массивах, но в некоторых из них они занимают значительные площади. Широка гамма метаморфических и метасоматических апогипербазитовых образований. Среди них прежде всего отметим разнообразные по минеральному составу серпентиниты, составляющие значительный объем многих крупных массивов, особенно их периферию. Мелкие тела гипербазитов обычно полностью сложены серпентинитами. Встречаются также апосерпентинитовые кварцы и тальк-карбонатные листвениты, ассоциирующие с последними талькиты, а также тремолититы. В пространственной связи с телами гипербазитов, преимущественно

вдоль их контактов с рамой, наблюдаются интрузии более молодых габброидов и гранитоидов, которые, воздействуя на ультраосновные породы, приводят к метасоматическим преобразованиям последних. Вдоль контактов с габброидами первичные гипербазиты нередко превращены в пироксениты, верлиты, вторичные оливиновые породы и др. Встречаются апогипербазитовые метасоматические образования и внутри тел гипербазитов без видимой связи с интрузиями габброидов и гранитоидов. Можно предполагать, что такая связь существует на глубине.

Приведенные выше основные закономерности размещения гипербазитовых поясов Монголии и слагающих их массивов, а также особенности морфологии и состава последних являются необходимыми, но недостаточными элементами металлогенического анализа гипербазитовых массивов. Однако чтобы сформулировать научно обоснованные критерии для прогноза связанных с ними полезных ископаемых, необходимо учитывать условия образования последних. Задача эта непростая, поскольку до сих пор среди исследователей нет единого мнения о генезисе полезных ископаемых, связанных с гипербазитами. Нам представляется целесообразным обсудить здесь некоторые генетические аспекты отдельных видов полезных ископаемых, связанных с гипербазитами, и тем самым определить более четкие критерии для постановки эффективных поисков этих ископаемых в пределах Монголии.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, ГЕНЕТИЧЕСКИ И ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИ СВЯЗАННЫХ С АЛЬПИНОТИПНЫМИ ГИПЕРБАЗИТАМИ

Хромитовые руды. Вопрос о происхождении хромитовых руд непосредственно связан с проблемой генезиса вмещающих их ультраосновных пород. В настоящее время многие исследователи разделяют мнение о магматическом генезисе хромитовых месторождений. Ранее предполагалось, что хромитовые руды образуются в результате гравитационной садки хромшпинелидов из ультраосновного расплава в природных частях интрузивной камеры на месте современного залегания гипербазитовых массивов. Однако теперь под влиянием накопившихся фактов, противоречащих таким представлениям, многие сторонники магматического генезиса хромитовых месторождений приходят к выводу, что процесс, приводящий к концентрации хромита, протекает не в коровых условиях, а на уровнях верхней мантии. Вместе с тем по-прежнему считается, что причиной возникновения хромитовых месторождений является дифференциация ультраосновного расплава, но не первичного, возникающего в верхней мантии, а остаточного ультраосновного расплава, который образовался после отделения базальтовой выплавки из исходной ультраосновной магмы. При этом обособление хромитовых руд могло происходить на различных этапах эволюции магматического расплава. Они могут концентрироваться не только в придонных частях магматических камер, накопившийся там рудно-силикатный расплав может проникать в ослабленные зоны протрудированного в земную кору и уже консолидированного гипербазитового тела и в этих условиях формировать жильные рудные тела.

С позиций изложенной концепции хорошо объясняется ряд особенностей строения рудных тел хромитовых месторождений и состава их руд. Если недавно было распространено представление о том, что ультраосновной расплав не может существовать даже в условиях верхней мантии и что альпинотипные гипербазиты представляют собой не переходивший в расплав рестит, остающийся после селективного выплавления из мантийного субстрата базальтовой магмы, то теперь появились факты, которые противоречат таким взглядам [11]. В их числе отметим наличие в пороодообразующих минералах гипербазитов высокотемпературных структур распада твердых растворов, присутствие расплавных включений в оливинах гипербазитов и др. Таким образом, представления о существовании в природе ультраосновных расплавов, близких по составу породам альпинотипных гипербазитов, получают все более веские обоснования. При этом данные экспериментальных исследований, полученные в последние годы, свидетельствуют о весьма высоких температурах ультраосновного расплава, значительно превышающих те температуры, которые, судя по расчетам, могут существовать в земной коре. Кроме того, установлен относительно небольшой интервал температур между солидусом и ликвидусом этих расплавов [4]. Получены также данные о том,

что ультраосновные расплавы обладают способностью очень быстро и одновременно во всем объеме кристаллизоваться [7]. Все эти свойства ультраосновных расплавов ставят серьезные препятствия перед сторонниками крайних представлений о возможности интрузии ультраосновной магмы из верхней мантии в земную кору, в том числе и на верхние ее уровни. Поэтому те положения сторонников магматического генезиса хромитовых месторождений, в которых допускается возможность длительной транспортировки образовавшегося в мантийных условиях остаточного рудно-силикатного расплава в уже перемещенные в земную кору массивы раскристаллизованных гипербазитов, представляются нам малообоснованными. Что же касается выводов о существовании ультраосновных расплавов в условиях верхней мантии, то мы их считаем достаточно убедительными, и в связи с этим суждения о магматическом генезисе хромитовых месторождений можно считать правомерными.

В настоящее время установлено, что большая часть известных хромитовых месторождений пространственно ассоциирует с наиболее магнезиальными типами альпинотипных гипербазитов — дунитами и обогащенными оливином гарцбургитами. По мнению А.А. Маракушева [10], это обусловлено тем, что хром наиболее прочно связывается с обогащенным магнием дунитовым расплавом, максимально способствующим повышению валентности хрома и понижению его координационного числа. Не исключено также, что указанная закономерность объясняется тем, что в дунитах отсутствуют пироксены, которые, как и хромшпинелиды, являются концентраторами хрома и вызывают значительное его количество. Так, среднее содержание окиси хрома в ортопироксенах из гипербазитовых массивов МНР составляет 0,43, а в отдельных пробах достигает 0,88 вес.%. Среднее содержание этого компонента в клинопироксенах еще выше и составляет 0,53% при максимальном содержании 1,45% [11].

Учитывая сказанное, можно заключить, что наиболее перспективными на хромитовые руды будут те гипербазитовые массивы, которые сложены либо только дунитами, либо дуниты в них существенно преобладают.

Помимо ортомагматических месторождений хромитов, по-видимому, существуют эпигенетические (метасоматические) их концентрации. Такого рода скопления хромитовых руд установлены, в частности, среди гипербазитовых массивов Северо-Востока СССР, подвергшихся интенсивной пироксенизации [3]. Этот пример, вероятно, свидетельствует о том, что при образовании некоторых типов рудных хромитов в результате метаморфизма одновременно происходило перераспределение железа, алюминия и магния. Напомним, что С.С. Зимин [6] обратил внимание на то, что эпигенетические хромиты возникают при инфильтрации хромоносных растворов и что при формировании рудных тел хромитов имеет место фильтрационный эффект и химическое взаимодействие растворов с боковыми породами. С этим процессом связано образование оторочек более магнезиальных дунитов в зальбандах хромитовых жил. Допуская возможность концентрации хрома в результате метасоматических процессов в альпинотипных гипербазитах, следует подчеркнуть, что основное промышленное значение имеют месторождения хромитов магматического генезиса.

Обращаясь к оценкам перспектив хромитоносности изученных нами гипербазитовых массивов МНР, отметим, что в их пределах в процессе поисково-съёмочных и тематических работ обнаружено свыше 50 проявлений хромитовых руд. Изученность большинства из них незначительна. Среди известных рудопроявлений встречаются сливные, вкрапленные и нодулярные типы руд. Содержание окиси хрома в них от 30 до 63 вес.%. Наиболее перспективными на хромитовые руды следует считать Солонкерский, Наранский и Шишхидгольский массивы, расположенные соответственно в юго-восточной, западной и северо-западной частях МНР. Представляют интерес также массивы Хутульский и Ихэ-Хаджумский, находящиеся в западной и центральной частях страны.

Никелевое оруденение. Наибольшие концентрации никеля, как известно, связаны с ультраосновными и основными породами, что объясняется геохимическим родством никеля к магнию. Как следует из сопоставления содержаний никеля, находящегося в породообразующих силикатных минералах, альпинотипные гипербазиты в среднем содержат заметно больше этого элемента, чем породы, образовавшиеся из базальтоидных магм (см. таблицу).

Если учитывать распространенность никеля в силикатных минералах, то можно предположить, что перспективы обнаружения месторождений эндогенного никеля

Средние содержания NiO (в вес. %) в минералах ультраосновных и основных пород

Тип интрузии	Оливин	Ортопироксен	Клинопироксен
Альпинотипные гипербазиты Монголии	0,23 (72) *	0,05 (57)	0,03 (66)
Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы, по [3]	0,28 (54)	0,11 (31)	0,03 (16)
Рудоносные дифференцированные траппы Сибирской платформы, по [14]	0,11 (23)	0,035 (4)	0,01 (16)

* В скобках — число анализов.

в массивах альпинотипных гипербазитов должны расцениваться гораздо выше, чем в базитовых интрузиях платформенных областей. Однако повышенное содержание никеля в силикатном расплаве является хотя и благоприятным, но не решающим фактором для формирования промышленных эндогенных месторождений никеля. Для концентрации никеля и образования руд необходимы дополнительные условия. Одним из таких условий является баланс серы в силикатном расплаве. Никель как халькофильный элемент имеет большое сродство к сере. При небольшом ее содержании или отсутствии в исходном расплаве содержащийся в последнем никель рассеивается, входя в виде изоморфной примеси в кристаллическую решетку магнийсодержащих силикатов. Так, среднее содержание окиси никеля в альпинотипных гипербазитах Монголии составляет 0,26 вес.% [11], а серы — не более 0,02 вес.%. Следовательно, чтобы связать весь содержащийся в этих породах никель в сульфиды, исходный ультраосновной расплав должен содержать серу в количестве на порядок выше, чем в гипербазитах.

Вторым условием, способствующим формированию месторождений никеля, считается способность силикатного расплава к дифференциации. Как уже подчеркивалось выше, исходным веществом, из которого образуются альпинотипные гипербазиты, является субстрат верхней мантии. Известно также, что гипербазиты формируются в результате кристаллизации ультраосновного расплава, который, в свою очередь, возник вследствие плавления тугоплавкого остатка после предварительного отделения базальтовой магмы, обогащенной по сравнению с этим остатком кремнеземом, глиноземом, кальцием и щелочами. Таким образом, оставшийся ультраосновной расплав уже прошел стадию разделения на комплементарные составные части. Поэтому при дальнейшей эволюции процессы дифференциации в нем не будут играть существенной роли. Из сказанного можно заключить, что собственно альпинотипные гипербазиты не могут рассматриваться в качестве объекта, благоприятного для постановки поисковых работ с целью выявления эндогенных месторождений сульфидных никелевых руд. Здесь, однако, существует еще один аспект, на котором следует остановиться особо.

Как уже отмечалось выше, массивы альпинотипных гипербазитов очень часто интродированы более поздними телами габброидов. Поскольку базальтоидные расплавы являются важнейшим транспортером серы из мантии и во многих случаях заметно обогащены этим компонентом, то при прочих благоприятных условиях в зонах интрузивных контактов габброидов с протрузиями альпинотипных гипербазитов может формироваться сульфидная никелевая минерализация. Никель, как и железо, заимствуется из гипербазитов, а сера и медь "поставляются" базальтовым расплавом. Синтезированная таким образом сульфидная медно-никелевая минерализация, представленная пирротинном, пентландитом, халькопиритом и другими минералами, достаточно часто наблюдается в весьма неоднородных по составу и структуре породах в так называемых переходных зонах, на границе массивов альпинотипных гипербазитов и прорывающих их интрузивов габброидов. Большей частью это убогая рассеянная вкрапленность, гораздо реже встречаются зоны, значительно обогащенные сульфидами никеля и меди. В Монголии примером такого рода никелевой минерализации может слу-

жить убогая сульфидная вкрапленность в переходной контактовой зоне Шишихидольского базит-гипербазитового массива.

Остановимся еще на одном вопросе металлогении никеля в альпинотипных гипербазитах, связанном с экзогенной историей этих горных пород. Повышенные содержания этого металла в альпинотипных гипербазитах являются определяющим условием формирования месторождений силикатного никеля. В результате глубокого химического изменения альпинотипных гипербазитов образуются различные по профилю коры выветривания, в которых концентрируется не только никель, но нередко и комплексные природно легированные железо-никелевые руды. Процессы, формирующие различные профили коры выветривания на ультраосновных породах, хорошо изучены, что позволяет нам не останавливаться на этом вопросе. Отметим лишь, что состав руд данного генетического типа, содержания полезных компонентов в них, форма рудных тел и геологическое строение месторождений в значительной мере определяются петрографическим составом и структурой гипербазитов, подвергшихся химическому выветриванию. Интенсивность и характер химического выветривания гипербазитов обусловлены прежде всего физико-географической обстановкой и вызываемыми ею геохимическими процессами, которые предопределяют образование того или иного профиля коры выветривания.

Как показывает анализ имеющихся данных, в домиоценовое время в Монголии существовали условия, способствовавшие интенсивному химическому выветриванию пород гипербазитовых массивов. Реликты кор выветривания сейчас обнаружены на многих ультраосновных массивах, расположенных как в каледонских, так и в герцинских складчатых системах. Специальному исследованию продукты кор выветривания на этой территории до сих пор не подвергались. Однако можно констатировать, что полнее они сохранились на слабо эродированных гипербазитовых массивах Южной Монголии, в частности на массивах Гобийского пояса, где мощность кор выветривания местами достигает 30 м. Поэтому в дальнейшем при выборе объектов для поисков месторождений силикатного никеля на территории Монголии следует прежде всего ориентироваться на массивы, составляющие западный и восточный фланги Гобийского пояса, а также на гипербазитовые массивы Солонкерского пояса.

Хризотил-асбестовое оруденение. Образование хризотил-асбеста как одной из разновидностей серпентинитовых минералов обусловлено процессами серпентинизации альпинотипных гипербазитов, которые происходят в результате циркуляции гидротермальных растворов по рассекающим их трещинам. Гидротермы по своей природе могут быть различными — автометаморфическими, фреатическими и аллометаморфическими. Однако промышленные месторождения хризотил-асбеста преимущественно формируются при воздействии на гипербазиты гидротерм, генерируемых более молодыми гранитоидными интрузиями. Экспериментальными исследованиями установлено, что образование хризотил-асбеста происходит в условиях щелочной среды. Важная роль при этом принадлежит характеру трещиноватости и степени проницаемости ультраосновных пород, что в конечном счете определяет степень насыщенности их асбестовыми жилами. Поэтому более перспективными на хризотил-асбест будут те массивы гипербазитов, породы которых до начала серпентинизации подверглись тектоническим дислокациям с образованием систем сближенных трещин, нередко субпараллельных. Наличие обособлений не полностью серпентинизированных ультраосновных пород среди тел серпентинитов также может служить признаком хризотил-асбестовой минерализации. В процессе поисковых работ выявлено, что в большинстве случаев залежи хризотиласбеста расположены среди серпентинизированных гарцбургитов или апогарцбургитовых серпентинитов и в редких случаях среди других петрографических разновидностей ультраосновных пород. Это, по-видимому, отчасти связано с почти одинаковыми соотношениями окиси магния и кремнезема в хризотил-асбесте и гарцбургите, содержащем примерно 20% ортопироксена. Благодаря этому процесс асбестообразования в этих породах происходит в условиях, близких к изохимическим.

В.В. Велинский и др. [5], пользуясь методами математической статистики, установили, что асбестоносные гипербазитовые массивы по сравнению с неасбестовыми являются более магниезильными. В них содержится меньше Fe_2O_3 и суммарной закиси железа, а также TiO_2 , Cr_2O_3 , CO_2 . Кроме того, в породах таких массивов повышены содержания H_2O и величина магниево-кремниевое отношения, а также понижено содержание P_2O_5 . Упомянутые авторы вывели уравнение дискриминантной функции,

решение которого позволяет разбавить гипербазитовые массивы на потенциально асбестоносные и неасбестоносные. Это уравнение имеет следующий вид (окислы даны в вес.%):

$$Z_0 = -19,95 \text{ TiO}_2 - 0,31 \text{ Fe}_2\text{O}_3 + 0,18 \text{ MgO} + 0,21 \text{ H}_2\text{O} - 2,25 \text{ P}_2\text{O}_5 - 4,40 \text{ Cr}_2\text{O}_3 - \\ - 1,75 \text{ CO}_2 + 2,09 \text{ FeO} - 0,01h - 1,72 F - 1,24 \text{ MgO/SiO}_2 - 1,29 = 0, \\ \text{где } h = \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 100 / (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}), F = \Sigma \text{FeO} \cdot 100 / (\Sigma \text{FeO} + \text{MgO}).$$

Для выявления потенциально асбестоносных массивов необходимо данные химических анализов пород подставить в указанное уравнение. Если величина Z_0 окажется больше нуля, опробованный массив в точке взятия пробы будет потенциально асбестоносным, а если Z_0 будет иметь отрицательное значение, то объект необходимо квалифицировать как неасбестоносный. Изучаемый массив гипербазитов должен опробоваться по сетке, а количество проб не должно быть меньше 50. Значение Z_0 для каждого анализа вычисляется по уравнению. Эти значения наносятся на геологическую карту по месту взятия пробы и по ним строятся изолинии. Участки гипербазитовых массивов, ограниченные изолиниями с максимальными положительными значениями характеристики Z_0 , будут наиболее перспективными в отношении асбестоносности. Указанные петрохимические критерии поисков месторождений хризотил-асбеста должны использоваться в комплексе с другими благоприятными признаками асбестоносности. Суммируя имеющиеся данные по оценке перспектив асбестоносности гипербазитовых массивов, можно констатировать, что наиболее перспективными будут массивы, в которых среди полей лизардит-хризотил-серпентинитов сохраняются "ядра" не полностью серпентинизированных гарцбургитов и которые интродуцируются гранитоидными плутонами или рассекаются породами их жильной фации. Кроме того, гипербазиты массива должны отличаться повышенной трещиноватостью, которая возникла до того, как массив был интродуцирован гранитоидами. Наконец, среди пород, слагающих гипербазитовый массив, не должны быть широко распространены такие апогипербазитовые образования, как талькиты и тремолититы, поскольку они указывают на более высокие температуры гидротермальных растворов, чем те, которые необходимы для формирования хризотил-асбеста. Гипербазитовые массивы, отвечающие перечисленным требованиям, должны опрашиваться на хризотил-асбест в первую очередь.

Все, о чем говорилось выше, относится к хризотил-асбестовой минерализации, которая пространственно и генетически связана с массивами альпинотипных гипербазитов. Вместе с тем известен еще один генетический тип хризотил-асбестовых месторождений, которые связаны с серпентинитами, возникшими в толщах магнийсодержащих карбонатных пород, также подвергшихся влиянию гидротермальных растворов, генерированных прорывающими эти толщи гранитоидными интрузиями. Месторождения асбеста такого типа встречаются значительно реже, и масштабы их, как правило, невелики. В Монголии известны проявления хризотил-асбеста обоих генетических типов, однако, как и везде, проявления хризотил-асбеста, связанные с магнезиальными карбонатными толщами, обнаружены здесь лишь в единичных пунктах и представляют лишь минералогический интерес. Учитывая изложенные критерии оценки перспектив асбестоносности массивов альпинотипных гипербазитов, рассмотрим теперь с этой точки зрения массивы, расположенные на территории МНР.

Гипербазитовые массивы герцинид Монголии, как уже отмечалось, отличаются небольшими размерами, в основном представляя собой небольшие узкие линзы серпентинитов, часто сильно рассланцованных. Гранитоидные интрузивы в области их распространения встречаются редко. Проявления хризотил-асбеста, даже в виде единичных волосовидных прожилков, наблюдаются здесь очень редко. Поэтому гипербазитовые массивы данного региона Монголии в целом могут быть оценены как бесперспективные в отношении обнаружения месторождений хризотил-асбеста. Гораздо более перспективны на хризотил-асбест массивы, находящиеся среди каледонских и более древних структур.

Каледонские гипербазитовые массивы характеризуются преимущественно крупными размерами. Многие из них наряду с габброидными интрузивами прорываются телами гранитоидов. Среди пород, слагающих эти массивы, преобладают гарцбургиты, серпентинизированные их разновидности, а также апогарцбургитовые серпентиниты. Нередко среди серпентинитов сохраняются различного размера блоки слабо серпентинизи-

рованных гарцбургитов. Гипербазиты во многих случаях отличаются значительной трещиноватостью, особенно в периферических частях массивов. Иногда в них хорошо выражена плитчатая отдельность, обусловленная системой сближенных субпараллельных трещин, рассекающих породы. Во многих гипербазитовых массивах каледонид Монголии в настоящее время установлены проявления убогой хризотил-асбестовой минерализации. В ряде тел в процессе поисково-съемочных работ и тематических исследований обнаружены более значительные скопления хризотил-асбеста, длина волокон которого превышает 1 см. С учетом геологических, петрографических и петрохимических критериев к числу наиболее перспективных в отношении обнаружения хризотил-асбеста следует отнести такие массивы, как Алагульский, Тайшинский, Ихэ-Хаджумский, Хутульский, массивы Восточного Прихубсугуля и хребта Хан-Хухэй.

Нефриты. Эти практически мономинеральные породы сложены спутанно-волокнистым агрегатом актинолит-тремолита с незначительной примесью метаморфизованных хромшпинелидов. В отличие от ассоциирующих с нефритом тремолитов, состоящих из широкопризматических амфиболов, последние в нефритах оказываются менее железистыми, отвечающими тремолиту. Существенное отличие заключается в том, что алюминий в амфиболах из тремолитов занимает место как в четверной, так и в шестерной координации, а в амфиболах нефритов присутствует только в шестерной координации.

Нефриты формируются в результате метасоматических преобразований ультраосновных пород. Их геологическая позиция в гипербазитовых массивах строго фиксирована. Они обнаруживаются только в серпентинитах в зоне экзоконтакта алюмосиликатных пород основного состава (габброидных интрузий, метаморфических и осадочных образований), во всех случаях в той или иной степени родингитизированных. Установлено, что процессы нефритообразования и родингитизации сопряжены. Происходящая одновременно с родингитизацией метасоматическая переработка ультраосновных пород выражается в появлении в них тремолита, клинопироксена и других минералов [1]. Возникающая при этом метасоматическая зональность имеет следующий вид: смешанные (лизардит-хризотил-антигоритовые) серпентиниты переходят в существенно антигоритовые серпентиниты, в которых могут появляться тальк, тремолит, клинопироксен; далее следует нефрит (тремолитит), в свою очередь, сменяющийся различными по минеральному составу родингитами, затем частично родингитизированными основными породами, в которых широко проявилась альбитизация. Тремолититы возникают в результате рекристаллизации нефритов, которые метастабильны по отношению к тремолититам.

Обобщая результаты наших исследований [1], а также известные литературные данные [8, 13, 15 и др.], критерии поисков эндогенных апогипербазитовых месторождений нефритов можно сформулировать следующим образом.

1. Нефриты пространственно и генетически связаны с альпинотипными гипербазитами складчатых областей с присущими им закономерностями размещения.

2. Наиболее благоприятны те гипербазитовые массивы, которые интенсивно серпентинизированы или полностью сложены серпентинитами. В тех массивах, где серпентинизация прошла не до конца, наиболее перспективными следует считать периферические зоны, а также тектонически ослабленные зоны, сложенные серпентинитами внутри массивов.

3. Перспективны экзоконтактные зоны габброидов в участках, где они интрузируют гипербазиты, а также участки контактов серпентинитов с основными по составу полевошпатсодержащими метаморфическими или осадочными образованиями, особенно в зонах, где широко проявились процессы альбитизации.

4. Интенсивное развитие тел родингитов среди серпентинитов.

5. Присутствие тремолититов может прямо указывать на наличие нефритов, сохранившихся от рекристаллизации.

6. Неблагоприятными факторами в отношении возможности обнаружения нефритов следует считать наличие зон лиственитизации, пироксенизации и полевошпатизации гипербазитов, появление на контакте с габброидными интрузиями плагиогипербазитов, пироксенитов и других высокотемпературных апогипербазитовых пород, образующихся в связи с метаморфическими и метасоматическими процессами. К этим же факторам относятся гипербазиты и вмещающие их породы, претерпевшие высокотемпературный метаморфизм, превышающий зеленокаменную фацию.

До 1978 г. в Монголии были известны лишь два пункта находок нефрита. Первый из них находится в северной части Шишихдгольского гипербазитового массива, второй — к югу от Баянхонгорского гипербазитового пояса, в долине р. Байдараг-Гол. В обоих случаях нефрит был обнаружен в виде отдельных обломков среди ледниковых и аллювиальных отложений. Нами впервые на этой территории обнаружены коренные выходы нефритов. Это проявление расположено в Восточном Прихубсугулье в пределах Барун-Баянского гипербазитового массива, непосредственно западнее долины р. Барун-Баян-Гол. По нашим наблюдениям, перспективны в отношении обнаружения коренных выходов нефрита небольшие гипербазитовые массивы, расположенные по левобережью этой реки, а также р. Эгийн-Гол до ее слияния с р. Ур-Гол. Кроме того, коренные выходы тремолититов обнаружены непосредственно в пределах Баянхонгорского гипербазитового пояса, в районе южного контакта габброидного интрузива горы Ихэ-Дулан-Ула с гипербазитовым массивом (правобережье р. Байдараг-Гол). Представляют несомненный интерес для постановки поисковых работ на нефрит и такие объекты, как Найтуринский массив, являющийся звеном Толбонурского пояса, гипербазитовые массивы хребта Барун-Гурван-Сайхан, массивы района горы Эрдэни-Ула, находящиеся к северу от сомона Чандмань. Следует обратить внимание на гипербазитовые массивы междуречья Мурэн-Гол и Керулен (Восточная Монголия). Здесь наиболее перспективен район правобережья р. Мурэн-Гол, где широко распространены тремолититы, содержащие разности, которые по структуре близки к нефритам. Наконец, заслуживает более детального описания северный фланг Шишихдгольского гипербазитового массива (Северная Монголия).

Талькиты и тальковые камни. Это один из наиболее распространенных полезных ископаемых, связанных с альпинотипными гипербазитами. Однако скопления чистого талька, отвечающие современным требованиям промышленности, встречаются не часто. По минеральному составу талькитовые залежи достаточно просты. Кроме главного компонента — талька, в них содержатся в виде примеси карбонат, серпентин, хлорит, в небольших количествах могут присутствовать магнетит и другие фазы. Залежи талька образуются в результате гидротермально-метасоматической переработки гипербазитов. Решающим фактором, определяющим качество талькового сырья, является состав гидротермальных растворов. Установлено, что талькиты образуются в тех случаях, когда эти растворы имеют кремнистый состав. Если наряду с кремнекислотой в растворах присутствует углекислота, то совместно с тальком формируются карбонаты. Залежи талька могут возникнуть и в случае существенно углекислых растворов, но тогда образуются тальк-карбонатные породы. Экспериментально установлено, что образование талька происходит в широком диапазоне температур, однако оптимальным условиям отвечают температуры 200–500 °С. При этом давление не играет существенной роли. Месторождения талька обычно приурочены к структурно ослабленным зонам гипербазитовых массивов — разломам, зонам трещиноватости и смятия [12]. Из этих данных следует, что для интенсивного талькообразования необходимо, чтобы породы массива до воздействия на них талькообразующих гидротермальных растворов подверглись тектоническим деформациям, в результате которых в них возникли разрывные нарушения, зоны дробления и расщепления. Источником талькообразующих растворов обычно являются интрузии гранитоидов, более поздние по отношению к гипербазитовым массивам. Характер циркуляции растворов обуславливает формирование различных генетических типов месторождений талька: инфильтрационно-метасоматического, биметасоматического и гидротермального. Первый тип месторождений наиболее распространен. Реже встречаются месторождения второго типа, которые образуются в зонах непосредственного контакта гипербазитов с более кислыми породами. При этом минералообразование осуществляется путем обменной диффузии компонентов в чистых или слабо минерализованных застойных растворах. Месторождения данного типа на территории Монголии пока не обнаружены. Рудопроявления гидротермального типа формируются при свободной циркуляции растворов в трещинах открытого типа. Обычно они имеют небольшие размеры и представлены маломощными жилками крупных кристаллов чистого талька среди тальк-карбонатных пород инфильтрационно-метасоматического происхождения. Отметим также возможность образования концентраций талька в условиях гипергенеза. Обладая большой химической стойкостью, тальк способен сохраняться в процессе химического выветривания при разложении тальк-карбонатных пород. Это приводит к формированию моно-

минеральных залежей порошкового талька в составе кор выветривания на гипербазах.

С учетом изложенных поисковых критериев наиболее перспективными на тальковое сырье следует считать те гипербазитовые массивы, независимо от их размеров, в которых процессы серпентинизации прошли до конца и которые наиболее интенсивно тектонизированы. Важно также, чтобы тела серпентинитов были прорваны гранитоидными массивами или дайками кислых пород.

В Монголии месторождения талькитов достаточно широко распространены и известны давно. Тальковые камни встречаются гораздо реже. В настоящее время наиболее крупное месторождение талькитов — Цагангольское, расположенное в приустевой части одноименной реки, стекающей с северного склона Монгольского Алтая. Перспективны в отношении обнаружения месторождений талькитов также мелкие линзы серпентинитов, трассирующие Толбонурский гипербазитовый пояс. Заслуживают внимания в этом отношении и тела серпентинитов, формирующие Гобийский и Баянлэгский гипербазитовые пояса. Кроме того, благоприятная геологическая обстановка для обнаружения месторождений талька имеет место в Хутульском массиве, в ультраосновных массивах, обнажающихся севернее сомона Чандмань, в южных частях Шишхидгольского и Алагуйского массивов.

Магнезиты и другие виды огнеупорного сырья. Месторождения апогипербазитовых магнезитов имеют различный генезис. Гипергенные магнезиты возникают в результате глубокого химического изменения гипербазитов и представляют собой один из компонентов кор выветривания. В этих месторождениях магнезиты слагают жилы, линзообразные скопления и гнезда среди дезинтегрированных серпентинитов в корневых частях кор выветривания. Подобный тип магнезитовой минерализации широко распространен в Монголии, особенно в гипербазитовых массивах Гобийского пояса. Известна гипергенная магнезитовая минерализация и среди гипербазитовых массивов, расположенных в пределах каледонской складчатой системы. Примером служат крупные залежи магнезита, приуроченные к северной части Наранского массива.

Магнезитовая минерализация нередко возникает в результате гидротермально-метасоматического преобразования ультраосновных пород. В этом случае магнезит находится в парагенезисе с тальком или кварцем, а также с карбонатами типа доломита, брейнерита и др., образуя тальк-карбонатные и тальк-кварц-карбонатные метасоматиты. Количественные соотношения между магнезитом и другими минералами непостоянны. Нередко встречаются участки, значительно обогащенные магнезитом, или мономинеральные жильные тела магнезитов. Однако гидротермально-метасоматический тип магнезитового оруденения обычно представляет лишь минералогический интерес, а в практическом отношении более важное значение имеет оруденение гипергенного типа. Магнезиты этого типа отличаются более высоким качеством. Однако и эти месторождения магнезита по своим масштабам могут удовлетворять лишь местные нужды в огнеупорном сырье. Крупные промышленные месторождения магнезита обычно обнаруживаются не в связи с гипербазитовыми массивами, а приурочены к мощным толщами магнезиально-карбонатных пород.

Из других видов огнеупорного сырья, связанного с гипербазитами, отметим оливиновые породы. Это сырье представляет собой почти мономинеральные оливиновые агрегаты, в которых оливин по своему составу приближается к форстериту. Подобного типа огнеупоры, уступая по качеству магнезитам, тем не менее успешно могут использоваться в металлургической промышленности. Мономинеральные оливиновые породы, сложенные оливином, который содержит не более 10% фаялитовой молекулы, широко распространены среди гипербазитовых массивов Монголии. Особый интерес в этом отношении вызывают вторичные апосерпентинитовые оливиновые породы ("регенерированные дуниты"), оливин которых по составу близок к чистому форстериту. Подобные породы обнаружены в Наранском и Шишхидгольском гипербазитовых массивах [2, 9]. Весьма широко распространены в Монголии аподунитовые серпентиниты, представляющие практически неограниченный источник огнеупорного сырья. Однако для практического их использования необходим предварительный обжиг с целью удаления содержащейся в них воды.

В заключение остановимся на потенциальных возможностях, которые заключены в серпентинитах — наиболее распространенных в Монголии ультраосновных породах, слагающих многие десятки крупных и мелких гипербазитовых массивов.

На современном уровне развития техники и промышленного производства становится реальной постановка вопроса об использовании серпентинитов как исходного продукта для получения металлического магния и никеля, а также для получения солей и окиси магния. Серпентиниты могут быть использованы и как исходный продукт при производстве удобрений (серпентин-суперфосфат, микрохимические удобрения), а также инсектицидов. В последнее время проведены успешные опыты по получению из серпентинитов магнезиальных цементов, обладающих рядом ценных качеств. Положительные результаты получены при использовании серпентинитов в качестве наполнителя при гидронировании шоссейных дорог и в качестве балласта при строительстве и ремонте железнодорожных магистралей.

Изучение металлогении альпинотипных гипербазитов Монголии только началось. Однако имеющиеся к настоящему времени данные позволяют положительно оценивать многие гипербазитовые массивы в отношении таких полезных ископаемых, как хромиты, хризотил-асбест, тальковое сырье, огнеупоры, поделочные камни и другие виды минерального сырья.

ЛИТЕРАТУРА

1. Агафонов Л.В., Пинус Г.В. Родингиты офиолитовых зон восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. — В кн.: Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1981, с. 105—112.
2. Агафонов Л.В., Поспелова Л.Н., Баярхуу Ж. Вторичные дуниты Наранского массива и их минерало-петрографические особенности. — В кн.: Материалы по петрологии и минералогии ультраосновных и основных пород. Новосибирск: Наука, 1978, с. 4—15.
3. Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы / Г.В. Пинус, В.В. Велинский, Ф.П. Леснов и др. Новосибирск: Наука, 1973. 320 с.
4. Базилевский А.Т., Уханов А.В. Температуры плавления гипербазитов и температуры кристаллизации гипербазитовых расплавов. — Геохимия, 1967, № 12, с. 1500—1503.
5. Велинский В.В., Вартанова Н.С., Банников О.Л. Петрохимические критерии асбестоносности гипербазитов. — В кн.: Аспекты петрологии и металлогении. Новосибирск, 1982.
6. Зимин С.С. Некоторые особенности состава и генезиса хромитов. — Геология и геофизика, 1965, № 4, с. 103—113.
7. Иванов О.К., Штенгельмейер С.В. Вязкость и температура кристаллизации расплавов ультрамафитов. — Геохимия, 1982, № 3, с. 330—337.
8. Колесник Ю.Н. Нефриты Сибири. Новосибирск: Наука, 1966. 150 с.
9. Леснов Ф.П., Баярхуу Ж., Королюк В.Н. О химизме оливинов из пород Шишхидгольского гипербазитового массива (Северная Монголия). — В кн.: Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. Новосибирск: Наука, 1979, с. 235—240.
10. Маракушев А.А. Вопросы рудоносности гипербазитов. — Тр. ИГиГ УНЦ АН СССР, 1979, вып. 151, с. 3—23.
11. Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Леснов Ф.П. Альпинотипные гипербазиты Монголии. М.: Наука, 1984. 200 с.
12. Романович И.Ф. Месторождения талька в СССР. М.: Недра, 1973. 221 с.
13. Секерин А.П. К вопросу об условиях образования нефрита. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 9, с. 90—95.
14. Сульфидные медно-никелевые руды Норильских месторождений / А.Д. Генкин, В.В. Дистлер, Г.Д. Гладышев и др. М.: Наука, 1981. 234 с.
15. Leaming S.F. Jade in Canada. — Geol. Surv. Canada, 1978, paper 78—19, p. 59.

О ГЕНЕТИЧЕСКИХ РЯДАХ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МОНГОЛИИ И ЮГА СИБИРИ

Выделение генетических рядов рудных формаций является главным элементом металлогенических построений на основе рудно-формационного анализа. Как отмечали Ю.А. Билибин, И.Г. Магакьян, В.А. Кузнецов, Р.М. Константинов, А.Д. Щеглов и другие исследователи, генетические ряды рудных формаций определяют металлогенический тип отдельных рудных районов, рудных поясов и провинций. Особое значение для эндогенной металлогении Монголии имеет изучение генетических рядов рудных формаций низкотемпературных гидротермальных месторождений, наиболее характерных для этапа мезозойской тектоно-магматической активизации (дейтероорогенеза). Оно важно не только для познания их генетических особенностей, но и для практики, так как позволяет целеустремленно ориентировать геологопоисковые работы как на известные формационные типы месторождений, так и на вероятные, но пока не известные в данном рудном районе рудные формации — закономерные звенья того или иного генетического ряда рудных формаций.

По геолого-тектоническому положению территория Монголии входит в состав восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса, расположенного между Сибирской платформой на севере и Таримской и Северо-Китайской платформами на юге. Для этой части пояса характерно сложное строение и длительное многоэтапное “полигеосинклинальное” развитие. В целом складчатые структуры образуют гигантскую дугу, закономерно обрамляющую южный выступ Сибирской платформы: на севере она сложена байкалидами, сменяющимися южнее каледонидами и еще южнее герцинидами. К западу от Сибирской платформы преобладают складчато-блоковые структуры преимущественно северо-западного, а к востоку — северо-восточного простирания, на юге развиты линейные субширотные структуры.

Важнейшее значение в строении описываемой территории имеют протяженные зоны глубинных разломов, которые по времени заложения относятся к раннекаледонским (или салаирским), девонским (или раннегерцинским) и к позднегерцинским. Первые развиты в байкалидах и каледонидах Алтае-Саянской складчатой области, Северной и Центральной Монголии, Западного Забайкалья, вторые прослеживаются вдоль протяженной полосы, включающей на западе Зайсанскую складчатую область Восточного Казахстана, а на востоке — Южно-Монгольскую эвгеосинклинальную зону с Гобийским и Манлайским гипербазитовыми поясами; третьи размещаются еще южнее, в полосе от Южного Тянь-Шаня на западе до Южно-Гобийской складчатой системы позднепалеозойской Солонкерской эвгеосинклинальной зоны на востоке. В соответствии с представлениями Н.С. Шатского, А.В. Пейве и других исследователей, глубинные разломы Центрально-Азиатского пояса по роли в разграничении крупных структур земной коры отнесены к трем главнейшим типам: краевым швам, или перикратонным разломам, внутригеосинклинальным граничным и к межглыбовым (или внутриглыбовым) разломам. Принадлежность к тому или иному типу в определенной мере предопределяет и другие важные характеристики глубинных разломов: глубину проникновения в мантию, длительность развития, разнообразие магматизма и метаморфизма и металлогеническую специализацию, поскольку зоны глубинных разломов, как правило, проявляются как линейные металлогенические зоны, в особенности в эпоху мезозойской тектоно-магматической активизации [16, 18].

Геологические исследования последнего десятилетия не только выявили существенную роль процессов мезозойской тектоно-магматической активизации в развитии тектонических структур складчатых областей юга Сибири и прилегающих районов Монголии, но и внесли много нового в понимание условий образования и закономерностей размещения большой группы низкотемпературных гидротермальных (эпи- и телотермальных) месторождений свинца, цинка, никеля, кобальта, золота, серебра, висмута, сурьмы, ртути, мышьяка, фтора и других элементов, формирование которых тесно связано с этими процессами. Важнейшими особенностями этих месторождений являются

тесная связь с зонами активизированных глубинных разломов — дейтероорогенными структурами Центрально-Азиатского складчатого пояса, отчетливо проявленный контроль оруденения разрывными структурами и вытекающий из этой закономерности линейный характер металлогенических зон и поясов.

Структуры мезозойской тектоно-магматической активизации, к которым преимущественно приурочены гидротермальные низкотемпературные месторождения, обычно расположены вдоль зон глубинных разломов и приразломных, часто унаследованных от позднепалеозойских прогибов и грабенов, выполненных существенно молассовыми континентальными осадочными толщами, а в Забайкалье и Восточной Монголии — мезозойскими вулканогенно-осадочными толщами. Для структур активизации характерно также проявление на ранних стадиях глубинного базальтоидного, затем щелочно-базальтоидного магматизма в виде дайковых комплексов (самостоятельных малых интрузий), а также мелких штоков, трубок взрыва и других типичных субвулканических тел [13, 14, 22] и мелких штоков и небольших массивов щелочных сиенитов и штоков щелочных гранитов и соответствующих им щелочных вулканитов [19]. Низкотемпературные гидротермальные месторождения Монголии и прилегающих районов Алтае-Саянской складчатой области и Забайкалья парагенетически связаны с мезозойским (постнижнеюрским—нижнемеловым) базальтоидным магматизмом а именно с проявлениями щелочно-базальтоидной магматической формации в зонах глубинных разломов и образуют последовательно сформированные во времени генетические ряды рудных формаций.

Как показали наши исследования, многие проблемы генезиса низкотемпературных гидротермальных месторождений свинца, цинка, золота, серебра, кобальта, флюорита, сурьмы, ртути и мышьяка, такие как глубинный мантийный источник главных рудных элементов и некоторых минерализаторов, полигенность рудоносных гидротерм, тесная парагенетическая ассоциация этих месторождений с проявлениями мантийного щелочно-базальтоидного магматизма, локализация в зонах активизированных глубинных разломов, достаточно корректно увязываются в общей генетической модели их образования в связи с развитием мантийных очагов щелочно-базальтоидных магм под воздействием потоков интрателлурических растворов, возникающих в корневых частях зон глубинных разломов в ходе тектонической активизации и дегазации мантии [15, 20, 21].

Реальной основой создания качественной геолого-генетической модели формирования низкотемпературных гидротермальных месторождений послужили результаты рудно-формационных исследований в Алтае-Саянской складчатой области, Монголии, Забайкалье и других смежных регионах [1, 6 и др.]. Кроме того, в последние годы более детально была разработана схема магматизма и металлогении этапа мезозойского дейтероорогенеза [13, 14, 19]. Формационный анализ мезозойского магматизма показал, что для Алтае-Саянской области и прилегающих районов Западной Монголии он может быть охарактеризован как магматизм тектонической активизации "базальтоидного" типа [12]. Проведенный анализ позволил выявить важную закономерность, состоящую в том, что почти во всех рассматриваемых структурно-формационных зонах в мезозое последовательно проявлены полные или неполные серии базальтоидных магматических комплексов с различной металлогенической специализацией, характеризующие антидромную направленность эволюции магматизма: от толеитового (оливин-базальтового) до щелочно-базальтоидного, сменяющегося иногда щелочно-ультраосновным (щелочно-сиенитовым) и затем изредка щелочно-гранитоидным. В Восточной Монголии и Восточном Забайкалье проявления щелочно-гранитовой формации развиты значительно шире по сравнению с западными районами, где пока установлены лишь единичные выходы таких образований (дайки амазонитовых гранитов к востоку от оз. Ачит-Нур).

Разработанная нами генетическая модель формирования низкотемпературных гидротермальных месторождений и их рядов базируется на имеющихся экспериментальных и теоретических петрологических данных. Как было показано многими исследователями, породы мантийного субстрата содержат значительные количества летучих компонентов и щелочей, которые могут образовывать при тектонической активизации и снятии давления интрателлурические потоки в зонах повышенной проницаемости, что приводит к частичному плавлению мантии Земли [3, 4]. При определенных термодинамических параметрах вблизи температуры солидуса появляется около 5% легкоплавких расплавов, обогащенных летучими и рудными компонентами в виде сульфидов [9, 23,

24]. Такие расплавы, возможно, занимают межзерновые пространства в породах астеносферного слоя и являются потенциальными коллекторами многих металлов (олово, медь, золото, сурьма, мышьяк, ртуть и др.). Весь объем расплава быстро насыщается летучими и рудными компонентами соответственно их парциальным давлениям. Перемещение флюида вместе с расплавом осуществляется быстрее, чем его диффузия в твердой породе, в результате чего возникшая магма становится наиболее эффективным проводником флюидной фазы и растворенных в ней рудных компонентов. Накапливаясь и перемещаясь вверх по магмоводу вместе с потоком интрателлурических флюидов, расплав образует магматические очаги, дальнейшее развитие и становление которых ведет к возникновению рудоносных флюидно-гидротермальных систем. Основным фактором, вызывающим обогащение пород мантии рудными компонентами, служит метаморфизм мантийных пород. В результате метаморфизма рудные компоненты могут накапливаться в интерстициях минералов, откуда они легко выносятся потоками интрателлурических растворов. Возможность миграции металлов в потоках интрателлурических флюидов подтвердил Г. Грин [23], обнаруживший в магматических оливинах мантийных ксенолитов во включениях с углекислотой под давлением более 10 кбар калий, магний, цезий, рубидий, стронций, барий, свинец и другие металлы. Он рассматривает содержимое этих включений как флюидную фазу мантии Земли.

Возможность отделения значительных количеств флюидов от магматического расплава прямо пропорциональна степени их растворимости в нем. Растворимость воды, углекислоты и других летучих компонентов, пределы насыщения ими расплавов и условия их отделения в природных системах — остаются в основном нерешенными проблемами петрологии. Лишь в последнее время появились теоретические расчеты и экспериментальные работы по растворимости воды и углекислоты в силикатных и алюмосиликатных расплавах, в отношении же других компонентов — хлора, фтора, бора, серы — имеются лишь предварительные оценки, не говоря уже о летучих соединениях металлов. Основываясь на результатах работ А.А. Кадика [3], П. Уайли [25], Б. Майсена и А. Беттчера [9], В.А. Жарикова с соавторами [2], можно полагать, что состав флюидов, отделяющихся от щелочно-базальтоидных расплавов (а следовательно, их специализация и металлоносность), будет зависеть от последовательности, режима и глубины отделения летучих компонентов, которые обеспечивают перенос рудных элементов. Ювенильные флюиды, отделяющиеся при больших давлениях, будут обогащены углекислотой и хлоридами, а при меньших — фторидами, водой и соединениями серы. В силу различного сродства металлов к хлору, фтору, сере, протону, кислороду, показанного А.А. Маракушевым [10], изменение состава минерализаторов во флюидах неизбежно должно привести к обособлению во времени и пространстве порций разных по набору рудных элементов и металлоносности растворов. Устойчивую последовательность формирования низкотемпературных гидротермальных (эпи- и телотермальных) месторождений, выдержанность и повторяемость генетических рядов рудных формаций в различных рудных провинциях и районах можно рассматривать как некоторую эмпирическую закономерность, являющуюся результатом последовательного прерывистого режима отделения металлоносных ювенильных флюидов от глубинных базальтоидных магматических очагов. Проникая в верхние горизонты земной коры, ювенильные флюиды взаимодействуют с окружающими породами и смешиваются на путях своего движения, в зависимости от палеогидрогеологической обстановки, с метаморфогенными водами, с захороненными рассолами в эвапоритовых толщах, с трещинно-жильными и другими типами подземных вод, приобретая состав и свойства гидротермальных растворов, которые непосредственно формируют рудные залежи.

Вместе с тем образовавшиеся гидротермальные растворы, проникая в верхние зоны земной коры, при повышенных температурах (более 200–300°С) мобилизуют из вмещающих пород (при наличии в них первичных либо эпигенетических повышенных концентраций) ряд рудных элементов, таких как вольфрам, золото, никель, кобальт, свинец, цинк, медь и др., что приводит к усложнению состава руд некоторых минеральных типов месторождений, а иногда и к возникновению месторождений рудных формаций сложного состава. Взаимодействие с вмещающими породами и локализованными в них вадозными водами различных типов определяет своеобразие условий эволюции гидротермальных систем низкотемпературных месторождений. Об этих процессах достаточно достоверно можно судить по характеру и зональности околорудных метасоматитов, по смене парагенетических ассоциаций минералов в самих рудах.

Таким образом, предлагаемая качественная генетическая модель образования гидротермальных низкотемпературных месторождений охватывает различные уровни генерации гидротерм: зарождение мантийных металлоносных магм, отделение от них и транспорт ювенильных флюидов в верхние горизонты земной коры, мобилизацию некоторых рудных элементов на путях движения, смешение с подземными водами различных типов. Ведущая роль в низкотемпературном гидротермальном рудообразовании принадлежит восходящим потокам ювенильных растворов. С ними же связан и привнос необходимого количества тепла, обеспечивавшего энергию гидротермальных процессов. Состав ювенильных флюидов на каждом конкретном этапе этого процесса определялся P – T условиями, при которых различные минерализаторы, способные производить эффективное растворение и массоперенос рудных элементов, либо летучие соединения самих металлов отделялись от расплава. Различное сродство металлов к сере, хлору, фтору, углекислоте, протону, кислороду обуславливает обособление флюидов с различной рудной специализацией. Проникновение металлоносных флюидов в верхние горизонты земной коры, взаимодействие с вмещающими породами и локализованными в них вадозными водами различных типов определяют своеобразие условий эволюции рудообразующих гидротермальных систем низкотемпературных месторождений, для которых характерна полигенность. Генетические ряды рудных формаций отражают, с одной стороны, прерывистость режима дегазации очагов щелочно-базальтоидных магм и металлогеническую специализацию самих рудных провинций, которая определяется неоднородностью состава мантии по латерали, а с другой — множественность источников рудообразующих веществ в земной коре.

Эта модель объясняет многие, на первый взгляд противоречивые, стороны генезиса низкотемпературных гидротермальных месторождений: глубинный источник магм, минерализаторов и рудных компонентов и близповерхностное формирование даек и рудных залежей; присутствие в рудообразующих гидротермах как ювенильных, так и вадозных вод и компонентов рассолов, захороненных в эвапоритовых толщах, которое установлено исследованиями изотопного состава углерода и кислорода как во флюидных включениях, так и в минералах руд, а также определениями изотопного состава серы, состава растворов газовой-жидких включений. Естественно, предлагаемая генетическая модель не решает всех дискуссионных вопросов, но она объективно раскрывает смысл парагенетического характера связи эпитермальных и телетермальных месторождений с магматизмом и своеобразие состава рудного комплекса (генетического ряда рудных формаций) щелочно-базальтоидной магматической формации, по Ю.А. Кузнецову [8]. Его формирование обусловлено прерывистым режимом и значительной глубиной флюидной фазы, претерпевшей при дальнейшем продвижении к поверхности Земли значительные изменения агрегатного состояния (конденсация) и состава (многократное разбавление вадозными и другими типами подземных вод, "автосмещение", окисление и т.д.). При этом внедрение магматического расплава иногда несколько "отставало" от продвижения флюидной фазы, и сингенетические рудам субвулканические тела и дайки оказывались интравулканическими. Для месторождений ранних рудных формаций этого генетического ряда (никель-кобальтовой арсенидной, свинцово-цинковой) дайки — внутриминерализационные, для поздних (флюоритовой, золото-серебряной, серебро-висмут-сульфосольной, ртутной) — дорудные. Пространственное совмещение рудных тел и даек щелочных базальтоидов в одних и тех же разломах достаточно редки, так как пути движения гидротерм и внедряющейся магмы не совпадали в силу разных геодинамических условий.

Процессы возникновения потоков интрателлурических растворов, зарождение и развитие подкоровых магматических очагов в мантии, перемещение магм, отделение металлоносных флюидов от щелочно-базальтоидных расплавов и их последующая эволюция очень сложны и многообразны. Они проявляются в глубинных структурах с различной геолого-тектонической обстановкой и историей геологического развития, что, несомненно, обуславливает специфические особенности протекания процессов минералообразования в каждой такой структуре и ее металлогеническое своеобразие — развитие полного или редуцированного генетического ряда рудных формаций. Таким образом, генетические ряды рудных формаций в рудных провинциях и районах формируют конкретные рудные комплексы, при сравнительном изучении которых, с одной стороны, выделяются промышленные месторождения ведущих рудных формаций и минеральных типов, определяющих металлогенический профиль данного рудного

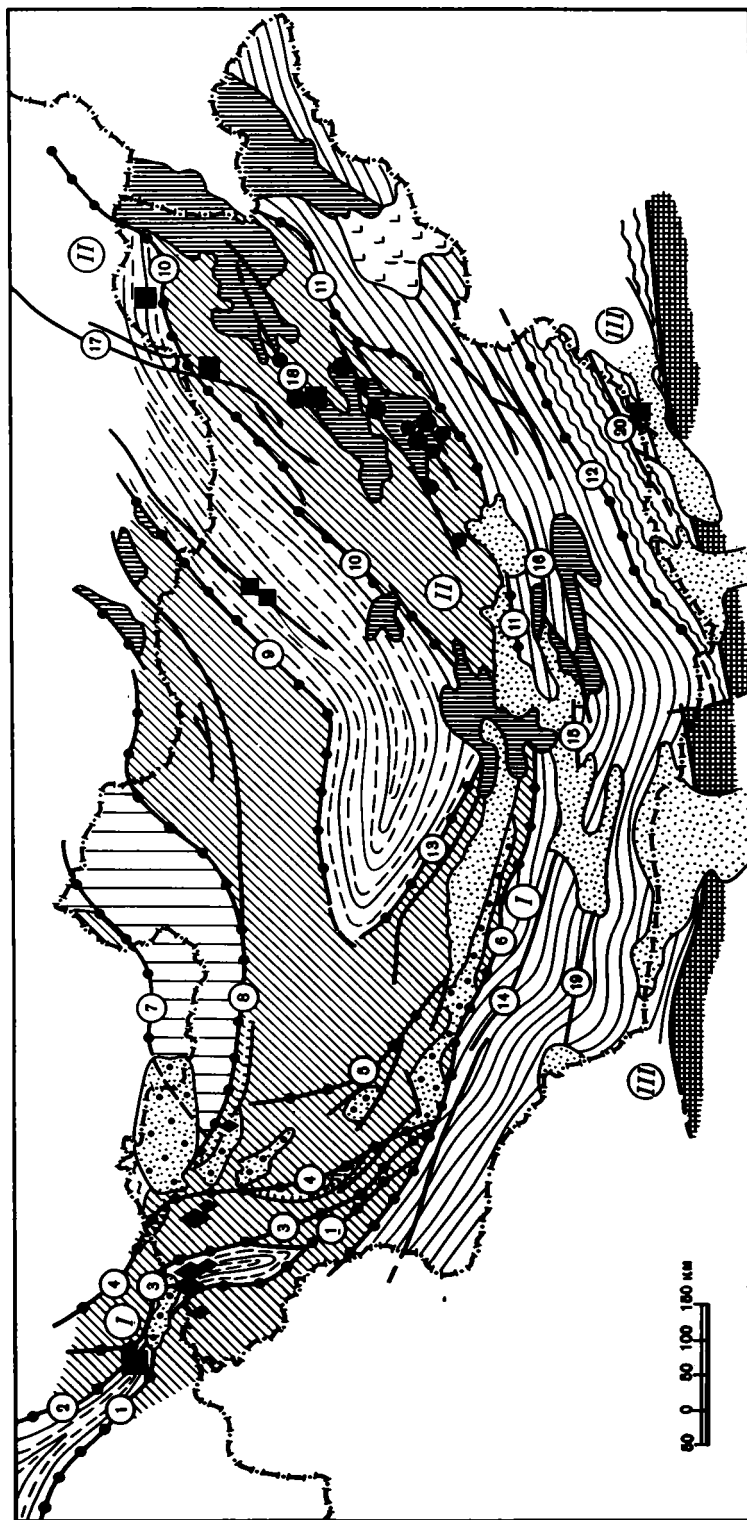
Генетические ряды рудных формаций гидротермальных низкотемпературных (эпи- и телотермальных) месторождений дейтероорогенных структур Монголии и Южной Сибири

Металлогенический пояс, зона, рудный район	Генетический ряд рудных формаций
<i>Алтае-Саянская провинция</i>	
Кузнецко-Алтайский пояс	Ni, Co, As → Pb, Zn → CaF ₂ → Ag, Bi, S → Hg
Саяно-Тувинский пояс	Ni, Co, As → Pb, Zn → CaF ₂ → Ag, Bi, S → Hg
<i>Монгольская провинция</i>	
Западная Монголия (металлогенические зоны: Толбонурская, Кобдинская, Цаганшибетинская, Хангайская, Дзэбханская, Ихэ-Богдинская, Баянхонгорская)	Ni, Co, As → ? → ? → Ag, Bi, S → ?
<i>Забайкальская провинция</i>	
Монголо-Охотский пояс	Pb, Zn → CaF ₂ → Au, Ag → Sb, Hg(Hg, Sb, W)
<i>Монгольская провинция</i>	
Восточная Монголия (металлогенические зоны: Селенгинская, Баянгольская, Северо-Гобийская, Ононская, Куруленская)	Pb, Zn → CaF ₂ → ? → Sb, Hg.
Южная Монголия (металлогенические зоны: Зайсанская, Сайхандулэнская, Делгирская, Гоби-Тяньшанская, Гурбансайханская, Манлайская)	? → ? → Hg
<i>Внутренняя Монголия</i>	
Тотошаньский рудный район (металлогенические зоны: Северо-Тотошаньская, Южно-Тотошаньская)	? → ? → Hg

района или зоны, а с другой — выявляются отсутствующие, еще не известные в этом рудном районе или зоне, хотя и вероятные месторождения других рудных формаций, типичных для такого генетического ряда рудных формаций низкотемпературных гидротермальных месторождений этапа мезозойской тектоно-магматической активизации, полнее проявленного в одном из соседних рудных районов. В этом случае сравнительное изучение рудных комплексов, являющихся конкретным выражением генетических рядов рудных формаций, может быть использовано для прогнозно-металлогенических построений на основе последовательного применения принципов рудно-формационного анализа. Прогнозная оценка должна опираться на принцип аналогии, ориентирующий на выявление признаков и поиски неизвестных, но вероятных звеньев полных генетических рядов рудных формаций. Именно в этом состоит исключительно важное теоретическое и практическое значение выделения генетических рядов рудных формаций, парагенетически связанных со щелочно-базальтоидной магматической формацией в областях мезозойской тектоно-магматической активизации (дейтероорогенеза). Некоторые предварительные результаты такого сравнительного анализа рудных комплексов для различных районов Монголии приведены ниже.

Монголия рассматривается наряду с Забайкальем и Алтае-Саянской складчатой областью в качестве самостоятельной рудной провинции. В ее пределах как потенциально рудоносные выделяются системы граничных внутригеосинклинальных глубинных разломов Кузнецко-Алтайского и Монголо-Охотского металлогенических поясов. В них намечается развитие генетических рядов рудных формаций, аналогичных установленным в соседних Алтае-Саянской и Забайкальской рудных провинциях (см. таблицу, рисунок).

С этапом мезозойской тектоно-магматической активизации в Алтае-Саянской рудной провинции связано проявление полного генетического ряда рудных формаций: арсенидная никель-кобальтовая → свинцово-цинковая → флюоритовая → серебро-висмут-сульфосольная → ртутная. Этот ряд рудных формаций образует рудный комплекс щелочно-базальтоидной магматической формации, проявленной в структурах мезозойской активизации Алтае-Саянской складчатой области в виде конкретных щелочно-базальтоидных магматических дайковых комплексов — чуйского, белообсиповского, агардагского, ингашинского и др. [19]. Кузнецко-Алтайский рудный пояс является важнейшей рудоконтролирующей структурой западной части Алтае-Саянской рудной провинции и Западной Монголии. Он был выделен В.А. Кузнецовым, а более полное



описание его приведено в ряде опубликованных работ [1, 5, 17]. Размещение низкотемпературных гидротермальных месторождений подчинено системе внутригеосинклинальных граничных разломов (см. рисунок). Месторождения ртути сосредоточены в Кузнецкой, Сарасинской и особенно в Курайской зонах. Они представлены карбонатно-киноварным и ливенит-киноварным минеральными типами и обнаруживают тесные парагенетические соотношения с проявлениями свинцово-цинковой, флюоритовой и серебро-висмут-сульфосольной минерализации. Наиболее отчетливо эти связи устанавливаются в юго-восточной части Горного Алтая, в пределах Курайской рудной зоны, где можно проследить последовательное и близкое по времени проявление свинцово-цинковой (Кызыл-Арт, Кызыл-Чин, Тюте и др.), флюоритовой (Аккая, Кызыл-Чин и др.) и ртутной минерализации. В Юстыдском районе на восточном фланге Курайской зоны и в Кобдинской зоне Западной Монголии парагенетические соотношения устанавливаются между проявлениями серебро-висмут-сульфосольной и сереброносной блекловорудной ртутной минерализацией.

В Западной Монголии размещение арсенидных никель-кобальтовых, серебро-висмут-сульфосольных и ртутных рудопроявлений контролируется зонами внутригеосинклинальных глубинных разломов — Толбонурской, Кобдинской и Цаган-Шибетинской, сопряженными с ними оперяющими нарушениями и сопровождающими их приразломными структурами (Юстыдский и Делюно-Сагсайский прогибы, Каргинский и Намирингольский грабены и др.). Существенная роль в формировании этих структур, в развитии магматизма и эндогенного оруждения принадлежит процессам мезозойской тектоно-магматической активизации. Связь арсенидной никель-кобальтовой, серебро-висмут-сульфосольной и ртутной минерализации с явлениями тектоно-магматической активизации подтверждается структурным совмещением и наложением этой минерализации на мезозойские комплексы щелочных базальтоидов, а также на нижнеюрские угленосные отложения Каргинского прогиба [6].

Линейные металлогенические зоны имеют сложное внутреннее строение, обусловленное развитием блоковой тектоники, формированием приразломных прогибов — грабенов, проявлением гранитоидного и базальтоидного магматизма более древнего возраста, контактового метаморфизма, что обуславливает неравномерное узловое распределение арсенидной никель-кобальтовой, серебро-висмут-сульфосольной и ртутной минерализации. Выделяется ряд линейных рудоносных зон, связанных с разломами более высокого порядка. Локализация рудной минерализации в пределах этих зон определяется структурными особенностями конкретных участков, литологическим составом вмещающих пород, ореолами контактового метаморфизма и околорудных гидротермальных метасоматитов. В Западной Монголии проявлена арсенидная никель-кобальтовая, серебро-висмут-сульфосольная и ртутная рудные формации — закономерные звенья полного генетического ряда рудных формаций, представленного арсенидной никель-кобальтовой → свинцово-цинковой → серебро-висмут-сульфосольной → флюоритовой → ртутной, развитых в структурах мезозойской тектоно-магматической активизации Горного Алтая, Тувы и прилегающих районов МНР. Имеющиеся данные позволяют оценить перспективы обнаружения новых месторождений кобальта, серебра,

Схема размещения рудоконтролирующих зон глубинных разломов и проявлений низкотемпературной гидротермальной минерализации Монголии

1 — выступы фундамента древних платформ; 2–7 — геосинклинальные складчатые структуры: 2 — байкальские, 3 — каледонские, 4 — каледонско-герцинские, 5 — герцинские, 6 — позднегерцинские, 7 — герцинские наложенные (орогенные) прогибы; 8–9 — структуры мезозойской активизации: 8 — мезозойские дейтероорогенные (терригенно-вулканогенные) прогибы и впадины, 9 — мезо-кайнозойские (терригенные) межгорные впадины; 10–11 — структуры кайнозойской активизации: 10 — терригенные впадины, 11 — платобазальты; 12–15 — разрывные структуры: 12 — краевые швы (перикратонные глубинные разломы), 13 — внутригеосинклинальные (граничные) глубинные разломы, 14 — межглыбовые (внутриглыбовые) разломы, 15 — крупные надвижки; 16–18 — рудные формации: 16 — флюоритовая, 17 — серебро-висмут-сульфосольная, 18 — ртутная; цифры на схеме: рудные пояса (I–I — Кузнецко-Алтайский, II–II — Монголо-Охотский, III–III — Тяньшанско-Гобийский); зоны глубинных разломов и соответствующие им линейные металлогенические зоны (1 — Чарышско-Теректинская, 2 — Толбонурская, 3 — Сарасинская, 4 — Курайско-Кобдинская, 5 — Шапшальско-Цаганшибетинская, 6 — Дзэбханская, 7 — Агардагская, 8 — Хангайская, 9 — Баянголская, 10 — Ононская, 11 — Дэлгэрская, 12 — Северо-Тотоманская, 13 — Баянхонгорская, 14 — Завалтская, 15 — Гурвансайханская, 16 — Манлайская, 17 — Онон-Туринская, 18 — Керуленская, 19 — Гоби-Тяньшанская, 20 — Южно-Тотоманская)

висмута, ртути в структурах Северо-Западной Монголии. Не исключены здесь находки и флюоритовой минерализации.

В Восточной Монголии и Забайкалье Монголо-Охотский рудный пояс как крупная металлогеническая структура впервые был выделен А.Е. Ферсманом, и его важная роль в металлогении особо подчеркивалась всеми последующими исследователями.

В качестве ртутного он описан З.В. Сидоренко, В.А. Кузнецовым, В.И. Бергером и автором [11]. Большая часть известных здесь месторождений тяготеет к мезозойским тектоническим депрессиям в зонах крупных активизированных разломов либо к разрывным структурам, обрамляющим эти депрессии. Это небольшие сурьмяные и ртутные месторождения кварц-диксит-киноварного или кварц-антимонитового минерального типа (Дылбырькейское, Булыктинское, Тыргетуйское, Нерчинское, Устьегинское, Лучинное и др.). В разрывных структурах Агинского поднятия локализованы ртутно-сурьмяно-вольфрамовые месторождения (Барун-Шивеинское, Ново-Казачинское и др.). В Приаргуне известно Солонечное месторождение антимонит-флюоритового (джаспериодного) минерального типа и имеются признаки проявления карбонатно-киноварных руд (Ильдикан). Месторождения и рудопроявления ртутной и ртутно-сурьмяно-вольфрамовой рудных формаций в Монголо-Охотском поясе завершают генетический ряд родственных рудных формаций, в который входят свинцово-цинковая → флюоритовая → золото-серебряная → ртутная → ртутно-сурьмяно-вольфрамовая рудные формации. Как характерную особенность металлогении Забайкалья надо отметить интенсивное развитие эпitherмальной фторидной и золото-серебряной минерализации. По аналогии с Восточным Забайкальем наиболее перспективными в Восточной Монголии являются Баянгольская, Ононская и Керуленская линейные металлогенические зоны (см. рисунок).

На юге Монголии активизированные глубинные разломы раннегерцинской эвгеосинклинальной структурно-формационной зоны (Манлайский и Гурбансайханский) и особенно позднегерцинской складчатой области Внутренней Монголии (Солонкерский и Южно-Тотошанский) могут рассматриваться как звено крупной рудоконтролирующей структуры — Тяньшанско-Гобийского ртутного пояса, простирающегося из районов Восточного и Южного Тянь-Шаня в Тото-Шань вдоль системы глубинных разломов северного обрамления Таримской и Северо-Китайской платформ. По аналогии с западным флангом этот пояс может рассматриваться как металлогеническая структура сложного профиля. Наиболее перспективна Южно-Тотошанская зона, в которой нами открыто промышленное рудопроявление лиственит-киноварного минерального типа Ханги-Обо [7].

Металлогенический анализ территории Монголии показывает, что в различных рудных поясах, линейных металлогенических зонах и рудных районах интенсивность проявления рудной минерализации и полнота генетического ряда рудных формаций не выдерживаются, что может быть вызвано либо особенностями развития процесса рудообразования (редуцирование генетического ряда), либо еще слабой геологической изученностью и недостаточной опосредованностью данного района или металлогенической зоны. И тогда при наличии признаков минерализации с полным основанием можно ставить вопрос о выявлении не известных ранее месторождений, относящихся к рудным формациям — закономерным, но недостающим звеньям полного генетического ряда родственных рудных формаций. Сопоставление генетических рядов рудных формаций в линейных металлогенических зонах и рудных районах Монголии с элементами прогноза приведено в таблице. Такой сравнительный анализ позволяет сделать вывод, что известные линейные рудные зоны Монголии должны рассматриваться как металлогенические зоны сложного профиля, в которых могут быть обнаружены арсенидные никель-кобальтовые, свинцово-цинковые, флюоритовые, золото-серебряные и серебро-висмут-сульфосольные, ртутные и сурьмяные, а также ртутно-сурьмяно-вольфрамовые месторождения, характерные для рудного комплекса (генетического ряда рудных формаций) щелочно-базальтоидной магматической формации. В этом заключается важное прогнозно-поисковое значение генетического ряда рудных формаций постнижнеюрской—нижнемеловой тектоно-магматической активизации, проявленной на территории Монголии. На основе установленного генетического ряда рудных формаций имеется возможность прогнозирования на территории Монголии не только традиционных, но и некоторых новых генетических типов минерализации, например гидротермально-осадочных стратиформных месторождений флюорита, которые встре-

чаются в тесной временной и парагенетической связи с эпи- и телетермальными месторождениями и дополняют рудный комплекс щелочно-базальтоидной магматической формации [17]. Такие месторождения могут быть локализованы в мезозойских и кайнозойских вулканогенных впадинах, депрессиях и грабенах в связи с проявлениями щелочно-базальтоидного вулканизма. Выявление таких месторождений возможно лишь путем проведения широких геохимических исследований и тщательного литологического изучения вулканогенно-осадочных толщ мезозойских и кайнозойских вулканоструктур.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология и генезис ртутных месторождений Алтае-Саянской области. Новосибирск: Наука, 1978.
2. Жариков В.А., Ишбулатова Р.А., Литвин Ю.А. Влияние щелочных и флюидных компонентов на генезис известково-щелочных магм. — В кн.: Экспериментальная минералогия. М.: Наука, 1980, с. 22—34.
3. Кадик А.А. Вода и углекислота в магматических процессах. — В кн.: Физико-химические проблемы гидротермальных и магматических процессов. М.: Наука, 1975, с. 5—32.
4. Коржинский Д.С. Взаимодействие магмы с трансмагматическими флюидами. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1977, 106, № 2, с. 173—178.
5. Кузнецов В.А. Центральнo-Азиатский пояс мезозойской тектоно-магматической активизации и ртутного оруденения. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1975, т. 11, с. 190—200.
6. Кузнецов В.А., Оболенский А.А., Васильев В.И., Борисенко А.С. Ртутное оруденение Монголии. — В кн.: Геология и генезис редкометалльных и полиметаллических месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1978, с. 5—26.
7. Кузнецов В.А., Оболенский А.А., Борисенко А.С. и др. Первое рудопроявление ртути в МНР. — Геология и геофизика, 1973, № 6, с. 113—116.
8. Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 387 с.
9. Майсен Б., Беттгер А. Плавление водосодержащей мантии. М.: Мир, 1979. 120 с.
10. Маркушев А.А. Термодинамическая основа образования парагенезисов химических элементов в процессах глубинного минералообразования. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1975, вып. 5, с. 121—194.
11. Металлогения ртути. М.: Недра, 1976. 256 с.
12. Нагибина М.С., Хаин В.Е., Яншин А.Л. Типы структур тектоно-магматической активизации и закономерности их развития. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1975, т. 11, с. 41—45.
13. Оболенская Р.В. Чуйский комплекс щелочных базальтоидов Горного Алтая. Новосибирск: Наука, 1971. 147 с.
14. Оболенская Р.В. Магматизм этапа раннемезозойской тектонической активизации Юго-Восточного Горного Алтая, Западной и Центральной Тувы. — В кн.: Магматические формации складчатых областей Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1981, с. 100—102.
15. Оболенский А.А. Источники рудного вещества и геохимические условия образования месторождений ртутной рудной формации в зонах тектонической активизации складчатых областей юга Сибири. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1975, т. 11, с. 200—210.
16. Оболенский А.А. Некоторые вопросы генезиса ртутных месторождений в областях тектонической активизации. — В кн.: Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении. Новосибирск: Наука, 1976, с. 170—180.
17. Оболенский А.А. Проблема гидротермально-осадочных стратиформных месторождений флюорита. — В кн.: Стратиформные месторождения цветных, редких, благородных металлов и других полезных ископаемых Фрунзе: Фрунз. политехн. ин-т, 1981, с. 324—326.
18. Оболенский А.А. Роль глубинных разломов в локализации эпитепирмального оруденения. — В кн.: Разломы Байкало-Амурского района и связь с ними эндогенного оруденения. М.: Наука, 1982, с. 36—48.
19. Оболенский А.А., Оболенская Р.В. Критерии связи эпитепирмального оруденения с магматизмом. — В кн.: Критерии прогнозной оценки эндогенного оруденения Алтае-Саянской области. Новосибирск: Наука, 1982, с. 96—107.
20. Оболенский А.А., Борисенко А.С., Оболенская Р.В. Природа гидротермальных растворов и источники рудного вещества эпитепирмальных месторождений ртути, сурьмы и мышьяка. — В кн.: Природа растворов и источники рудообразующих веществ эндогенных месторождений. Новосибирск: Наука, 1979, с. 42—71.
21. Оболенский А.А., Оболенская Р.В., Борисенко А.С. Актуальные аспекты генетических моделей рудообразования эпитепирмальных месторождений. — В кн.: Генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1983, т. 1, с. 154—160.
22. Фрих-Хар Д.И., Луцкая А.И. Позднемезозойские вулканы и связанные с ними гипабиссальные интрузивы Монголии. М.: Наука, 1978. 167 с.
23. Green H.W. Trace elements in the fluid phase of the Earth's mantle. — Nature, 1979, 277, N 5966, p. 465—467.
24. Ito K., Kennedy C.C. The composition of liquids formed by partial melting of eclogites at high temperatures and pressure. — J. Geol., 1974, 82, N 3, p. 707—725.
25. Wyllie P.J. The role of water in magma generation of diapiric uprise in the mantle. — J. Geophys. Res., 1971, 76, p. 1328—1338.

ПРОБЛЕМА АЛЮМИНИЕВОГО СЫРЬЯ МОНГОЛИИ

Алюминий наряду с кислородом и кремнием принадлежит к числу наиболее распространенных элементов, встречающихся в земной коре, где он в соединении с другими элементами образует многочисленные (около 200) природные минералы. Однако большинство из них являются редкими и только немногие могут быть источниками для получения глинозема и металлического алюминия. К числу таких минералов в первую очередь относятся минералы бокситов — гиббсит, бемит, диаспор и корунд; из группы магматогенных — нефелин, лейцит, анортит, лабрадор и некоторые другие; из метаморфогенных — андалузит, силлиманит, дистен; полигенные — алунит, каолинит, давсонит и другие, связанные как с гипергенными, так и с гидротермальными образованиями. Бокситы, как известно, являются наиболее ценной рудой на алюминий, во-первых, благодаря высокому содержанию в них глинозема (до 70%), во-вторых, ввиду наиболее легкой промышленной переработки.

Общие запасы бокситов в месторождениях мира огромны, но распространены месторождения крайне неравномерно и далеко не во всех странах, поэтому многие страны нуждаются в иных источниках получения алюминиевого сырья [8]. В СССР освоено производство глинозема из богатых нефелиновых руд, содержащих не менее 27% Al_2O_3 и 14–16% щелочей. Перспективным сырьем для производства алюминия считаются также давсонит, алунит, анортозиты, дистеновые, силлиманитовые и андалузитовые сланцы и другие породы.

Алюминий играет огромную роль в различных отраслях промышленности и транспорта. Потребность в нем растет с каждым годом, что заставляет исследователей искать возможные новые виды сырья для его получения. В последние годы решению этой проблемы в Монголии также стало уделяться внимание.

В данной статье, составленной на основе ранее опубликованных материалов и про-

Формации высокоглиноземистых пород и руд Монголии

Таблица 1

Рудная формация	Минеральный состав руд	Содержание Al_2O_3 , вес. %	Условия залегания	Мощность, площадь	Возраст	Примеры месторождений и рудопроявлений
Осадочные и осадочно-метаморфические	Бокситоносная	Диаспор, корунд, гематит, серицит	30–60	Пласты и линзы	1–4 м	PR_3 Алагуйское
	"	Диаспор, гематит, шамозит, каолинит	30–50	Приморские карровые поля, карстовые воронки	0,5–3,0 м	$V-E_1$ Арасан
	Алунитовая	Алунит, монтмориллонит	35–40	Гнезда, под гипсовым пластом	1–2 м	P_3 Дэлгэр-Хангай
	Дистен-силлиманитовая	Дистен, силлиманит, андалузит, ставролит, корунд и др.	18–32,8	Линзы, пласты, пачки пластов	2–4 м	PR_3 Сухэбаторское
Магматические	Субщелочных и щелочных габбро с ийолит-уртитам и фойлитами	Нефелин, пироксен (мало)	24,5–28,0	Плитоподобные и воронковидные интрузивы	От 2–4 до 32 км ²	$S-D_1$ Дучингольские; Бэлтэсингольские, Овэрмаретгольское
	Сиенит-нефелин-сиенитовая	Нефелин, полевой шпат	21,5–23,8	Штоко- и воронковидные интрузивы	10–35 км ²	C_2-E_2 Барунманханское, Барунханюбинское и др.
	Анортозитовая	Анортит, пироксен, апатит, сфен, титаномagnetит	23,9–27,4	Интрузивные массивы, тесно взаимосвязанные с габброидами	До 100 км ²	PR_3 Хангайское

веденных авторами оригинальных исследований, кратко освещены вопросы, связанные с изучением алюминиевого сырья в МНР.

В Монголии к настоящему времени установлены следующие типы высокоглиноземистых пород и руд: осадочно-метаморфогенные диаспоровые бокситы; осадочные аллиты (породы с кремниевым модулем, близким к единице); осадочные породы формации коры выветривания — остаточные (латеритные) бокситы, каолины и другие осадочные рудопроявления различного генезиса; метаморфические — дистен-силлиманитовые породы и магматические, принадлежащие к группе щелочных нефелин-содержащих пород (табл. 1).

ОСАДОЧНЫЕ И ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

Алагульское месторождение диаспоровых бокситов. В 1976 г. сотрудниками Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР было открыто Алагульское месторождение высококачественных диаспоровых бокситов; оно расположено в Гоби-Алтайском аймаке, на южном склоне хребта Ихэ-Дариби. Геологическое строение района месторождения и близлежащих территорий, вещественный состав руд, вопросы их генезиса и перспективной оценки подробно рассмотрены в специальной работе [7]. Здесь приводятся лишь краткие сведения.

Месторождение представлено серией протяженных сближенных пластов диаспоровых бокситов, чередующихся с горизонтами хлоритов и амфиболитов (рис. 1), отнесенных к верхнему протерозою (рифею). Общая мощность пластов бокситов на южном участке западного фланга месторождения варьирует от 15 до 20 м, а на северном — до 40 м. Мощность отдельных пластов бокситов достигает 3–5 м. Они прослеживаются по простиранию на 400–500 м. Общая протяженность рудоносной пачки месторождения составляет около 5 км. Углы падения пластов бокситов меняются от 10–12° в центральной части рудоносной пачки до 60° в местах тектонических нарушений, отграничивающих ее от ультраосновных пород Алагульского гипербазитового массива. Содержание диаспора в бокситах колеблется от 13 до 82 вес.%. Встречаются и мономинеральные диаспориты. Кроме диаспора, в составе руд обнаружены хлорит, карбонат, гидроксиды железа, небольшое количество брусита и гетит. Хлорит, присутствующий в составе руд, а также слагающий междурудные горизонты хлоритов, отличается высоким содержанием глинозема, достигающим 32 вес.%. В северо-восточной части месторождения, где бокситы наиболее сильно метаморфизованы, в составе руд появляются шпинель и корунд.

Высокое качество диаспоровых бокситов определяется высокой концентрацией в них диаспора и низким содержанием кремнезема. Среднее содержание глинозема в рудах составляет 49%; SiO_2 — 2%; Fe (в пересчете на Fe_2O_3) — около 36%; TiO_2 — 4%; среднее значение кремниевого модуля равно 10. Проведенные лабораторные технологические исследования руд показали возможность переработки алагульских бокситов как методом гидрохимического автоклавного выщелачивания, так и методом спекания. При применении первого метода уровень извлечения глинозема из руд составляет при температуре 260°С 85–90% от теоретически возможного, а методом спекания извлекается до 99% глинозема. Полученные спекы обладают хорошим качеством и довольно легко разрушаются.

Все изложенное позволяет обоснованно считать, что в настоящее время Алагульское месторождение диаспоровых бокситов является наиболее перспективным объектом на территории Монголии для получения из них глинозема. В связи с этим для определения запасов алюминиевых руд на месторождении крайне необходимо проведение геологоразведочных работ. Кроме того, открытие высокоглиноземистых бокситов в метаморфических толщах докембрия Монголии ставит вопрос о необходимости организации ревизионных работ как на территории Монголии, так и в смежных областях Советского Союза с целью поисков аналогичных образований в разрезах протерозоя, сходных по литологическому составу и степени метаморфизма.

Научная значимость открытия, как нам представляется, велика; оно заключается прежде всего в установлении факта возможности образования бокситов в соответствующих палеогеографических условиях протерозоя, что в значительной мере расширяет перспективы поисков алюминиевого сырья вообще [5, 6].

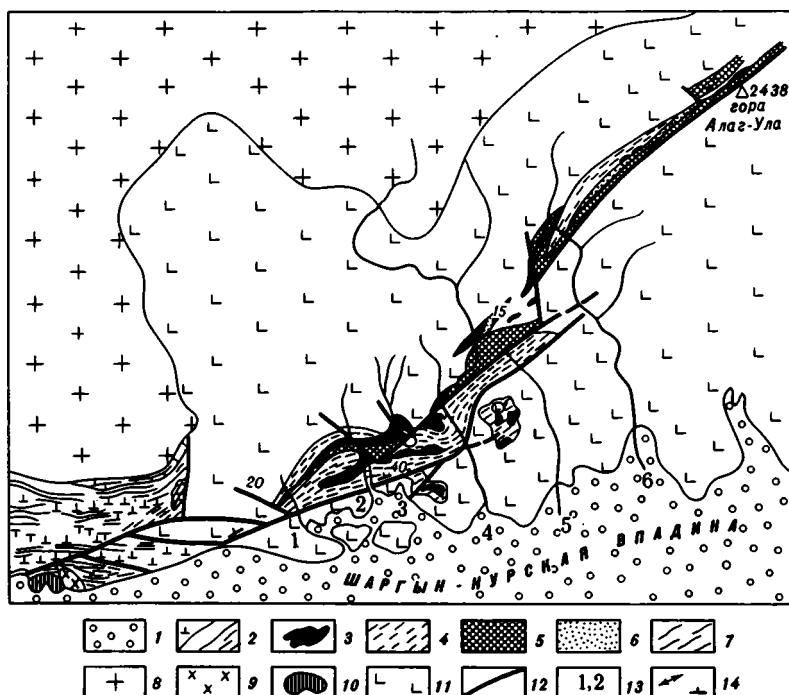


Рис. 1. Схема рудного поля Алагульского месторождения диаспоровых бокситов. Составлена Н.С. Зайцевым, А.Д. Слукиным, Б. Лхасуреном

1 — четвертичные отложения; 2 — зеленокаменно-измененные терригенно-вулканогенные и карбонатные породы (V-E₁); 3–6 — рудосодержащая толща: 3 — диаспоровые бокситы и их метаморфизованные аналоги, 4 — хлориты в отдельных участках с линзами и прослоями диаспоровых бокситов, 5 — амфиболиты, 6 — графитосодержащие терригенно-метаморфические породы с карбонатным цементом, содержащие обломки пироксенитов и продукты их дезинтеграции и гранатиты; 7 — нерасчлененные метаморфические толщи (R); 8 — интрузия гранитоидов (PZ₁); 9 — габбро; 10 — мономинеральные кварцевые породы; 11 — серпентиниты и серпентинизированные ультраосновные породы; 12 — тектонические нарушения; 13 — номера сухих сайров; 14 — элементы залегания

Арасанское проявление аллитов. На территории фосфоритоносного Хубсугульского бассейна на севере Монголии, помимо фосфоритов, уже давно известны выходы марганцевых, железо-марганцевых руд и аллитов [3].

Бокситы выявлены в соседнем с Хубсугульским бассейном регионе Восточного Саяна (Боксонское месторождение на территории СССР) в пределах Сархой-Боксонского венд-кембрийского прогиба, продолжающего на север разновозрастной Хубсугульский прогиб. В последнем аллиты обнаружены в западной части собственно Хубсугульского фосфоритового месторождения, где в разрезе верхней части продуктивной пачки имеются: а) фосфатсодержащие доломиты, фосфатные песчаники и гравелиты; б) железо-марганцевые и марганцевые окисные и карбонатные руды; в) аллиты [4]. Детальными исследованиями установлено, что все эти образования расположены на одном стратиграфическом уровне. В то же время в пространственном распределении фосфоритов и руд триады элементов (Fe, Mn, Al) улавливаются определенные черты антагонизма: на участках, где имеются значительные концентрации фосфора, присутствуют лишь небогатые и небольшие по размерам проявления руд триады, и, наоборот, фосфориты избегают тех участков, где имеются более крупные залежи руд триады. Что касается пространственных соотношений внутри триады, то они могут быть самыми разнообразными.

Проявления аллитов, т.е. пород с кремниевым модулем, близким к единице, сосредоточены в северо-западном крыле Арасанской антиклинали — небольшой брахикупольной структуры, расположенной в 10–12 км к северо-западу от основного Онголик-

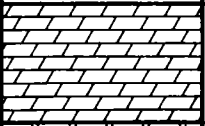
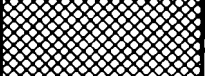
Разрез	Мощность, м	Породы и руды
Mn 	4	Марганцевые руды (8%) 50-70 MnO, 3-5 Al ₂ O ₃ , 2-20 Fe ₂ O ₃ , 3-10 SiO ₂
Al 	3	Аллиты и глинисто-железистые породы (8%) 30-35 Al ₂ O ₃ , 10-25 Fe ₂ O ₃ , 30-35 SiO ₂
Fe 	3	Железо-марганцевые руды (8%) 15-20 MnO, 8-10 Al ₂ O ₃ , 20-55 Fe ₂ O ₃ , 4-6 SiO ₂
	5	Кремни
	100-150	Известняки
		Доломиты
	5	Кремни
		Фосфориты P ₂ O ₅ , не более 10-15%

Рис. 2. Строение продуктивной пачки на междуречье Арасан—Бага-Цаган-Гол

нурского участка Хубсугульского месторождения фосфоритов. На протяжении около 7 км по простиранию обнаружены три залежи, в которых содержатся аллиты. Одна из них, наиболее крупная, находится на юго-западе (междуречье Арасан—Бага-Цаган-Гол). Протяженность ее около 1 км при мощности 10–12 м. На аллиты приходится середина разреза. Верхняя его часть сложена марганцевыми, а нижняя — железо-марганцевыми рудами. Мощность аллитов около 3 м (рис. 2).

Химический состав аллитов характеризуется следующими показателями (в вес.%): Al₂O₃ — 30,1; SiO₂ — 30,0; TiO₂ — 1,3; Fe₂O₃ — 23,2; MnO — 5,8; MgO — 2,1; CaO — 2,2; CO₂ — 2,5; H₂O⁺ — 2,4. Наиболее характерно необычно высокое содержание марганца, что свойственно всей рудной залежи, причем в нижней ее части оно достигает 18–20, а в верхней — 40% MnO. Данные о минеральном составе аллитов отсутствуют. По устному сообщению П.В. Осокина, южнее рассмотренного участка, в бассейне правобережья р. Улген-Сайр, имеются проявления подобных пород с модулем около 1,5, т. е. содержащих свободный глинозем.

Таким образом, в разрезе вендско-кембрийской карбонатной хубсугульской серии в МНР или боксонской в СССР имеются залежи аллитов и бокситов, тяготеющие к нижним ее частям. Наиболее крупные из них сосредоточены на Боксонском месторождении. Известные ныне на территории МНР проявления аллитов практически не интересны, но они указывают на то, что на этом стратиграфическом уровне могут быть обнаружены и проявления бокситов.

Дэлгэр-Хангайское рудопроявление алунитов. В Монголии, как известно, во многих местах обнаружены реликты кор выветривания различного возраста. Среди них следует обратить особое внимание на остатки мезозойских и кайнозойских кор выветривания, которые в виде каолинов, каолино- и бокситоподобных глин и других продуктов обнаружены в ряде мест. Так, в горах Дэлгэр-Хангай, к востоку от сомона Сайхан-Обо, близ колодцев Дэрэн-Худук и Ташун-Худук, более 50 лет назад Г.М. Друговым среди

пород мезозоя (?) были отмечены выходы "бокситопоявлений". Последние, по данным исследователей Советско-Монгольской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР, оказались желтовато-белым или охристым алунитом. В действительности алуниты здесь приурочены к континентальным отложениям среднего и верхнего олигоцена, в которых они залегают, как правило, под загипсованными глинами. Мощность алунитизированных пород 1–2 м, а местами и более. Площадь распространения таких пород достигает здесь нескольких десятков квадратных километров.

Состав алунита, по данным аналитической лаборатории ИГЕМ АН СССР (аналитик Р.С. Яшина), следующий (в вес.%): Al_2O_3 — 36,73; SiO_2 — 2,7; Fe_2O_3 — 1,13; Na_2O — 2,54; K_2O — 7,38; H_2O^- — 0,60; H_2O^+ — 12,84; SO_3 — 36,30; P_2O_5 — 0,30; сумма — 100, 55.

Заслуживают дальнейшего изучения также меловые континентальные красноцветные песчано-глинистые отложения (с костями динозавров), развитые на юге Монголии в Бэгрской впадине. В ее северном борту встречены выходы пластов (от 2 до 14 м) светло-серых и белых афанитовых и мелко-оолитовых боксито- и каолиноподобных пород мощностью от 1 до 7 м. Пласты, судя по разрозненным обнажениям, прослеживаются на значительное расстояние.

Выявлены остатки, или, вернее, следы, существования былых кор выветривания иного возраста в других районах МНР (каолины Цогт-Обо на юге Монголии, монтмориллониты района сомона Халун — на западе и др.). Однако крупных рудопоявлений среди них до сих пор не установлено. Очевидно, в результате последующих тектонических движений мезозойской и кайнозойской активизации образовавшиеся ранее коры выветривания были сильно размыты, а во многих местах и уничтожены.

Тем не менее поиски возможных источников глинозема, генетически связанных с экзогенной группой формаций, по-видимому, целесообразно продолжить.

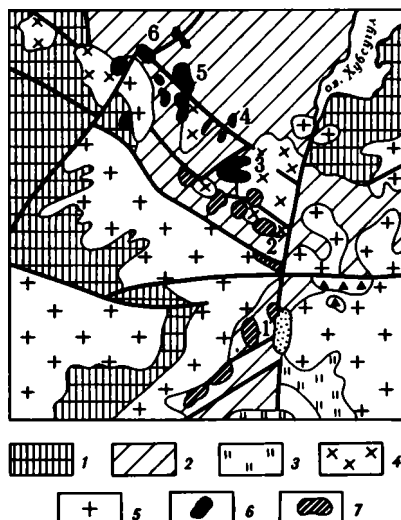
Сухэбаторское месторождение дистен-силлиманитовых сланцев. Среди пород этой группы в Монголии известны проявления небокситового глиноземного сырья [1]. Наиболее крупное Сухэбаторское расположено северо-восточнее железнодорожной станции того же названия. Оно представлено пластом дистен-силлиманитовых сланцев мощностью 2–4 м. Сланцы входят в состав высокометаморфизованной толщи вулканогенно-осадочных отложений докембрия. Пласты силлиманитовых сланцев залегают полого, местами почти горизонтально. В составе их установлено (в вес.%): Al_2O_3 — 17,85–32,5; SiO_2 — 50,6–69,4; TiO_2 — 0,9–1,4; Fe_2O_3 — 4,8–6,85. Второе проявление в этом же районе представлено прослоем биотит-силлиманитовых гнейсов мощностью около 1 м, залегающих также среди пород докембрия. Силлиманит в гнейсах составляет около 35% объема. Дистен-силлиманитовые породы встречаются и в других частях Монголии, во многих метаморфических комплексах глубокого докембрия, слагающих выступы пород фундамента, однако на глиноземное сырье они совершенно не изучены.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

В структурах ранних каледонид Северной Монголии широко развиты щелочные нефелинсодержащие породы. Особенно большим распространением они пользуются в Юго-Западном Прихубсугулье — в бассейне рек Бэлтэсин-Гол и Уджигин-Гол, где на сравнительно ограниченной площади около 30 x 40 км закартировано восемь таких массивов (рис. 3). Они вместе со щелочными массивами смежных территорий Советского Союза (Восточной Тувы и Восточного Саяна) образуют крупную провинцию щелочных пород. В пределах этой провинции известно более 30 щелочных массивов, сложенных нефелин-полевошпатовыми (фойяиты, миаскиты, пуласкиты) и существенно нефелиновыми (ийолит-уртиты, уртиты, ювиты) породами, которые могут быть использованы в качестве комплексного сырья для получения глинозема, поташа и соды или для производства керамических изделий и строительных материалов. Сравнительное изучение щелочных массивов Северной Монголии позволило расчленить их на две разновозрастные и разнотипные по составу формации: 1) нижнедевонскую (400–396 ± 12 млн. лет.) — субщелочных и щелочных габбро, ийолит-уртитов и фойяитов, перспективную в отношении высокоглиноземистого нефелинового сырья; 2) каменноугольную (325–300 млн. лет.) — сиенит-нефелин-сиенитовую, обладающую огромными запасами нефелин-полевошпатового сырья [9, 10]. Однако, как отмечено выше, наи-

Рис. 3. Схема размещения массивов нефелинсодержащих пород на левобережье р. Эгийн-Гол (Юго-Западное Прихубсугулье)

1 — протерозойские отложения подплатий и выступов фундамента; 2 — верхнерифейско-кембрийские отложения ранних каледонид; 3 — вулканогенно-терригенные отложения пермских наложенных впадин; 4—5 — формации палеозойских гранитоидных пород: 4 — диорит-гранодиоритовая (6_3-O), 5 — гранит-лейкогранитовая (D_2-3); 6—7 — формации нефелинсодержащих пород: 6 — субщелочных и щелочных габбро с ийолит-уртитом и фойяитами ($S-D_1$), 7 — сиенит-нефелин-сиенитовая (C_2-3); щелочные массивы (цифры на схеме): 1 — Бурэнханобинский, 2 — Барунманханульский, 3 — Овэрмаратгольский, 4 — Дучингольские, 5 — Сэрхзульские, 6 — Бэлтэсингольские



более перспективна на нефелиновое сырье площадь в бассейнах рек Уджигин-Гол и Бэлтэсин-Гол, где в отдельных массивах ийолит-уртитов, фойяитов и ювитов содержание глинозема составляет от 20,4 до 30,9%, а щелочей от 12,5 до 17,6%. Общие геологические запасы глиноземсодержащего сырья, по самым предварительным подсчетам, для всех указанных массивов превышают 5 млрд. т. Ниже приводится краткое описание главнейших из этих массивов.

Овэрмаратгольский массив (см. рис. 3) является наиболее доступным; он расположен в 20 км от автодорожки, соединяющего аймачный центр г. Мурэн с пос. Хадхал (на южном берегу оз. Хубсугул); массив находится в среднем течении р. Уджигин-Гол, между притоками Баргасатуин-Гол и Унигэту-Гол. В современном эрозионном срезе он имеет вид подковы, открытой на восток, и занимает площадь 18 км². Блоковое строение массива обусловлено системой ограничивающих и пересекающих его разнонаправленных разломов. Высокоглиноземистые нефелиновые породы — ювиты — слагают сложную приконтактную зону массива протяженностью 5,6, шириной до 1,5 км. Они отличаются пегматоидным сложением с преобладанием крупнопризматического нефелина размером 2 x 2 и 3 x 6 см², составляющего 70—85% породы. Промежутки между кристаллами нефелина заполнены неправильными выделениями пироксена и амфибола (8—10%), а также грубопятнистым агрегатом микроклина и альбита (6—12%). В подчиненном количестве присутствуют вторичные минералы — лепидомелан, мусковит и канкринит. Пегматоидные ювиты связаны постепенными переходами с крупнозернистыми порфировидными и трахитоидными фойяитами, слагающими главное интрузивное тело сечением в 13 км². Данные породы обеднены нефелином (30—35%); они содержат 21—23% Al_2O_3 и 12—16% ($Na_2O + K_2O$). Массив обнажен в современном срезе на глубину более 100 м. Фойяиты и ювиты образуют крупные скальные выходы, доступные для открытой разработки. Предварительные геологические расчеты показывают, что в обнаженной части массива запасы глиноземсодержащего (нефелинового) сырья составляют не менее 900 млн. т.

Дучингольские ийолит-уртитовые массивы (см. рис. 3) находятся в 32 км от сомона Алаг-Эрдэнэ, в 7,5 км от устья руч. Дучин-Гол — левого притока р. Уджигин-Гол. Здесь ийолит-уртитовые породы залегают среди окварцованных и скарнированных мраморов. Одно из интрузивных тел (площадью 0,6 км²) находится близ вершины с отметкой 2448,7 м над уровнем моря, другое (площадью 1,2—1,5 км²) расположено в 2 км южнее. Они сложены неоднородными такситовыми нефелин-пироксеновыми породами, состав которых изменяется от ийолитов (65% пироксена, 35% нефелина) до ийолит-уртитов (30—40% пироксена, 60—70% нефелина) и уртитов, на 90% состоящих из нефелина. Контакты ийолитов с вмещающими карбонатными толщами местами перекрыты аллювиальными отложениями. Химический состав нефелинсодержащих пород массивов представлен в табл. 2.

Химический состав (в вес. %) существенно нефелиновых и нефелинсодержащих пород Северной Монголии

Формация	Массив	Породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
Субщелочных и щелочных габбро с ийолит-уртитам и фойяитами	Дучингольские, Бэлтэсингольские	Ийолит-уртиты	42,90	1,40	17,47	1,75	7,36
			43,94	1,10	19,05	1,80	7,54
			44,88	1,20	22,46	2,63	6,28
			39,91	0,46	23,41	2,47	5,81
	Овэрмаратгольский	Уртиты	37,76	0,18	29,25	1,05	1,60
			48,84	0,20	27,20	1,21	2,28
			47,60	0,13	30,91	0,46	0,86
			54,97	0,34	21,59	2,25	2,53
		Фойяиты	54,44	0,38	22,20	1,40	2,84
Сиенит-нефелин-сиенитовая	Бүрэнханобинский, Барунмаханульский, Сэрхэульские	Пуласкиты	62,58	0,20	18,41	1,34	0,80
			61,28	0,40	18,12	1,76	1,46
			61,08	0,34	18,21	2,54	0,31
		Нефелиновые сиениты	58,84	0,43	20,40	1,05	0,95
			57,22	0,29	23,14	1,36	2,40
			57,28	0,28	21,12	1,93	1,14

Примечание. Химические анализы выполнены по материалам Р.М. Яшиной в Центральной химической лаборатории ИГЕМ АН СССР, аналитики Е.Л. Бородина, Л.П. Крутецкая, Е.М. Нактинас и Н.И. Степанова, а также в Центральной лаборатории геохимии ИМГРЭ, аналитики Р.А. Пчельникова, З.В. Вихрова, И.И. Любошиц, Н.В. Лобовкина.

Бэлтэсингольский тералит-ийолитовый массив (см. рис. 3) расположен в 8 км севернее устья руч. Цэбэхил-Ома — левого притока р. Бэлтэсин-Гол. Это относительно крупное штокообразное тело с извилистыми внешними контурами площадью 6,2 км². Северная часть массива, обнаженная в левом борту долины р. Бэлтэсин-Гол, сложена трахитоидными тералитами, образующими почти вертикальную пластину площадью около 2 км². С юга и востока интрузивное тело тералитов окружено полукольцом ийолитов площадью примерно 4,2 км². Взаимоотношения между тералитами и ийолитами не ясны из-за плохой обнаженности. Контакт ийолитов с мраморами на юге осложнен тектоническими подвижками; здесь вмещающие карбонатные породы интенсивно окварцованы, а ийолиты на протяжении 300 м альбитизированы и калишпатизированы. По периферии тералит-ийолитового массива, в толще вмещающих карбонатных пород, распространены многочисленные мелкие дайки и ветвящиеся жилы ийолитов, тералитов, реже плагиоклазсодержащих нефелиновых сиенитов. В совокупности они образуют крупное инъекционное поле шириной от 2 до 4 км. В пределах этого поля нефелинсодержащие породы представлены ийолитами, ийолит-уртитам и уртитам неоднородного такситового сложения — от средне- до крупнозернистого и пегматоидного. Содержание нефелина в них 38—74%. Другие минералы представлены титанавгитом, гранатом, амфиболом и вторичными — канкринитом, кальцитом, альбитом и лепидомеланом.

Бэлтэсингольский ийолит-уртитовый массив (см. рис. 3) находится в 2,5 км к северу от предыдущего массива. Породы обнажены на обоих склонах долины р. Бэлтэсин-Гол. В правом ее борту, у самого русла, на протяжении 300 м наблюдаются их наиболее крупные скальные выходы. Здесь ийолиты однородные, среднезернистые и довольно свежие; их контакт с мраморами резкий. В левом борту долины ийолиты имеют неоднородное такситовое сложение — от мелко- до крупнозернистого. Форма массива в целом не выяснена. Можно лишь предполагать, что ийолиты слагают крутое трещинное тело, приуроченное к зоне крупного регионального разлома, вблизи которого мраморы раздроблены, рассланцованы и окварцованы до образования вторичных кварцитов.

В районах выхода массивов высокоглиноземистых щелочных пород (ийолит-уртиты и ювиты) известны также массивы фойяитов и лейкократовых нефелиновых сиени-

MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	P ₂ O ₄	Сумма
0,16	3,83	15,32	5,70	1,86	0,10	1,17	0,20	1,10	100,02
0,16	2,70	12,12	6,00	2,84	0,10	1,83	0,50	0,33	100,08
0,15	1,06	7,37	9,20	3,20	0,10	1,23	0,33	0,42	100,01
0,68	1,44	10,94	6,28	3,30	0,15	1,61	2,74	0,45	99,65
0,23	0,35	7,04	11,60	6,00	0,10	0,54	3,03	0,60	99,33
0,09	0,40	2,08	12,35	4,35	0,16	0,74	—	—	99,80
0,03	0,41	1,25	12,40	4,34	0,18	1,31	—	0,10	99,90
0,11	0,05	1,49	9,58	6,34	0,09	0,60	0,28	—	100,22
0,07	1,07	3,85	7,80	4,70	0,13	—	—	0,16	99,04
0,05	0,40	1,08	6,33	7,39	0,12	0,58	0,11	0,10	99,49
0,12	0,88	1,75	6,59	6,07	0,14	0,60	0,05	0,17	99,39
0,12	0,71	1,32	6,48	6,92	0,16	1,10	—	0,07	99,36
0,13	0,52	1,08	8,65	6,50	0,14	0,67	—	0,06	99,42
0,07	0,19	0,91	8,00	5,40	—	0,04	—	0,01	99,03
0,22	0,24	1,12	10,20	5,70	0,10	1,32	—	0,45	99,59

тов, в которых содержится 20–23% нефелина, 65–70% полевого шпата и 3–8% темнокрасных минералов. Эти породы могут представить интерес как стекольное и керамическое сырье. К ним относятся массивы лейкократовых фойяитов Бурэнханобинский, Хухучулуульский, Барунманханульский. Сэрхзульские и некоторые другие (см. рис. 3), описание которых приведено в литературе [2, 10].

Рассмотренные массивы и месторождения нефелиновых и нефелин-полевошпатовых пород по геологическому положению, строению и составу обнаруживают большое сходство с давно известными массивами и месторождениями существенно нефелиновых (Баянкольское), нефелин-пироксеновых (Чикское, Дахунурское) и нефелин-полевошпатовых (Тоскульское, Коргеретабинское, Уланэргинское и др.) пород Юго-Восточной Тувы [11]. Эти месторождения по содержанию глинозема и щелочей отвечают принятым кондициям и не уступают по качеству промышленно освоенным лейкотералитам Горячегогорского (Красноярский край) и нефелиновым сиенитам Тежсарского (Армянская ССР) массивов (см. табл. 2).

Кроме того, в Центральной Монголии (в Хангае) известны другие глиноземсодержащие магматические породы — анортозиты, габбро-анортозиты и др., которые в перспективе могут оказаться потенциально интересными как источники глиноземного сырья. Однако в настоящее время наибольший практический интерес представляют алагульские диаспоровые бокситы и нефелиносодержащие высокоглиноземистые породы северных районов Монголии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология Монгольской Народной Республики. Т. 3. Полезные ископаемые, М.: Недра. 1977. 703 с.
2. Гранитоидные и щелочные формации в структурах Западной и Северной Монголии. М.: Наука, 1975. 288 с.
3. Зайцев Н.С., Ильин А.В. Тектоника Прихубсугульского прогиба (МНР). — Геотектоника, 1970, № 5, с. 3–11.
4. Ильин А.В. Хубсугульский фосфоритоносный бассейн. М.: Наука, 1973. 167 с.
5. Орлова П.В. Литология, условия образования и закономерности размещения Боксонского месторождения. — В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. М.: Изд-во АН СССР, 1958, с. 282–305.
6. Пинус Г.В., Агафонов Л.В. О направлении поисков бокситов в Сибири. — Геология и геофизика, 1979, № 5, с. 16–21.

7. Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Зайцев Н.С., Баярхуу Ж. Докембрийские диаспоровые бокситы Монголии. Новосибирск: Наука, 1981. 97 с.
8. Петров В.П. Глинозем и его поведение в природных процессах. — В кн.: Новые небокситовые виды глиноземного сырья. М.: Наука, 1982, с. 7—14.
9. Яшина Р.М. Характерные признаки щелочных формаций Северной Монголии и их металлогеническое значение. — В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977, с. 104—117.
10. Яшина Р.М., Гарап Д. Щелочные породы Северной Монголии как возможный источник нефелинового и нефелин-полевошпатового сырья. — В кн.: Нефелиновое сырье. М.: Наука, 1978, с. 143—152.
11. Яшина Р.М., Кононова В.А. Новые месторождения глиноземсодержащего сырья в Тувинской автономной области. — Бюл. науч.-техн. информ. (ВИМС), 1960, № 4, с. 10—16.

УДК 553.49'64'44 (517.3—13)

В.С. САМОЙЛОВ, В.Г. ИВАНОВ, В.И. КОВАЛЕНКО, Е.В. СМЕРНОВА

РЕДКОЗЕМЕЛЬНО-АПАТИТОВЫЕ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНО-СВИНЦОВЫЕ РУДЫ КОМПЛЕКСА МУШУГАЙ-ХУДУК (Южная Монголия)

В 1975—1980 гг. в южной части Монголии, в пустыне Гоби, была выявлена новая провинция щелочных пород, карбонатитов и апатитоносных пород [1—7]. Эти щелочные комплексы сопровождаются рудопроявлениями ряда полезных ископаемых: редких земель, фосфора, стронция, бария, флюорита, свинца. Настоящая статья посвящена детальному изучению состава рудоносных пород редкоземельно-свинцовых и редкоземельно-фосфорных проявлений. Для данной работы выполнен большой объем детальных минералого-петрографических и геохимических исследований при участии Е.А. Чернышевой. Оптические определения минеральных фаз, как правило, согласовывались с результатами рентгеноструктурного анализа, в чем большую помощь оказал А.Н. Сапожников. Все аналитические работы проведены в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО АН СССР аналитиками Г.С. Гормашевой, Л.Н. Матвеевой, О.А. Пройдаковой, З.М. Ложкиной, В.К. Халтуевой, С.К. Ярошенко; исследования на микрозонде "УСХА-733" проведены Л. Парадиной и Л. Соломоновой.

РЕДКОЗЕМЕЛЬНО-СВИНЦОВОЕ РУДОПРЯВЛЕНИЕ

Редкоземельно-apatитовое и редкоземельно-свинцовое рудопроявление расположено в восточной части комплекса Мушугай-Худук, в пределах рудоносного участка [6, 7] размером 150 x 600 м. Большая часть этого участка перекрыта рыхлыми песчано-глинистыми отложениями. В его центральной части прослеживаются субширотные гряды высотой до 1,5—2 м, сложенные характерными для жерловой фации комплекса стекловатыми туфобрекчиями и стеклами трахириодацитового состава, а также продуктами их изменения. К западу и юго-западу от этих гряд среди четвертичных отложений наблюдаются довольно частые развалы жил кремнисто-флюоритовых и карбонатно-кремнисто-флюоритовых пород. К востоку от указанных субширотных гряд на расстоянии до 400 м прослеживаются четвертичные отложения с редкими развалами кремнисто-флюоритовых пород, и лишь на восточном окончании участка вблизи выходов покровов щелочных эффузивов обнаружены небольшие обнажения измененных (осветленных) пирокластов и кремнисто-барит-флюоритовых пород.

Редкоземельно-свинцовое оруденение отмечается в пределах одной из субширотных гряд среди измененных образований жерловой фации (см. рисунок). Центральная часть этой гряды сложена рудоносными ярозит-кремнистыми породами с церусситом, слагающими тело линзовидной формы мощностью до 2 м при протяженности около 50 м. Простирается тело субширотное, падение северное под углами 65—85°. В западной части гряды это тело выклинивается, в восточной — перекрыто четвертичными рыхлыми отложениями (как и другие коренные породы).

Породы, вмещающие рудоносные ярозит-кремнистые метасоматиты, представлены осветленными и флюоритизированными туфобрекчиями, реже их неизмененными разностями или стеклами трахириодацитового состава. При этом с формированием ярозит-

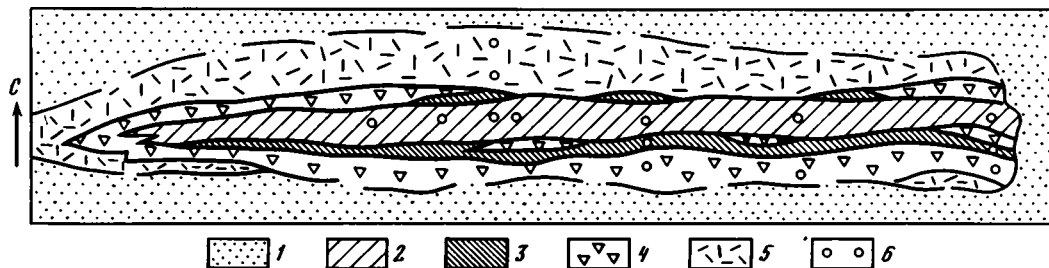


Схема геологического строения редкоземельно-свинцового рудопроявления Мүшугай-Худук

1 — четвертичные отложения; 2 — ярозит-кремнистые породы; 3 — ожелезненные пирокласты; 4 — осветленные пирокласты; 5 — туфобрекчии и стекла трахириодацитов; 6 — точки отбора проб

кремнистых пород тесно сопряжено ожелезнение ранее измененных пирокластов, прослеживающееся на расстояние до 1–1,5 м от контакта с рудоносными образованиями (в южной части гряды). Наиболее интенсивному ожелезнению прежде всего подвергаются флюоритизированные пирокласты. Выделяется прерывистая зона коричневых или красно-коричневых, интенсивно ожелезненных пирокластов мощностью до 0,5 м, почти непрерывно прослеживающихся в южном контакте ярозит-кремнистых пород. Подобные разности пирокластов более или менее обычны на северном контакте с рудоносными породами, но здесь они не образуют сплошной зоны и ярозит-кремнистые породы (как и в участке их выклинивания) контактируют с осветленными туфобрекчиями.

Контакты между ярозит-кремнистыми породами и интенсивно ожелезненными пирокластами всегда резкие, четкие, тогда как контакты между последними и осветленными туфобрекчиями постепенные. Эта разность пирокластов прослеживается непрерывной полосой (видимой мощностью до 4–5 м) в южной, западной и северо-западной частях гряды, выклинивается в ее северной части и вновь появляется на северо-востоке (см. рисунок). Отдельные реликтовые блоки осветленных туфобрекчий (в том числе заметно обогащенных флюоритом и баритом) встречаются среди интенсивно ожелезненных пирокластов. С другой стороны, среди осветленных туфобрекчий нередко реликты неизмененных темно-серых стекловатых туфобрекчий.

В целом тело, сложенное редкоземельно-свинцовыми рудами и сопряженными с ними породами, характеризуется асимметричным строением. Однако в его лежащем боку (южная часть гряды) фиксируется зональное строение (не столь отчетливо проявленное в висячем боку): ярозит-кремнистые породы—ожелезненные пирокласты—вещающие туфобрекчии (ранее измененные). Видимо, рудоносные породы и соответственно руды приурочены к зоне наиболее интенсивного преобразования вмещающих пород под воздействием флюидов.

В нескольких метрах к северу от рассмотренного выше рудопроявления (см. рисунок) наблюдается еще одна субширотная гряда (т. 30), в строении которой принимают участие стекловатые туфобрекчии и их осветленные разности, которые секутся мало-мощными жилами кремнисто-флюоритовых пород. В зоне контакта последних с пирокластами довольно широко проявлена флюоритизация с образованием флюоритизированных разностей пирокластов, обогащенных также баритом и опаловидным кремнеземом. Интенсивность флюоритизации пирокластов уменьшается по мере удаления от контакта с жильными кремнисто-флюоритовыми породами. Контакты между осветленными и флюоритизированными разностями пирокластов постепенные.

Здесь наблюдается формирование пород, предшествующего образованию редкоземельно-свинцовых руд (см. рисунок). Процессы последующего рудообразования и сопряженного с ним ожелезнения развиваются именно среди осветленных и флюоритизированных пирокластов, кремнисто-флюоритовых пород. Видимо, в структурном плане появление двух разновременных гидротермально-метасоматических процессов изменения пород жерловой фации в значительной мере совпадало.

Рудоносные ярозит-кремнистые породы — светло-желтые, пористые, туфоподобные, тонкозернистые до мелкозернистых, в небольших участках скопления зерен барита и церуссита — среднезернистые. В краевых частях тела наблюдаются разности с брекчиевидной текстурой, что связано с присутствием угловатых реликтов обломочного материала пирокластов, в основном нацело замещенных кварцевым, кремнистым или ярозит-кремнистым агрегатом. Основная масса породы образована тонкозернистыми агрегатами минералов группы кварца (45–60%) и мелкозернистым ярозитом (15–35%), слагающими 75–80% объема породы. Существенную роль в составе последней играет церуссит (7–13%), в заметных количествах отмечается барит (1,5–3%), иногда — флюорит (до 3–4%) и кальцит (до 1–2%), а также вторичный платтнерит. В незначительных количествах установлен пирролизит. Кроме того, в породе присутствуют калиевый полевой шпат, биотит, пироксен, апатит, циркон — реликтовые минералы пирокластов (в том числе из обломочного материала последних).

Ярозит в породе присутствует в виде двух разновидностей. Первая из них, явно преобладающая, образует плотные мелкозернистые агрегаты, окрашенные в коричневый цвет. Вторая разновидность ярозита, встречающаяся в значительно меньших количествах и развивающаяся по коричневому ярозиту, наблюдается в виде охристых агрегатов, окрашенных в желтый цвет. В табл. 1 приведены результаты химического анализа коричневого ярозита, согласно которым в структурной формуле минерала содержится 42% калиевого, 31% натриевого и 26% плюмбоярозитового минералов. Исследованиями на микрозонде установлено изоморфное вхождение свинца в ярозит. Минерал беден фосфором и особенно глиноземом, но обогащен фтором, редкими землями и кремнеземом, в последнем случае это, очевидно, связано с примесью кварца в анализировавшейся пробе. Редкими землями обогащен и вторичный желтый ярозит, в котором обнаружено 0,89% TR + Y (см. табл. 3).

Минералы группы кварца в рассматриваемых породах представлены опаловидной фазой, кристобалитом, тонкозернистым кварцем и, видимо, тридимитом. Все эти минералы обычно наблюдаются совместно в тесных сростаниях. Преобладает опаловидная фаза. В то же время кварц и особенно редкий тридимит подчинены кристобалиту. Опаловидная фаза окрашена в желтоватый цвет, рентгеноаморфна. Кристобалит представлен существенно неупорядоченным "опаловым кристобалитом" (по Флерке), который при нагревании до 900°С переходит в нормальный, более упорядоченный кристобалит. Кроме того, в ярозит-кремнистых породах в небольших количествах довольно обычен реликтовый кварц пирокластов в виде небольших обломков различной формы и размеров.

Церуссит, характерный породообразующий минерал ярозит-кварцевых пород, присутствует в них в виде зерен и призматических кристаллов размером от долей миллиметра до 0,4–0,5 см по удлинению. Макроскопически церуссит — розовый до бесцветного с сильным блеском, в шлифах — бледно-желтый до бесцветного. Часто отмечается развитие по церусситу черного землистого платтнерита. Кроме того, платтнерит слагает тонкие прожилки, а также отдельные мелкие выделения, более или менее равномерно распределенные в породе. Барит образует макроскопически желтоватые зерна и призматические кристаллы размером до 1–2 мм в поперечнике, довольно равномерно распределенные в породе. Исследованиями на микрозонде установлено изоморфное вхождение свинца в барит. Напротив, кальцит и флюорит распределены неравномерно. Для кальцита характерны мелкозернистые агрегаты неправильной формы, для флюорита — зерна и кристаллы размером до 0,5 мм в поперечнике, окрашенные в черно-фиолетовый цвет и в значительной части не просвечивающие в шлифах. Флюорит часто фиксируется в сростании с баритом.

Ожелезненные туфобрекчии — коричневые или красно-коричневые, неравномерно-зернистые, брекчиевидные, наследующие структурно-текстурный облик неизмененных пирокластов. Именно присутствие пластинок биотита, кристаллов полевого шпата, обломков последних и щелочных пород обуславливает их брекчиевидный облик. Характерно, что выделения реликтовых минералов обладают ровными и даже идиоморфными очертаниями, большей частью слабо затронуты вторичными изменениями. Слабо изменены и хорошо раскристаллизованные включения щелочных пород. Основная масса туфобрекчий и плохо раскристаллизованные обломки щелочных пород

почти полностью замещены коричневым или красно-коричневым кремнисто-гидрогетитовым (гематитовым) агрегатом. Гематит и гидрогетит слагают 25–50% объема породы. При этом резко преобладает гидрогетит, довольно равномерно распределенный в породе. Отмечается развитие гидрогетита по гематиту, как и последнего по редкому магнетиту пирокластов.

Наряду со скрытокристаллическим (преобладающим) гидрогетитом в породе наблюдаются другие его разновидности — почковидная натечная и мелкозернистая прожилковая. Возможно, что их образование связано с последующей перекристаллизацией скрытокристаллического гидрогетита. Кремневидный, халцедоновидный или тонкозернистый кварц, слагающий 20–35% объема породы, тесно ассоциирует с гематитом и гидрогетитом, обычно окрашен последним в коричневый или бурый цвет. В породе обнаружен и кристобалит. С этими минералами ассоциирует и пирролюзит, содержание которого в породе достигает 2%.

В ожелезненных туфобрекчиях в существенных количествах присутствуют флюорит (3–8%) и барит (1–4%). Флюорит образует идиоморфные кристаллы размером до 0,1 мм в поперечнике, окрашенные в фиолетовый, темно-фиолетовый и черно-фиолетовый цвета. В последнем случае минерал в шлифах не просвечивает. Характерны и зональные кристаллы флюорита с фиолетовым или темно-фиолетовым ядром и не просвечивающей черно-фиолетовой периферической частью. Черно-фиолетовый флюорит, несомненно, новообразованный, тогда как менее густо окрашенные разновидности, видимо, реликтовые. Барит отмечается в виде призматических кристаллов размером до 0,5 мм в поперечнике. Исследованиями на микрозонде установлено вхождение свинца в барит. Наряду с баритом иногда фиксируется редкий целестин — белые досчатые кристаллы.

Для рассматриваемых пород характерен вульфенит (до 0,5) в виде кристаллов размером до 1 мм по удлинению, окрашенных в желтый или желто-оранжевый цвет. В отдельных пробах (23/5, 23/8) также обнаружены единичные зерна церуссита. Изредка встречается ярозит.

В значительных количествах в породе присутствуют реликтовые щелочной полевошпат (20–40%) и биотит (3–4%); установлены также реликтовые кварц, магнетит, апатит, циркон. Выделения полевого шпата и биотита слабо затронуты изменениями, проявленными лишь в развитии по периферии пластинок и кристаллов, вдоль трещин в них — халцедоновидного кварца и гидрогетита. Реликтового кварца мало — это обломки зерен или округлые зерна. Как отмечалось ранее, интенсивному ожелезнению в основном подвергаются флюоритизированные, в меньшей мере осветленные разновидности пирокластов.

Флюоритизированные пирокласты в значительной степени наследуют текстурно-структурный облик туфобрекчий. Это брекчиевидные породы, содержащие большое количество обломков сиенит-порфиров, трахитов, трахириодацитов, полевого шпата и др. В них много новообразованного флюорита, барита, минералов группы кварца. Последние представлены халцедоновидным, тонкозернистым кварцем, опаловидной фазой и более редким кристобалитом, развивающимися, как и другие новообразованные минералы, в основной массе пирокластов.

Флюорит образует мелкие зерна и кристаллы, окрашенные в фиолетовый или темно-фиолетовый цвет и довольно равномерно распределенные в основной массе породы. Окраска барита от бесцветной (полупрозрачной) или молочно-белой до бурой, более распространенной. Широко варьирует и окраска вульфенита. Встречаются его разновидности, окрашенные в белый, сероватый, желтовато-бурый, ярко-желтый, зеленый цвета, а также почти прозрачные бесцветные кристаллы. Преобладают разновидности: белая с жемчужным блеском в изометричных таблитчатых кристаллах и ярко-желтая в мелких пластинках. Кроме того, во флюоритизированных брекчиях отмечаются редкие зерна целестина и церуссита, выделения ярозита. Более или менее характерен гидрогетит, нередко в тесном срастании с кремнистым веществом.

Осветленные туфобрекчии — светло-желтые до коричнево-желтых, плотные, брекчиевидные породы, в еще большей степени наследующие структурно-текстурный облик неизмененных пирокластов и содержащие в тонкозернистой (участками мелкозернистой) основной массе многочисленные слабо измененные обломки пород, кристаллов щелочного полевого шпата, а также пластинки биотита. В основной массе наблюдается в целом слабое развитие халцедоновидного или тонкозернистого кварца в агрегатах неправильной или прожилковой формы. Обычны гидроокислы железа, изредка фик-

Таблица 1

Химический состав пород (в вес. %) редкоземельно-свинцового рудоносного участка

№ пробы	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
1985н	Ярозит-кремнистые	43,21	0,35	0,76	10,88
10	породы с церусситом	41,15	0,25	0,80	14,04
23/7	То же	35,50	0,38	1,00	16,30
23/4	"	47,20	0,57	0,70	6,55
23/1	"	49,94	0,43	0,26	5,37
23/2	Ожелезненные туфо- брекчии	43,96 37,98	0,40 0,61	8,10 7,90	20,36 35,94
23/5	То же	40,18	0,36	8,10	29,33
23/8	"	41,11	0,43	8,50	24,50
23/10	"	53,84	1,06	10,20	10,00
23/9 ^{2*}					
23/3	Осветленные туфо- брекчии	69,58 69,20	0,86 0,72	12,20 10,80	1,30 1,30
30/1	То же	64,24	0,73	12,70	1,72
30/3	"	69,46	0,51	13,80	1,66
30/2	Стекловатые туфо- брекчии	64,14 67,72	0,60 0,80	15,00 14,20	3,49 2,22
1908	Стекла трахириода- цита	67,32 69,04	0,42 0,44	11,87 12,05	1,67 0,62
1909					
30/6	Кремнисто-флюори- товые породы	29,08 18,22	0,12 0,18	Не обн. 0,20	2,80 1,80
30/9					
30/5	Флюоритизированные туфобрекчии	56,27 42,71	0,52 0,27	10,40 5,15	2,20 5,40
30/8					
10	Ярозит	2,96	0,20	0,03	43,77

Таблица 1 (окончание)

№ пробы	Порода	PbO	TR ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O
1985н	Ярозит-кремнистые	13,57	4,40	0,94	0,41
10	породы с церусситом	10,77	4,97	1,09	0,75
23/7	То же	12,42	4,90	1,23	0,28
23/4	"	18,31	3,73	0,64	0,20
23/1	"	19,44	4,36	0,57	0,28
23/2	Ожелезненные туфо- брекчии	0,98 0,71	1,84 0,60	2,10 0,98	3,54 4,21
23/5	То же	0,63	1,84	2,00	3,24
23/8	"	0,56	2,06	2,16	3,57
23/10	"	0,42	2,96	2,29	4,26
23/9 ^{2*}					
23/3	Осветленные туфо- брекчии	0,22 0,56	0,17 0,22	1,78 2,79	7,52 5,28
30/1	То же	0,028	0,39	1,60	9,03
30/3	"	0,018	0,13	3,38	6,02
30/2	Стекловатые туфо- брекчии	0,036 0,028	0,23 0,14	3,46 3,32	6,83 6,54
1908	Стекла трахириода- цита	— —	— —	1,65 1,67	7,87 8,09
1909					
30/6	Кремнисто-флюори- товые породы	0,38 0,20	3,19 3,40	0,20 0,22	0,08 0,10
30/9					
30/5	Флюоритизированные туфобрекчии	0,25 0,81	1,50 5,32	3,38 0,80	7,69 3,19
30/8					
10	Ярозит	5,40	0,55	1,98	4,16

* С учетом F₂ ≈ 0.

¹ Разность, переходная между гематитизированными и осветленными туфобрекчиями.

² П.п.п.

⁴ S_{общ}.

	FeO	MnO	MgO	CaO	SrO	BaO
	0,46	0,02	0,29	4,52	0,20	2,16
	0,54	0,01	0,23	4,04	0,13	1,86
	0,27	0,02	0,18	4,20	0,20	1,74
	He обн.	0,02	0,32	4,70	0,22	1,46
	0,07	0,01	0,14	3,05	0,21	1,77
	He обн.	1,51	0,27	4,07	0,24	4,14
	0,09	0,26	0,23	1,82	0,16	0,62
	0,27	0,10	0,32	3,32	0,22	2,65
	0,27	0,03	0,23	4,65	0,25	3,27
	He обн.	0,02	0,34	4,32	0,20	2,64
	0,72	0,01	0,17	0,91	0,33	0,42
	0,81	0,01	0,50	1,06	0,22	1,17
	0,79	0,06	0,53	3,48	0,18	0,27
	0,36	0,04	0,54	0,84	0,19	0,14
	0,50	0,03	0,76	1,38	0,21	0,17
	0,72	0,05	0,56	0,76	0,20	0,14
	1,15	0,37	0,55	3,26	0,22	—
	1,29	0,08	0,52	2,48	0,18	—
	He обн.	0,04	0,06	40,92	0,18	2,70
	"	0,12	0,10	47,78	0,21	4,42
	"	0,08	0,64	9,40	0,20	0,90
	"	0,03	0,33	19,98	0,28	1,64
	—	0,01	0,14	0,47	0,05	He обн.

	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	CO ₂	SO ₃	F	Сумма*
	0,83	4,56	4,08	7,42	2,30	100,39
	1,12	4,88	3,38	8,30	2,10	99,53
	1,20	6,11	3,65	9,18	2,05	100,15
	0,49	4,22	4,91	4,34	2,10	99,80
	0,35	3,54	4,86	3,65	2,18	99,56
	0,29	4,12	0,43	2,07	3,35	100,36
	0,34	6,08	0,12	0,31	1,03	99,56
	0,39	4,32	0,49	1,26	2,50	100,47
	0,35	3,81	0,44	1,77	3,27	99,86
	0,33	3,74	0,54	1,49	3,15	100,47
	0,23	2,51	0,27	0,63	0,08	99,88
	0,26	2,57	0,50	1,47	0,20	99,56
	0,29	2,05	He обн.	0,14	2,21	99,51
	0,25	1,90	0,10	0,01	0,25	99,50
	0,29	2,12	0,21	0,04	0,45	99,76
	0,22	1,86	0,09	0,05	0,27	99,78
	0,15	2,46 ^{3*}	—	0,11 ^{4*}	2,00	100,01
	0,12	2,42 ^{1*}	—	0,05 ^{4*}	1,50	99,74
	0,42	1,05	0,88	2,18	27,70	100,32
	0,52	0,94	0,81	3,08	31,50	100,54
	0,44	1,41	0,57	0,55	5,75	99,80
	1,42	2,48	1,23	1,41	13,00	100,01
	0,49	10,38	—	28,81	0,55	99,73

сируются флюорит и барит, роль которых заметно возрастает вблизи контакта с ожелезненными туфобрекчиями.

Неизменные туфобрекчии — темно-серые до черно-серых плотные породы, содержащие большое количество обломочного материала, заключенного в стекловатой или полустекловатой основной массе трахириодацитового состава. Обломочный материал, слагающий не менее 50% объема породы, представлен субщелочными трахитами, трахириодацитами, сиенит-порфирами (в том числе кварцевыми), щелочным полевым шпатом, биотитом. Аксессуары — циркон, апатит, магнетит.

Петрохимическая и геохимическая характеристика пород

Химические составы пород приведены в табл. 1, их редкоземельная характеристика — в табл. 2, 3.

Ярозит-кремнистые породы заметно варьируют по химическому составу, прежде всего в отношении кремнезема, окисного железа, свинца, воды и сульфатной серы, что отражает изменчивость соотношения основных породообразующих минералов — ярозита, церуссита и минералов группы кварца. Устанавливается четкая положительная корреляция между содержаниями в породе окисного железа, с одной стороны, и сульфатной серы, воды, фосфора, глинозема, щелочей, с другой стороны, что указывает на вхождение указанных компонентов в состав ярозита. Однако устанавливается несоответствие между содержаниями глинозема, натрия и фосфора в породе и в преобладающем коричневом ярозите (см. табл. 1, проба 10). Породы оказываются явно богаче этими элементами и характеризуются преобладанием натрия над калием ($K_2O/Na_2O = 0,23-0,69$). Можно допустить, что это связано со спецификой состава позднего ярозита или присутствием в породе иных фаз, в том числе реликтовых полевого шпата и апатита. Однако реликтовых минералов в породе мало, и указанное несоответствие еще требует своего объяснения.

“Компоненты ярозита” отрицательно коррелируются с кремнеземом — обогащение пород минералами группы кремнезема сопровождается уменьшением в них количества ярозита. При этом в целом накапливается свинец, максимальное количество которого фиксируется в пробах, особенно богатых кремнеземом. Характерно, что прослеживается явная тенденция в одновременном обогащении кремнеземом и свинцом центральной части тела ярозит-кремнистых пород (см. рисунок, табл. 1). В ярозит-кремнистых породах установлены аномально высокие концентрации свинца — до 18,3%, в среднем 15,7%.

Выявляется положительная связь между концентрациями свинца и углекислоты, но она выражена не слишком отчетливо. Это обусловлено как вхождением части углекислоты в состав кальцита, так и замещением церуссита платтнеритом и изоморфным вхождением части свинца в ярозит и барит. В ярозите накапливается около 12%, а в платтнерите — до 15% свинца породы.

Существенные вариации наблюдаются и в химическом составе *ожелезненных пирокластов* (см. табл. 1), главным образом в отношении содержаний кремнезема, окисного железа, кальция, марганца, бария, воды, сульфатной серы, фтора, что отражает изменчивость состава пород в отношении таких породообразующих минералов, как гидрогетит (гематит), кварц, флюорит, барит, пиролюзит. Устанавливается положительная корреляция окисного железа с водой, очевидно, связанных в гидрогетите.

Обогащение пород окисным железом (гидрогетитом и гематитом) сопровождается обеднением их кремнеземом, кальцием и фтором (флюоритом), барием и сульфатной серой (баритом). Подобное соотношение между окисным железом и кремнеземом, видимо, в первую очередь, касается кремнезема, входящего в состав новообразованных минералов группы кварца. Это подчеркивается небольшими вариациями концентраций глинозема, магния, окисного железа и $Na_2O + K_2O$, что указывает на незначительную изменчивость содержания в породах реликтовых щелочного полевого шпата и биотита. В отличие от ярозит-кремнистых пород в рассматриваемых образованиях K_2O всегда преобладает над Na_2O ($K_2O/Na_2O = 1,6-4,3$).

Ожелезненные туфобрекчии обогащены свинцом (до 1% PbO), входящим в состав вульфенита, частично — церуссита и барита. Четких корреляционных связей между количеством свинца и других петрогенных элементов в породе не фиксируется. Однако обращает на себя внимание тот факт, что, как и в случае ярозит-кремнистых пород,

максимальное накопление свинца происходит в разностях, наиболее обогащенных кремнеземом, причем свободным кремнеземом (минералами группы кварца).

Рассматриваемые породы по сравнению с другими образованиями рудопроявления аномально обогащены цинком. В них содержится 0,13–0,25, в среднем 0,18% Zn (см. табл. 2). Отмечается положительная связь цинка с железом.

Железные пирокласты во многом наследуют черты химизма *флюоритизированных туфобрекчий*. Это выражается в относительной обогащенности пород фтором и кальцием (флюоритом), барием и сульфатной серой (баритом), а также кремнеземом, глиноземом, щелочами (реликтовым материалом туфобрекчий). Для сравниваемых пород характерно резкое преобладание окисного железа над закисным, одинаковое или близкое концентрирование свинца в одних и тех же фазах, максимальное накопление цинка (по сравнению с другими породами участка). Флюоритизированные пирокласты отличаются более высоким содержанием фтора и кальция и меньшим — окисного железа, воды, цинка и молибдена.

Химический состав флюоритизированных пирокластов значительно варьирует, что связано с неравномерной флюоритизацией туфобрекчий, интенсивность которой заметно уменьшается по направлению к осветленным туфобрекчиям. Поэтому слабо флюоритизированные разности последних по химическому составу приближаются к осветленным пирокластам, в значительной мере наследуя главные особенности химизма вмещающих пород.

Осветленные туфобрекчий по химическому составу наиболее близки к неизменным туфобрекчиям (см. табл. 1). Прежде всего это выражается в сопоставимых концентрациях кремнезема, глинозема, щелочей (особенно калия), а также магния и закисного железа — компонентов, играющих главнейшую роль в составе основной массы и обломочного материала вмещающих пирокластов. Как и последние, осветленные туфобрекчий относительно обеднены окисным железом и летучими компонентами. Однако они еще беднее окисным железом и железом вообще (почти в 2 раза). Отдельные разности осветленных туфобрекчий заметно обогащены барием и сульфатной серой, кальцием и фтором, а также свинцом и по химизму приближаются к слабо флюоритизированным пирокластам. Осветленные туфобрекчий, практически не затронутые флюоритизацией, бедны летучими компонентами и по концентрации свинца вполне сопоставимы с неизменными породами жерловой фации (см. табл. 2).

Стекла трахириодацита в среднем содержат 380 г/т Pb, а неизменные туфобрекчий — 260 г/т. По сравнению с другими щелочными породами комплекса Мущугай-Худук они максимально обогащены свинцом. В покровных трахириодацитах и субщелочных трахитах, например, в среднем содержится только по 71 г/т Pb [6]. Возможно, это свидетельствует об определенной геохимической особенности пород жерловой фации и накоплении свинца еще на ранних стадиях ее формирования.

Жильные кремнисто-флюоритовые породы резко обогащены кальцием и фтором (флюоритом), но даже по сравнению с флюоритизированными пирокластами заметно обеднены кремнеземом и особенно глиноземом и щелочами. При этом в них натрий преобладает над калием. Характерная черта химизма жильных пород — значительное концентрирование сульфатной серы, бария, р.з.э., свинца (см. табл. 1, 2).

Процесс формирования жильных пород и флюоритизации пирокластов в целом сопровождается значительным выносом кремнезема (при увеличении "свободной" кремнекислоты), глинозема, щелочей и привносом кальция, бария, фтора, сульфатной серы, углекислоты, р.з.э., свинца, фосфора, возрастанием роли окисного железа по отношению к закисному. Одновременно фиксируется резкое обеднение новообразований литием, рубидием и обогащение — цинком и молибденом. В то же время концентрации стронция и олова практически не меняются.

Максимальное накопление р.з.э., свинца и цинка происходит не в жильных кремнисто-флюоритовых породах, а в зоне флюоритизированных брекчий, причем в ее части, наиболее интенсивно измененной и примыкающей к жильным образованиям. Именно здесь (см. табл. 1–3, пр. 30/8) установлены самые высокие количества р.з.э. (до 4,64%), свинца (до 0,86%) и цинка (до 400 г/т). Концентрирование этих элементов уменьшается как в жильных породах, так и слабо флюоритизированных пирокластах (например, пр. 30/5, см. табл. 1, 3). В жильных породах присутствует до 2,96% TR + Y, до 0,37% Pb, до 360 г/т Zn (в среднем 128 г/т), в слабо флюоритизированных пирокластах — 1,3% TR + Y, 0,23% Pb, 150 г/т Zn. Однако жильные породы максимально

Таблица 2

**Среднее содержание ряда редких элементов
в породах редкоземельно-свинцового рудоносного участка***

Порода	Li	Rb	Sr	Ba	Co	Ni
Ярозит-кремнистые породы с церусситом	4	7	0,18	1,69	1	1
Ожелезненные туфобрекчии	31	111	0,20	2,38	2,2	2,0
Осветленные туфобрекчии	135	240	0,20	0,40	2,0	2,3
Неизменные туфобрекчии	118	233	0,18	0,14	2,0	2,2
Стекла трахириодацита	176	428	0,17	—	2,4	2,5
Кремнисто-флюоритовые породы	17	1	0,17	3,19	—	—
Флюоритизированные туфобрекчии	121	236	0,21	1,42	—	—

*Стронций, барий, свинец и р.з.э. — в вес.%, остальные элементы — в г/т.

Таблица 3

**Содержание индивидуальных р.з.э. (в г/т) в породах
редкоземельно-свинцового рудоносного участка**

№ пробы	Порода	La	Ce	Pr	Nd	Sm
10	Ярозит-кремнистые породы с церусситом	17000	20000	1900	5100	550
23/1	То же	14000	17000	2200	3700	390
23/4	"	12500	14000	1300	3200	520
23/7	"	15000	20000	2600	3400	580
1985н	"	15000	17000	1700	3400	410
23/2	Ожелезненные туфобрекчии	6700	6800	760	1150	165
23/5	То же	2100	2200	240	500	52
23/8	"	6200	7200	900	1150	135
23/10	"	7000	8000	1000	1200	230
23/9	"	9200	12000	1600	2000	260
23/3	Осветленные туфы	500	700	90	120	25
23/6	То же	670	830	100	140	29
30/1	"	1300	1500	160	290	52
30/3	"	350	460	50	145	27
30/7	"	950	1050	120	220	43
30/2	Неизменные туфы	530	1000	200	200	30
30/4	То же	250	600	120	150	25
852	Стекла трахириодацита	1100	1200	100	390	46
30/6	Кремнисто-флюоритовые породы	12000	12000	1500	1300	250
30/9	То же	13000	13000	1600	1200	210
30/5	Флюоритизированные туфы	5000	6000	600	900	160
30/8	То же	17000	20000	2500	5000	520
10	Коричневый ярозит	1800	2100	400	430	—
10	Желтый ярозит	3800	3800	450	650	—
10	Церуссит	190	160	—	55	—
10	Кристаллит	8000	11000	1050	2200	200
30/8	Барит	8000	10000	1100	2200	200

	Cr	V	Cu	Mo	Rb	Zn	Sn	TR + Y
He обн.	18	43	78	15,7	42	5,0	4,69	
"	65	10	130	0,68	1800	4,6	1,62	
4,2	42	5	10	0,106	74	3,3	0,21	
6,4	40	5	2	0,026	66	3,5	0,16	
7,3	33	—	—	0,038	96	4,6	0,30	
—	—	—	173	0,27	128	—	2,86	
—	—	—	53	0,52	270	3,3	2,97	

	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Y	ΣCe/ΣY	TR + Y
	80	160	100	11	10	27	360	67	45298
	65	140	41	8	10	11	340	68	37905
	82	170	85	21	28	17	450	41	32373
	130	200	77	23	28	26	500	49	42564
	78	150	68	18	16	15	380	58	38235
	30	64	34	—	—	17	310	37	16030
	5,3	21,5	—	—	—	12	115	34	5246
	27	65	—	—	—	21,5	290	42	15989
	43	81	58	—	19	19	300	37	17950
	75	87	44	11	26	22	400	43	25725
	3	8	5	—	5	6	22	34	1490
	3	8	5	—	8	14	77	16	1878
	13	19	18	—	—	6,5	70	29	3428
	7	10	—	—	—	4,7	46	17	1100
	11	15	11	—	5	6,0	60	25	2491
	5	10	10	—	5	5,4	53	24	2048
	4	8	—	—	—	3,7	43	22	1201
	7,6	12	12	—	8	5,7	91	—	2972
	53	—	62	15	20	20	450	48	27670
	45	—	68	—	—	18	440	55	29581
	38	45	38	9	14	16	220	37	13040
	150	240	120	37	50	41	690	38	46348
	—	—	—	—	—	6,5	70	—	4806
	—	—	—	—	—	13	160	—	8873
	—	—	—	—	—	5	37	—	447
	55	—	—	—	—	—	350	—	22985
	85	—	—	—	—	—	400	—	21985

обогащены молибденом (110–210 г/т), а также барием. В интенсивно флюоритизированных пирокластах обнаружено 66 г/т Мо, а в слабо флюоритизированных разностях — 40 г/т Мо.

Освещение туфобрекчий практически не приводит к изменению концентрирования лития, рубидия, стронция, элементов группы железа, меди, олова. Незначительно и изменение содержаний других редких элементов — бария, молибдена, отчасти свинца, цинка и р.з.э. (см. табл. 2).

Геохимические особенности более позднего процесса, приводящего к образованию рудоносных ярозит-кремнистых пород, следующие.

1. Дальнейшее накопление сульфатной серы, свинца, углекислоты, главным образом концентрирующихся в зоне ярозит-кремнистых пород, соответственно в церуссите (а не вульфените) и ярозите. Только часть, причем меньшая, сульфатной серы здесь входит в состав барита. Во внешней зоне ожелезнения флюоритизированных пирокластов, наоборот, сера в основном связана в барите, а свинец — в вульфените.

2. Значительный привнос железа (в окисной форме) и воды, накапливающихся в двух указанных выше зонах. При этом железо максимально концентрируется во внешней зоне в виде гидрогетита и гематита, в меньшей степени — во внутренней зоне ярозит-кремнистых пород — в ярозите. Соответственно происходит и фазовое распределение воды.

3. Вынос глинозема, щелочей, хрома, никеля, кобальта, которые в минимальных количествах обнаружены во внутренней зоне. Это же касается компонентов флюорита (кальция и фтора) и бария. Однако флюорит и барит вмещающих пород на фоне их растворения остаются устойчивыми в новых парагенетических ассоциациях (унаследованные парагенные минералы), в том числе и внутренней зоны. В связи с этим даже в ярозит-кремнистых породах фиксируются повышенные содержания кальция, фтора, бария. Что касается щелочей, то отмечается преимущественный вынос калия. Если в зоне ожелезнения калий преобладает над натрием (как и во вмещающих породах), то в ярозит-кремнистых, наоборот, натрия больше, чем калия (в среднем $K_2O/Na_2O = 0,44$).

4. Перераспределение р.з.э., цинка и молибдена. С учетом объемов, занимаемых породами, в интенсивно флюоритизированных туфобрекчиях и кремнисто-флюоритовых породах в среднем содержится 4,49% TR + Y, 280 г/т Zn, 97 г/т Мо, а в продуктах последующего их изменения — 4,39% TR + Y, 274 г/т Zn, 88 г/т Мо. Эти количества редких элементов очень близки и нет необходимости говорить об их заметном привносе или выносе, а, скорее всего, надо полагать именно их перераспределение. Вероятно, таково поведение и ванадия. Если р.з.э. преимущественно накапливаются во внутренней зоне ярозит-кремнистых пород, то молибден и особенно цинк — в зоне ожелезнения пирокластов.

Особо следует отметить поведение кремнезема при формировании рудоносных ярозит-кремнистых пород. Флюоритизированные пирокласты, их ожелезненные разности и ярозит-кремнистые породы в среднем содержат близкие количества кремнезема — 41–43% (чуть больше в ярозит-кремнистых породах). По этим данным трудно полагать привнос кремнезема. Однако кремнисто-флюоритовые породы явно беднее этим компонентом (в среднем около 24%). Поэтому можно предположить некоторый привнос кремнезема с накоплением его в зоне ярозит-кремнистых пород. Подтверждением этого служат приведенные выше данные, свидетельствующие о тенденции к обогащению кремнеземом и соответственно минералами группы кварца (в диапазоне 35–50% SiO_2) внутренних частей зоны ярозит-кремнистых пород. Характерно, что одновременно фиксируется явное накопление свинца (от 10 до 18%) в виде церуссита. Если сделанное предположение верно, то вполне вероятно ожидать в тыловых частях этой зоны пород, еще более богатых свинцом и минералами группы кварца.

Редкоземельные элементы в породах рудопроявления

Важной геохимической особенностью процессов изменения пород жерловой фации является значительный привнос р.з.э., максимальное накопление которых происходит в зонах интенсивной флюоритизации туфобрекчий (4,63% TR + Y) и в ярозит-кремнистых породах с церусситом (3,24–4,85% TR + Y, в среднем 4,69%). Высока концентрация р.з.э. в кремнисто-флюоритовых породах (2,77–2,96% TR + Y) и даже в ожелезнен-

ных пирокластах (0,53–2,6% TR + Y, в среднем 1,62%) . В осветленных туфобрекчиях установлено 0,11–0,34% TR + Y, в среднем 0,21%. Это несколько выше, нежели в неизмененных пирокластах (в среднем 0,16% TR + Y) .

Как отмечалось выше, значительный привнос р.з.э. происходит при формировании пород, обогащенных флюоритом, и, видимо, эти р.з.э. в дальнейшем при образовании ярозит-кремнистых пород и сопряженных с ними зон ожелезнения перераспределяются, в большей степени накапливаясь в ярозит-кремнистых породах.

Для всех типов пород рудопроявления характерно резкое преобладание легких лантаноидов над тяжелыми и иттрием: $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y} = 16\text{--}68$ (см. табл. 3) . В наибольшей степени это преобладание проявлено в ярозит-кремнистых ($\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y} = 41\text{--}68$, в среднем 60) и кремнисто-флюоритовых породах ($\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y} = 48\text{--}55$, в среднем 52) . Следовательно, относительная роль легких лантаноидов максимальна во внутренних зонах гидротермально-метасоматических изменений. Весьма близки по величине рассматриваемого отношения ожелезненные и флюоритизированные пирокласты, для которых оно соответственно равно 34–43 (в среднем 38) и 37–38 (в среднем 38) . Меньшее значение $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y} = 16\text{--}34$ (в среднем 24) характерно для осветленных пирокластов, что близко к этой величине для неизмененных туфобрекчий ($\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y} = 22\text{--}24$) .

Породы рудоносного участка селективно обогащены наиболее легкими лантаноидами — церием и лантаном (см. табл. 3) , на которые от суммы TR + Y в среднем приходится 80–88%, в том числе 43,7–44,8% (до 47%) составляет церий и 36,0–43,7% (до 44%) — лантан. В неизмененных туфобрекчиях относительное концентрирование этих элементов проявлено в меньшей мере (в среднем 49,4% Ce и 24% La, около 73% Ce + La) . Преобразования туфобрекчий, приводящие к формированию пород, обогащенных флюоритом, сопровождаются уменьшением относительной роли церия и повышением — лантана. При этом последняя тенденция проявлена резко, так что суммарная роль этих двух лантаноидов увеличивается — от 73% в неизмененных туфобрекчиях до 88% в кремнисто-флюоритовых породах. Во флюоритизированных пирокластах в среднем $(\text{Ce} + \text{La}) / (\text{TR} + \text{Y}) = 82,6\%$, а в осветленных пирокластах — 79,8%.

Фиксируется закономерное возрастание относительной роли лантана по направлению от неизмененных туфобрекчий до жильных кремнисто-флюоритовых пород, в которых в среднем $\text{La}/(\text{TR} + \text{Y}) = 43,7\%$ (против 24% во вмещающих породах и 36–38% — в осветленных и флюоритизированных пирокластах) . В то же время относительная роль церия практически одна и та же во всех продуктах изменения пород жерловой фации — в среднем $\text{Ce}/(\text{TR} + \text{Y}) = 43,7\text{--}44,6\%$ (против 49,4% в неизмененных туфобрекчиях) . Возрастание роли лантана в спектре р.з.э. сопровождается закономерным увеличением отношения La/Ce, которое для туфобрекчий в среднем равно 0,48, для осветленных и флюоритизированных пирокластов — соответственно 0,81 и 0,84, а для кремнисто-флюоритовых пород — 1,00.

В рудоносных ярозит-кремнистых породах и сопряженной с ними зоне ожелезнения пирокластов относительная роль церия и лантана очень близка к таковой во флюоритизированных туфобрекчиях. Однако намечаются тенденции в поведении этих элементов, обратные отмеченным при формировании пород, обогащенных флюоритом. Это выражается в незначительном увеличении относительной роли церия (в среднем от 44 до 45%) и уменьшении лантана (в среднем от 83 до 82%) и лантан-цериевого отношения (в среднем от 0,89 до 0,84) при переходе от ожелезненных пирокластов к ярозит-кремнистым породам.

Несмотря на весьма высокую концентрацию р.з.э. в гидротермально-метасоматических породах, в них пока не обнаружены собственные минералы-концентраторы р.з.э. Повышенные содержания этих элементов отмечаются во многих породообразующих минералах (см. табл. 3) . В ярозитах разных генераций установлено 0,48–0,89% TR + Y, в кристаллите — 2,29%, в барите — до 2,2% TR + Y. Однако эти данные не позволяют полностью определить характер концентрирования р.з.э., значительная их часть не входит в указанные фазы (например, пр. 10, см. табл. 3) .

Исследования на микрозонде позволяют заключить, что р.з.э. входят изоморфно в состав барита, ярозита, флюорита и вульфенита. Основная масса р.з.э. связана с субмикроскопическими (от 5×10 до 10×30 мкм) обособлениями в самых различных фазах. В этих обособлениях концентрации р.з.э. сопоставимы с таковыми в бастнезите, использовавшемся в качестве эталона сравнения. В подобных обособлениях исследовался спектр р.з.э. и других элементов породы. Во всех случаях в значительных ("баст-

незотоновых") количествах выявлен церий, тогда как для лантана иногда не характерны столь высокие содержания. В ярозит-кремнистых породах (см. табл. 3, пр. 10) в редкоземельных обособлениях (5 × 10 мкм) обычны алюминий, кремний, фосфор, кальций, стронций, свинец, сера и хлор. Учитывая это, можно предположить, что указанная субмикроскопическая фаза имеет состав одного из минералов группы флоренсита, которые, кстати, изоструктуры с ярозитом.

В исследованных на микрозонде флюоритизированных пирокластах (пр. 30/8) выделения субмикроскопической фазы несколько большие (10 × 30 мкм). В ней обычны кремний, кальций, стронций, часто фтор и фосфор. Пока сделать какие-либо предположения о составе этой фазы не представляется возможным.

Поскольку редкоземельная фаза в основном образует включения в других минералах, не фиксируется ее исключительного накопления в тяжелой или легкой фракции пород, хотя последняя содержит почти в 2 раза больше р.з.э. Проведено определение р.з.э. в продуктах химического фазового анализа. Последовательно были получены (пр. 10) водная, уксуснокислая и солянокислая вытяжки. Отмечено преимущественное концентрирование р.з.э. (~3%) в кислотных вытяжках, тогда как в водной вытяжке (< 0,03%) и нерастворимом остатке (около 0,1%) р.з.э. не накапливались. Отсюда можно заключить, что в ярозит-кремнистых породах почти нет водорастворимых фаз р.з.э., так же как и фаз, нерастворимых в указанных выше кислотах.

Таким образом, в комплексе Мушугай-Худук в пределах одного из участков развития пород жерловой фации обнаружен довольно широкий набор рудоносных пород, одновременно обогащенных р.з.э. и свинцом, в том числе в промышленно интересных концентрациях. Здесь установлены два типа гидротермальных образований. Первый из них, более ранний, связан с формированием жильных кремнисто-флюоритовых пород (вообще довольно обычных для рассматриваемого комплекса) и сопряженных с ними зон флюоритизации пирокластов. Этот процесс приводит к накоплению в породах, обогащенных флюоритом, значительных количеств р.з.э. (до 4,6%) и существенных — свинца (до 1%), главным образом в виде вульфенита. Второй тип (более поздний) гидротермальных образований представлен рудоносными ярозит-кремнистыми породами и сопряженными с ними зонами ожелезнения пирокластов, в том числе ранее флюоритизированными. Ярозит-кремнистые породы аномально обогащены свинцом (церусситом) и в значительных количествах — р.з.э. (до 4,5%).

Отмечается много общих черт в вещественном составе рассматриваемых образований. Это выражается в их обогащенности сульфатной серой, фтором, барием, р.з.э., свинцом. Все они характеризуются близкими спектрами р.з.э. с резким преобладанием легких лантаноидов — церия и лантана. Однотипно в них и концентрирование р.з.э. в субмикроскопической, "распыленной" фазе. Многие черты химизма рудоносных пород изучавшегося участка вообще присущи различным гидротермально-метасоматическим образованиям комплекса Мушугай-Худук [6]. В последних повсеместно фиксируется повышенная концентрация р.з.э., фтора, свинца, часто бария и сульфатной серы. Особенно это касается пород, обогащенных флюоритом, в которых (в среднем для комплекса) содержится 2,8% Ba, 0,17% Pb, 1,9% TR + Y. Характерно, что другие рудоносные образования комплекса также часто пространственно связаны с проявлениями жерловой фации.

Приведенные данные свидетельствуют о генетическом единстве обнаруженных рудоносных пород с другими рудоносными образованиями комплекса Мушугай-Худук. Редкоземельно-свинцовое оруденение, очевидно, формировалось в процессе низкотемпературной гидротермальной деятельности на заключительной стадии вулканической деятельности.

РЕДКОЗЕМЕЛЬНО-ФОСФОРНЫЕ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ

Апатит-магнетитовые породы довольно обычны в комплексе Мушугай-Худук [1, 2, 6, 7]. Они наблюдаются в виде изометричных штокообразных (?) тел, обломков в рудной брекчии сложного состава и слагают многочисленные жильные тела, приуроченные главным образом к эндо- и экзоконтактовым частям массивов сиенитов и шонкинит-порфиоров.

Макроскопически это бурые зернистые породы; в штокообразных телах преобладают средне- до гигантозернистых, в жильных — средне- до мелкозернистых разновидности.

пород. Количественные соотношения главных минеральных составляющих — апатита и магнетита — широко варьируют: и в штокообразных телах, и в жилах наблюдаются участки, почти целиком состоящие из сливного или гигантокристаллического магнетита или, напротив, сложенные преимущественно мелко- и среднезернистым апатитом. Помимо апатита и магнетита, породы содержат флогопит и ортоклаз, однако обычно они составляют не более 10% объема породы, а в некоторых разностях пород отсутствуют или отмечаются изредка. Из акцессорных минералов в породах присутствует циркон.

Апатит-магнетитовые породы почти повсеместно были затронуты более поздними процессами, в том числе гипергенными. Характер преобразований первичных апатит-магнетитовых пород, их структурные и минералогические особенности изучены пока недостаточно детально на всех рудоносных участках, поэтому ниже подробно рассматривается лишь наиболее интересный в практическом отношении рудоносный участок — тело Апатитовое, а для остальных дается только краткое описание специфических особенностей руд.

Редкоземельно-apatитовые руды тела Апатитового. Это рудопроявление также расположено в восточной части комплекса Мушугай-Худук [2, 6]. Специфической чертой этого участка является пространственная обособленность существенно апатитовых и магнетитовых пород, очевидно, в целом формировавшихся одновременно и представляющих генетически единое целое. Основную роль в строении участка играют апатитовые породы, слагающие крупный холм высотой до 5–6 м (главное тело), и два небольших обнажения, которые, по-видимому, являются частью штока размером ~30 X X 70 м [6]. К центральной части этого штока тяготеют анхимономинеральные магнетитовые породы, слагающие обособленное тело у подножия холма. Контакты между магнетитовыми и апатитовыми породами отчетливые, довольно резкие. Однако в зоне мощностью 10–20 см фиксируется некоторое обогащение магнетитовых пород апатитом.

Падение трахитоидности в апатитовых породах ориентировано к северному подножию холма под углами 45–80°, выполаживаясь в северной части главного тела. Направление трахитоидности меняется от северо-западного в западной части главного тела до северо-восточного и юго-западного в восточной части участка. Контакты апатитовых пород, как и магнетитовых, с вмещающими породами не обнажены и повсеместно перекрыты рыхлыми четвертичными отложениями. К северу, в непосредственной близости от главного тела, наблюдается небольшой шток порфириовидных сиенитов, а к западу и востоку — разрозненные выходы верхнепалеозойских липаритов.

В южной части главного тела апатитовые породы сильно изменены, загипсованы. Отдельные гипсовые прожилки встречены среди апатитовых пород в западной части этого тела. Кроме того, в юго-восточной части главного тела апатитовые породы включают линзовидное тело сильно гематитизированных среднезернистых магнетитовых пород (мощностью до 15 см).

Апатитовые породы окрашены в коричнево-желтый до коричневого цвет, имеют трахитоидную, флюидальную, реже гипидиоморфнозернистую структуру. Участками отмечается интерстициальная структура благодаря неравномерному распределению в породе мелкозернистого магнетита и продуктов его изменения. Главное тело апатитовых пород преимущественно сложено мелко- и среднезернистым апатитом, в его периферических частях наблюдаются участки, содержащие крупнозернистый и крупнокристаллический апатит. Здесь же отмечаются реликты измененного полевого шпата, отсутствующего в более мелкозернистых разностях. Массивные магнетитовые руды сложены крупными копьевидными кристаллами гематитизированного магнетита с примесью флогопита и апатита, количество которого возрастает вблизи контакта с апатитовыми породами (до 5–7%). Ниже рассматриваются наиболее характерные особенности состава и изменения породообразующих минералов.

Апатит, первичный состав которого характеризуется чрезвычайно высоким содержанием р.з.э. и постоянным присутствием изоморфной примеси кремния и серы, представляет собой редкоземельный оксифторапатит с примесью элестадитового минерала [7]. Согласно имеющимся данным [3, 7], в апатитах из главного тела содержится в среднем 11,2% TR + Y (до 13,5%) при $\Sigma Ce / \Sigma Y = 22,4$. При этом около 50% суммы TR + Y составляет церий, 26% — лантан и 14% — неодим.

При вторичном изменении в апатите появляются оспинки, пятна, а в поперечных

Химический состав (в вес.%) апатитовых и апатит-магнетитовых пород комплекса Мушугай-Худук

№ пп	№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
1	1905	5,21	0,12	0,52	7,06	0,62	0,10
2	1904	8,53	0,35	6,78	10,50	0,70	0,10
3	24/1	10,67	Не обн.	0,20	17,09	0,54	0,08
4	24/2	5,41	0,02	0,95	33,36	0,18	0,08
5	24/3	4,25	0,02	0,63	26,27	0,36	0,13
6	24/4	18,23	Не обн.	0,34	20,04	Не обн.	0,08
7	24/5	4,85	0,04	0,22	15,57	0,36	0,08
8	24/6	11,17	Не обн.	0,13	12,96	0,36	0,07
9	24/8	4,25	"	0,28	17,81	0,54	0,09
10	24/9	3,09	0,04	0,98	25,94	Не обн.	0,06
11	24/10	12,04	Не обн.	0,40	12,91	0,36	0,07
12	28/1	12,21	0,26	12,63	4,92	0,09	0,05
13	1901/28	24,08	0,07	5,02	4,45	0,89	0,05
14	15	2,06	3,68	1,81	66,60	7,72	0,45
15	16	1,98	3,14	2,43	74,54	5,21	0,21
16	17	1,57	3,91	1,36	73,46	8,44	0,53

Пробы 1–11 — апатитовые породы тела Апатитового, участок 2; проба 12 — измененная (с замещением апатита флоренсит-гойяцитом) апатитовая порода, участок 6; проба 13 — силифицированная и карбонатизированная апатитовая порода, тело Апатитовое; пробы 14–16 — апатит-магнетитовые породы, участок 6.

Таблица 4 (окончание)

№ пп	№ пробы	H ₂ O	CO ₂	F	S _{общ}	SO ₃	Сумма (с учетом F ≈ 0)
1	1905	2,02	0,20	2,06	—	2,36	100,23
2	1904	1,83	0,37	1,46	2,14	1,79	100,52
3	24/1	2,66	0,67	2,10	—	1,88	99,98
4	24/2	5,41	1,58	1,80	—	2,08	99,59
5	24/3	4,02	0,20	2,32	—	1,62	99,94
6	24/4	2,99	0,22	1,88	—	2,03	100,17
7	24/5	2,44	0,22	2,40	—	3,28	100,42
8	24/6	2,41	0,10	2,20	—	3,93	99,98
9	24/8	2,70	0,20	2,68	—	2,89	100,01
10	24/9	4,80	0,30	2,32	—	2,13	99,52
11	24/10	2,53	2,35	2,60	—	1,94	100,11
12	28/1	9,96	0,43	4,65	—	1,53	100,18
13	1901/28	0,21	7,83	0,20	—	9,27	100,39
14	15	1,11	0,22	0,90	0,16	—	100,66
15	16	2,54	0,43	0,10	0,13	—	99,56
16	17	0,96	Не обн.	0,40	0,10	—	99,85

сечениях кристаллов — правильные зоны, выполненные токтозернистыми, реже игольчатыми или землистыми продуктами разрушения минерала, окрашенными в серый или бурый цвет. Диагностика их чрезвычайно затруднительна. Постоянным вторичным минералом является кварц. Микрозернистые агрегаты последнего нередко замещают внутренние зонки в кристаллах апатита, что, возможно, связано с высвобождением из структуры апатита первично-изоморфного кремнезема. Обычны также просечки халцедоновидного кварца и более крупнозернистые агрегаты кварца, иногда довольно обильные. Такие породы особенно богаты кремнеземом (табл. 4). С халцедоновидным кварцем может ассоциировать карбонат, приуроченный к пустоткам выщелачивания.

Магнетит в неизменных разностях руд содержит, согласно [3], около 4% TiO₂.

MgO	CaO	SrO	BaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	TR ₂ O ₃
0,05	38,61	1,74	0,96	0,26	0,03	28,17	10,13
0,07	35,12	2,84	—	0,38	0,02	26,99	8,95
0,08	36,06	0,54	He обн.	0,55	0,02	21,76	5,96
0,15	26,26	0,86	"	0,93	0,05	16,02	5,21
0,08	33,36	0,76	"	0,40	0,02	20,60	5,88
0,04	29,12	0,63	"	0,49	0,03	17,18	7,66
0,06	38,51	1,45	"	0,57	0,02	23,08	8,28
0,06	37,84	1,89	"	0,83	0,02	20,79	6,15
0,03	37,26	0,64	"	0,82	0,04	22,90	8,01
0,08	30,94	0,94	"	0,60	0,04	20,60	7,64
0,19	36,62	0,77	"	0,49	0,04	21,75	6,14
0,19	20,06	3,38	"	0,36	0,88	24,04	6,50
0,60	20,27	10,56	6,08	0,26	He обн.	8,04	2,50
0,32	7,62	0,12	0,42	0,30	0,25	5,84	1,54
0,26	3,64	0,12	0,27	0,34	0,36	2,80	0,59
0,33	4,14	0,07	0,36	0,30	0,30	3,21	0,63

и не более 1% MgO и MnO, что соответствует примерно 10% ильменитового и менее 5% шпинелевого миналов. В апатитовых породах магнетит практически полностью, а в массивных магнетитовых рудах в значительной степени замещен гематитом и гидрогетитом. В отдельных участках крупных кристаллов магнетита, сохранивших первоначальный облик, содержатся выделения тонкопластинчатого ильменита и тонкая вкрапленность шпинели. Чаще же среди ячеистой гематит-гидрогетитовой массы сохраняются редкие пластинки ильменита, окруженные зонками гематита.

Изредка в апатитовых породах отмечается анатаз, образующий мелкие (0,2 мм) дипирамидальные кристаллы голубовато-зеленого цвета. Его появление, очевидно, связано с разрушением раннего титанистого магнетита. Гидрогетит, развивающийся по магнетиту в апатитовых породах, пропитывает последние по трещинам, покрывает тонкой пленкой кристаллы апатита, создавая подобие сидеронитовой структуры породы. В большинстве случаев магнетит практически полностью изменен, и количество закисного железа и содержание характерных для него элементов-примесей (титана, глинозема, магния, марганца) в породах незначительно (см. табл. 4).

Апатитовые породы тела Апатитового обогащены фосфором, особенно их неизменные или слабо измененные разности, содержащие 27–28% P₂O₅ при пониженных концентрациях железа — 7,7–11,2% Fe₂O₃ + FeO и кремнезема — 5,2–8,5% (см. табл. 4). В разностях, в большей степени затронутых вторичными, прежде всего гипергенными изменениями, содержание железа (и воды) обычно увеличивается (до 33,5% Fe₂O₃ + FeO), а фосфора — понижается (до 16% P₂O₅). К обеднению пород фосфором приводит и их силификация и карбонатизация. Однако этот процесс проявлен более локально, нежели развитие гидроокислов железа.

Апатитовые породы в целом содержат повышенные количества сульфатной серы и фтора, очевидно, входящих в состав апатита. Концентрации щелочей в них низкие, особенно калия, и натрий преобладает над калием.

Важной геохимической и рудной особенностью апатитовых пород является их аномальная обогащенность р.з.э., основным минералом-концентратором которых является апатит. Во всех разностях этих пород в среднем содержится 7,52% TR + Y при $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y} = 25,7$ [6]. При этом в отдельных пробах определено до 13,9% TR + Y. Даже в заметно ожеженных апатитовых породах присутствует 4,5–6,6% TR + Y (табл. 5). В то же время интенсивная силификация приводит к заметному обеднению пород

Содержание редкоземельных элементов (в г/т)
в апатитовых и апатит-магнетитовых породах

№ пп	№ пробы	La	Ce	Pr	Nd	Sm
1	1904	25000	4000	5500	13000	1600
2	1905	33000	66000	7800	23000	2500
3	24/1	16500	22000	2800	7400	1300
4	24/2	15000	20000	2300	5500	800
5	24/3	17000	23000	2600	5800	950
6	24/4	22000	29000	3800	8500	1250
7	24/5	23000	32000	4300	8800	1600
8	24/6	17000	23000	3400	7200	950
9	24/8	22000	29000	5400	9500	1450
10	24/9	25000	26000	4000	8000	1300
11	24/10	16500	23000	3700	7200	1100
12	887	18000	25000	3500	8000	1000
13	28/1	13000	25000	3600	9400	1900

Проба 12 — среднее по пяти пробам измененных (загипсованных?) апатитовых пород тела Апатитового; остальные пробы — см. табл. 4. В табл. 5 приведены новые данные по распределению р.з.э. в апатитовых породах, остальные материалы опубликованы в работе [6].

р.з.э. (см. табл. 4). Апатитовые породы характеризуются значительным преобладанием легких лантаноидов (прежде всего церия и лантана) над тяжелыми и иттрием, что обусловлено особенностями спектра р.з.э. в апатите.

Магнетитовые крупнокристаллические породы, напротив, обеднены р.з.э., особенно в центральной части тела (237 г/т TR + Y). В их разностях, относительно обогащенных апатитом, общее количество р.з.э. заметно возрастает (0,94%).

Апатитовые породы обогащены также стронцием и барием (в среднем 2% Sr и 2,3% Ba). Еще большая концентрация этих элементов отмечается в силифицированных разностях апатитовых пород, содержащих до 9% Sr и 5,4% Ba.

Приблизительно в 1 км западнее тела Апатитового наблюдается крупный коренной выход апатит-магнетитовых пород, слагающих тело серповидной формы. Последнее в отличие от тела Апатитового преимущественно сложено мезолитовыми и меланократовыми апатит-магнетитовыми породами, в которых крупные (до 25–30 см по удлинению) скипетровидные кристаллы магнетита слагают до 80% объема породы. Подчиненные им длиннопризматические кристаллы апатита образуют сноповидные и лучистые агрегаты, прорастающие магнетит. Кроме того, отмечаются средние и мелкозернистые агрегаты апатита, которые вместе с ортоклазом выполняют интерстиции между кристаллами магнетита. В породах обычен флогопит (5–7% объема породы). Постоянное присутствие заметных количеств флогопита и калиевого полевого шпата заметно отличает руды рассматриваемого участка от руд тела Апатитового.

В апатит-магнетитовых породах наблюдаются участки наложения более поздней кварц-флюорит-целестиновой минерализации, а также интенсивное замещение апатита минералом группы крадаллита.

Изменение магнетита, в целом аналогичное отмеченному в рудах тела Апатитового, проявилось в гематитизации и гидрогетитизации. Однако благодаря крупнокристаллическому строению руд в них сохранилось больше реликтов первичного магнетита. Этим определяются повышенное концентрирование в породах титана и закисного железа (см. табл. 4) и отчетливая корреляция марганца и титана с закисным железом.

Изменение апатита отличается от наблюдаемого в теле Апатитовом. В лейкократовых участках руд, сложенных мелко- и среднезернистым апатитом и серицитизированным полевым шпатом, устанавливается развитие по апатиту белого фарфоровидного и бурого тонкокристаллического вещества. Рентгенограмма бурого минерала позволяет идентифицировать его как стронцийсодержащий редкоземельный фосфат серии флоренсит-гойяцит $(\text{Ce, Sr})\text{Al}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_6$, что находится в хорошем соответствии с результатами анализов пород (см. табл. 4). Последние характеризуются высокими

	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Y	Сумма
350	650	350	65	120	85	2800	89520	
460	1200	530	110	230	210	4000	139040	
280	340	170	40	60	48	900	51838	
170	330	150	37	70	47	900	45304	
270	340	140	37	50	45	900	51132	
270	400	170	43	55	43	1100	66631	
300	450	200	47	60	47	1200	72004	
235	330	140	35	40	35	1100	53465	
380	450	170	50	70	53	1200	69723	
380	400	130	40	65	48	1000	66363	
320	320	150	40	55	43	950	53378	
140	430	170	32	76	68	1200	57616	
410	800	290	70	140	75	1800	56485	

содержаниями глинозема, воды, стронция, фтора, р.з.э. и более низким количеством кальция, чем требуется для связывания имеющегося фосфора в виде апатита.

Измененные апатитовые породы участка, как и породы тела Апатитового, обогащены р.з.э. (5,65% TR + Y) (см. табл. 5). Однако флорентитовые разности в большей степени обогащены иттрием и тяжелыми лантаноидами. Для них $\Sigma Ce / \Sigma Y = 16,8$ против 28,5–35,8 для апатитовых пород тела Апатитового. Одновременно выявляется относительное накопление в измененных разностях апатитовых пород неодима, самария и европия при более умеренной роли лантана и церия.

В 1983–1984 гг. по рекомендациям авторов в пределах комплекса Мушугай-Худук были проведены буровые работы (уже после написания настоящей статьи), которые, в частности, показали, что редкоземельно-apatитовые руды тела Апатитового пользуются развитием на глубине до 120 м, характеризуясь и здесь высокими концентрациями р.з.э. (до 7,1%). При этом наряду с апатитовыми рудами установлено широкое развитие тесно сопряженных с ними апатитоносных сиенит-порфиров, содержащих до 30–35% апатита и до 3% TR₂O₃. В среднем апатитовые рудоносные породы содержат 3,7% TR₂O₃ при видимой мощности 47 м, а апатитоносные сиенит-порфиры вместе с апатитовыми породами имеют 2,6% TR₂O₃ при видимой мощности 66 м.

На глубине апатитовые руды — среднезернистые до гигантозернистых, массивные, атакситовые или пегматоидные, содержат до 80% апатита, а также флогопит и калиевый полевой шпат. Характерно, что последний всегда ксеноморфен по отношению к апатиту и обычно как бы цементирует его кристаллы. Кроме того, на глубине с апатитом может ассоциировать бесцветный диопсид — в виде мелких (до 0,1 мм) закономерно ориентированных пойкилитовых включений в кристаллах апатита или шлировидных анхимономинеральных обособлений размером до 1 см в поперечнике. В апатитовых породах отмечен также зеленый авгит, образующий кристаллические порфировые выделения до 5–7 мм по удлинению; по оптическим свойствам он близок к пироксену шонкинито-сиенитов.

С рудоносными апатитовыми породами тесно сопряжены зоны (мощностью до 14 м) обогащенных апатитом сиенит-порфиров. При этом наблюдаются постепенные переходы от сиенит-порфиров с редкими кристаллами (мегакристами) и шлирами апатита до апатитовых пород, в которых резко преобладающие кристаллы апатита заключены в сиенитовом мезостазисе. В переходных разностях апатит обособлен в виде мегакристов (до 5–6 см), крупных порфировых и гломеропорфировых выделений и шлиров. Петрографические наблюдения указывают на вероятность ликвационного отделения апатитовой фракции от сиенитовой магмы.

Буровые работы были проведены также на одном из крупнейших рудоносных участ-

ков — Главном [6]. Здесь на глубине установлено развитие двух типов руд: а) минерализованные брекчии щелочных пород и тесно сопряженные с ними жильные тела пород карбонатитовой серии; подобные руды прослеживаются на глубину более 100 м, характеризуются значительными объемами, концентрируя в среднем более 0,5% TR_2O_3 (до 1,5%); б) брекчиевидные, атакситовые и массивные магнетит-апатитовые руды, прослеживающиеся на глубину более 70 м, в среднем концентрирующие 2,13% TR_2O_3 (до 4%) .

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Высокие содержания р.з.э. (цериевой группы), фосфора и в определенной мере свинца характерны для рудоносных образований комплексов щелочных пород и карбонатитов. В них известны крупные месторождения р.з.э. (Маунтин-Пасс) и апатита (СССР, Южная Африка). Однако здесь р.з.э. концентрируются главным образом в редкоземельных карбонатах, а апатиты содержат умеренные количества редких земель. Поэтому изучавшиеся руды практически не имеют аналогов, в том числе и в комплексах одинакового формационного типа — связанного с калиевым щелочным магматизмом. Рудоносные участки большей частью приурочены к депрессиям и перекрыты рыхлыми четвертичными отложениями. В связи с этим оценить в полной мере масштабы обнаруженных рудопоявлений пока не представляется возможным. В то же время редкоземельно-apatитовое и редкоземельно-свинцовое рудопоявления достаточно крупные и характеризуются весьма высокими, промышленно интересными концентрациями р.з.э., фосфора, свинца, причем сами руды являются комплексными. В редкоземельно-свинцовых рудах в среднем содержится 4,7% $\text{TR} + \text{Y}$ (при $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y} = 60$) и 15,7% свинца, в слабо измененных (преобладающих) редкоземельно-apatитовых рудах — 7,5% $\text{TR} + \text{Y}$ (при $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y} = 26$) и 25% P_2O_5 . Все это позволяет рекомендовать соответствующие участки для постановки здесь разведочных работ, в том числе разведочного бурения с целью оценки масштабов оруденения на глубину. Последнее важно в связи с тем, что, судя по геологическим данным, на поверхности обнаружены слабо эродированные части рудных тел.

Основную роль в строении комплекса играют щелочные эффузивы и прежде всего субщелочные трахиты, пользующиеся значительным площадным распространением. Нефелиновые мелалейцититы—меланефелиниты и их пирокласты, а также трахидацит-трахириодациты и плагиоклазовые трахит-латиты проявлены более локально, слагая небольшие покровы. Устанавливается [6] следующая последовательность формирования эффузивов (от ранних к поздним): 1) нефелиновые мелалейцититы—меланефелиниты; 2) субщелочные трахиты; 3) трахидацит-трахириодациты; 4) трахит-латиты.

Среди интрузивных щелочных пород наиболее широко проявлены субщелочные и щелочные сиениты, среди которых встречаются нефелиновые и кварцсодержащие разновидности. Сиениты слагают массивы и штоки округлой формы площадью от нескольких десятков квадратных метров до 1 км² (Главный массив). По периферии массивов и в их кровле распространены дайковые тела микросиенитов и сиенит-порфиров. Породы шонкинитового состава — самые ранние среди интрузивных щелочных пород, слагают небольшие штоки и дайки, встречаются значительно реже, чем сиениты. Еще более редки дайки поздних кварцевых сиенит-порфиров. Интрузивные щелочные породы в подавляющей своей части сформировались позже субщелочных трахитов и их пирокластов.

В пределах комплекса довольно обычны пластовые тела, небольшие штоки и дайки стекловатых трахитов и трахириодацитов жерловой фации, маркирующие остатки палеовулканов. Здесь же обычны туфы, туфобрекчии, агломераты (нередко с карбонатом). Для проявлений жерловой фации характерны в той или иной степени выраженные кольцевые структуры, иногда подчеркиваемые кольцевым или полигональным расположением жил карбонатитов, флюоритовых, кварцевых пород. С проявлениями пород жерловой фации пространственно сближены выходы интрузивных щелочных пород, многие минерализованные зоны дробления и рудоносные породы комплекса.

Рудоносные породы наблюдаются в основном в восточной части комплекса. Они формируются позже интрузивных щелочных пород, хотя их образование началось

еще до полного завершения щелочного магматизма. Характерно, что жилы карбонатов и сопряженных с ними рудоносных пород, довольно обычные среди покровных субщелочных трахитов и их субвулканических аналогов, не встречены среди трахидацит-трахириодацитов и трахит-латитов, слагающих верхние части разреза щелочных эффузивов.

Рудоносные породы комплекса Мушугай-Худук весьма разнообразны по составу. Основные их типы представлены: а) минерализованными брекчиями и туфобрекчиями, обогащенными редкими землями, барием, стронцием, нередко флюоритом; б) карбонатитами, карбонатно-флюоритовыми, флюоритовыми, карбонатно-кварц-флюоритовыми, кварц-флюоритовыми жильными породами с повышенным содержанием редких земель, стронция, бария; в) ярозит-кварцевыми породами, обогащенными свинцом (церусситом) и редкими землями; г) магнетит-апатитовыми и существенно апатитовыми породами, также обогащенными редкими землями; д) флюорит-целестин-апатитовыми породами, содержащими повышенные концентрации редких земель и бария.

Рудоносные породы обычно пространственно сближены, слагая компактные по размерам рудоносные участки, главным образом в восточной и юго-восточной частях комплекса. Характеристики геологического строения наиболее важных рудоносных участков и вещественного состава слагающих их рудоносных пород приведены в работах [2, 6]. Многие из этих рудопроявлений представляют практический интерес. При этом, как показали последние исследования, особое внимание в этом плане привлекают рудопроявления: а) редкоземельно-фосфорных руд тела Апатитового, б) редкоземельно-свинцовых руд.

ЛИТЕРАТУРА

1. Коваленко В.И., Самойлов В.С., Владыкин Н.В. и др. Геохимическая характеристика пород поверхностного карбонатитового комплекса из пустыни Гоби (МНР). — Геохимия, 1977, № 9, с. 1312—1326.
2. Коваленко В.И., Самойлов В.С., Владыкин Н.В. и др. Редкометалльные карбонатиты и магнетит-апатитовые породы МНР. — В кн.: Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979, с. 32—45.
3. Онтоев Д.О., Лувсанданзан Б., Гундсамбуу Ц. Геологическое строение и эндогенная минерализация Мушугайского фтор-редкоземельного месторождения (МНР). — Геология руд. месторождений, 1979, № 3, с. 27—42.
4. Самойлов В.С. Карбонатиты (фации и условия образования). М.: Наука, 1977. 291 с.
5. Самойлов В.С. Геохимия карбонатитов. М.: Наука, 1984. 192 с.
6. Самойлов В.С., Коваленко В.И. Комплексы щелочных пород и карбонатитов Монголии. М.: Наука, 1983. 170 с.
7. Самойлов В.С., Коваленко В.И., Смирнова Е.В. и др. Новый тип редкометалльных руд в карбонатитовых комплексах. — Докл. АН СССР, 1981, 261, № 4, с. 941—945.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	5
<i>В.И. Коваленко, Н.С. Зайцев, В.В. Ярмолюк, Р.Х. Бахтеев, Д. Болд, М. Жамсран, П.В. Коваль, В.И. Сотников, Ю.Г. Щербаков, А.Л. Яншин.</i> Основные геодинамические этапы развития территории Монголии и их металлогеническая специфика	7
<i>Ю.Г. Щербаков, Г. Дзжидмаа.</i> Золотоносные рудные формации Монголии	42
<i>В.И. Коваленко, П.В. Коваль.</i> Эндогенные редкоземельные и редкометалльные рудные формации Монголии	50
<i>П.В. Коваль, В.М. Якимов.</i> Оловянные и вольфрамовые эндогенные рудные формации Монголии	75
<i>В.И. Сотников, А.П. Берзина, Д. Болд.</i> Закономерности размещения медно-молибденового оруденения Монголии	89
<i>С.П. Гаерилова, И.Е. Максимюк, Д. Оролмаа.</i> Особенности магматизма и состав руд медно-молибденового месторождения Эрдэнэтуин-Обо	101
<i>Р.Х. Бахтеев, И.А. Чижова.</i> Железорудные формации Монголии и закономерности их размещения	115
<i>К.В. Подлесский, А.М. Аксюк, Д.К. Власова, П.Ф. Кудря.</i> Рудоносные скарны Центральной и Восточной Монголии	124
<i>А.Э. Изох, Г.В. Поляков, А.П. Кривенко.</i> Апатит-ильменит-титаномагнетитовое оруденение в массивах габбро-анортозитовой формации Западной Монголии	144
<i>Г.В. Пинус, Л.В. Агафонов, Ф.П. Леснов, Ж. Баярхуу.</i> Металлогения альпинотипных гипербазитов Монголии	152
<i>А.А. Оболенский.</i> О генетических рядах рудных формаций низкотемпературных гидротермальных месторождений Монголии и юга Сибири	163
<i>Н.С. Зайцев, Р.М. Яшина, Б.А. Богатырев, Д. Гарам, А.В. Ильин, Г.В. Пинус.</i> Проблема алюминиевого сырья Монголии	172
<i>В.С. Самойлов, В.Г. Иванов, В.И. Коваленко, Е.В. Смирнова.</i> Редкоземельно-apatитовые и редкоземельно-свинцовые руды комплекса Мушугай-Худук (Южная Монголия)	180

ГАРЧИК

Омнох уг	5
<i>В.И. Коваленко, Н.С. Зайцев, В.В. Ярмолюк, Р.Х. Бахтеев, Д. Болд, М. Жамсран, П.В. Коваль, В.И. Сотников, Ю.Г. Щербаков, А.Л. Яншин.</i> Монгол орны геологийн үндсэн эрин үе дахь геодинамикийн төрх түүний металлогенийн онцлог	7
<i>Ю.Г. Щербаков, Г. Дэжидмаа.</i> Монголын алтны хүдрийн формаци	42
<i>В.И. Коваленко, П.В. Коваль.</i> Монгол орны эндоген гаралтай газрын ховор элемент ба ховор металлын хүдрийн формаци	50
<i>П.В. Коваль, В.М. Якимов.</i> Монгол орны цагаан тугалга ба гянтболдын эндоген гаралтай хүдрийн формаци	75
<i>В.И. Сотников, А.П. Берзина, Д. Болд.</i> Монголын зэс-молибдений хүдэржилтийн байршилын зүй тогтол	89
<i>С.П. Гаврилова, И.Е. Максимюк, Д. Оролмаа.</i> Эрдэнэтийн овооны зэс-молибдений ордын магматизмын онцлог ба хүдрийн бүрэлдэхүүн	101
<i>Р.Х. Бахтеев, И.А. Чижова.</i> Монголын томорийн хүдрийн формаци ба тэдгээрийн байршилын зүй тогтол	115
<i>К.В. Подлесский, А.М. Аксюк, Д.К. Власова, П.Ф. Кудря.</i> Тов ба Дорнод Монголын хүдэр огуулагч скарн	124
<i>А.Э. Изох, Г.В. Поляков, А.П. Кривенко.</i> Баруун Монголын габбро-анортозитын формацийн массив дахь апатит-ильменит-титаномагнетийн хүдэржилт	144
<i>Г.В. Пинус, Л.В. Агафонов, Ф.П. Леснов, Ж. Баярхуу.</i> Монголын альпинотипын гипербазитын металлогенийн асуудал	152
<i>А.А. Оболенский.</i> Монгол ба Омот Сибирийн бага температурт гидротермаль гаралтай ордуудын хүдрийн формацийн гарал ууслийн тухай	163
<i>Н.С. Зайцев, Р.М. Яшина, Б.А. Богатырев, Д. Гарам, А.В. Ильин, Г.В. Пинус.</i> Монгол дахь хонгон цагааны түүхий эдийн асуудал	172
<i>В.С. Самойлов, В.Г. Иванов, В.И. Коваленко, Е.В. Смирнова.</i> Мүшугай-хүдгийн цогцолборын газрын ховор элемент-apatит болон ховор элемент-хар тугалгын хүдэр (Омнот Монгол)	180

CONTENTS

Introduction	5
<i>V.I. Kovalenko, N.S. Zaitzev, V.V. Yarmoluk, R.H. Bakhteev, D. Bold, M. Jumsran, P.V. Koval, V.I. Sotnikov, Yu.G. Tcherbakov, A.L. Yanshin.</i> Geodynamic environments in major geological epochs of Mongolia and their metalogenic characteristic	7
<i>Yu.G. Tcherbakov, G. Dagidmaa.</i> Gold-bearing ore formations of Mongolia	42
<i>V.I. Kovalenko, P.V. Koval.</i> Endogenic rare earth element and rare metal ore formations of Mongolia	50
<i>P.V. Koval, V.M. Yakimov.</i> Tin- and tungsten-bearing endogenic ore formations of Mongolia	75
<i>V.I. Sotnikov, A.P. Berzina, D. Bold.</i> Regularities of spacial distribution of copper-molibdenum mineralization in Mongolia	89
<i>S.P. Gavrilova, I.E. Maksimuke, D. Orolmaa.</i> Features of magmatism and composition of ores in the copper-molibdenum deposit Erdentuin-Obo	101
<i>R.H. Bakhteev, I.A. Tchidzova.</i> Iron-ore formations of Mongolia and regularities in its spatial distribution	115
<i>K.V. Podlessky, A.M. Aksuk, D.K. Vlasova, P.F. Kudrja.</i> Mineralized skarns of Central and Eastern Mongolia	124
<i>A.E. Izokh, G.V. Polyakov, A.P. Krivenko.</i> Apatite-ilmenite-titanium-magnetite mineralization in intrusions of gabbro-anortozitic formation in Western Mongolia	144
<i>G.V. Pinus, L.V. Agafonov, F.P. Lesnov, G.Bayarkhuu.</i> The metallogeny of alpine-type ultrabasic rocks in Mongolia	152
<i>A.A. Obolensky.</i> On genetic rows of ore formations of low-temperature hydrothermal deposits in Mongolia and southern Siberia	163
<i>N.S. Zaitzev, R.M. Yashina, B.A. Bogatyrev, D. Garam, A.V. Iljin, G.V. Pinus.</i> The problem with aluminium raw materials in Mongolia	172
<i>V.S. Samoylov, V.G. Ivanov, V.I. Kovalenko, E.V. Smirnova.</i> Rare earth element-apatite and rare earth element-lead ores of the Mushugai-Khuduk complex (Southern Mongolia)	180

УДК 551.24:553.3(517.3)

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. — В кн.: Эндогенные рудные формации Монголии. М.: Наука, 1984.

Геологическое строение Монголии представлено для дорифея $R_3 - E_1$, PZ_1 , PZ_2 , PZ_3 , MZ_1 , MZ_2 , KZ в виде палеотектонических схем, на которых показаны структурно-формационные комплексы дорифейского основания, океанической, переходной и континентальной стадий с характерным магматизмом. На основе корреляции структурно-формационных комплексов и металлогении выделены следующие эпохи: позднерифейско-раннекембрийская — деструкции континентальной коры преимущественно с фосфатной минерализацией; раннепалеозойская — аккреции континентальной коры с железоскарновой минерализацией (с медью и редкими металлами); позднепалеозойская — аккреционно-рифтогенная с медно-редкометалльной минерализацией; ранне- и позднемезозойские — переработка (ревивация) континентальной коры с золото-редкометалльной и редкометалльной минерализацией соответственно. Начиная со среднего палеозоя территории Монголии относилась к активным континентальным окраинам андийского и монголо-охотского (калифорнийского) типов. Табл. 2. Ил. 8. Библиогр. 43 назв.

УДК 553.411 (517.3)

Щербаков Ю.Г., Дзержидмаа Г. Золотоносные рудные формации Монголии. — В кн.: Эндогенные рудные формации Монголии. М.: Наука, 1984.

На территории Монголии выделены следующие эндогенные золоторудные формации: золото-сульфидная, золото-сульфидно-кварцевая, золото-кварцевая, золото-серебряная. Как попутный компонент золото присутствует в месторождениях медно-молибденовой, медно-колчеданной, колчеданно-полиметаллической и редкометалльной формаций. На основе выделения геохимических провинций и образующих их структурно-формационных зон, отличающихся степенью фемичности и сиаличности геологических формаций, а также возрастом и временем формирования их общей структуры, составлена схема золотоносности Монголии. Ил. 1. Библиогр. 19 назв.

УДК 553.45'46'49' (517.3)

Коваленко В.И., Коваль П.В. Эндогенные редкоземельные и редкометалльные рудные формации Монголии. — В кн.: Эндогенные рудные формации Монголии. М.: Наука, 1984.

Впервые рассмотрена классификация редкоземельных и редкометалльных рудных формаций, развитых на территории МНР, и представлен металлогенетический (в отношении редких элементов) анализ этой территории. Классификация основана на формационном подходе с выделением рудных формаций комплексного характера, объединенных в магматическую и гидротермальную генетические группы. В составе рудных формаций выделены минеральные типы. Дана характеристика рудных формаций редких земель, ниобия, тантала, бериллия, лития, рубидия, цезия, циркония, гафния, иногда вольфрама, молибдена и олова, если последние три элемента формационно связаны с редкими элементами. Намечена связь рудных формаций с геохимическими типами магматических пород. Редкометалльная минерализация на территории МНР сформировалась в позднепалеозойскую, ранне- и позднемезозойскую металлогенетические эпохи. Показано строение редкометалльных металлогенетических поясов и рудных районов, а также анализируются факторы рудоносности и перспективы поисков редкометалльного оруднения на территории МНР. Табл. 2. Ил. 4. Библиогр. 32 назв.

УДК 553.463:552.45:552.3 (517.3)

Коваль П.В., Якимов В.М. Оловянные и вольфрамовые эндогенные рудные формации Монголии. — В кн.: Эндогенные рудные формации Монголии. М.: Наука, 1984.

Вольфрамовое и оловянное оруднение Монголии отличается значительным формационным разнообразием. Ведущее значение принадлежит проявлениям оловянно- и молибден-вольфрамовой формаций. Внутри формаций выделены парагенетические (минеральные) типы. Большая часть вольфрамовой и оловянной минерализации ассоциирует с гранитами стандартного и литий-фтористого, реже с лейкократовой фазией гранодиорит-гранитного геохимических типов. В соответствии со сменой интрузивных ассоциаций в зональных ареалах магматизма происходит изменение рудной специфики металлогенетических поясов. Оловянно-вольфрамовое оруднение внутренних областей ареалов сменяется молибден-вольфрамовым на периферии. В размещении рудных узлов, зон, полей и отдельных месторождений важная роль принадлежит разрывным нарушениям, в частности поперечным „порогам“. Обсуждаются перспективы выявления новых для МНР типов оловянной и вольфрамовой минерализации — скарновой, стратиформной и др. Табл. 3. Ил. 1. Библиогр. 25 назв.

УДК 553.43 (517.3)

Сотников В.И., Берзина А.П., Болд Д. Закономерности размещения медно-молибденового оруднения Монголии. — В кн.: Эндогенные рудные формации Монголии. М.: Наука, 1984.

Медно-молибденовая минерализация на территории МНР локализуется в пределах региональных структур типа наложенных металлогенетических поясов: Северо-Монгольского, Цент-

реально-Монгольского и Южно-Монгольского, пространственно контролируемых одноименными субширотными позднепалеозойско-раннемезозойскими вулканическими поясами, которые рассматриваются как региональные рудоконтролирующие структуры. Локализация рудных узлов в пределах указанных структур связана с крупными поперечными сквозными рудоконцентрирующими структурами. Наиболее отчетливо проявлена Эрдэнэт-Цагансубургинская северо-западная рудоконцентрирующая структура, в пределах которой локализовано большинство известных в Монголии медно-молибденовых рудных проявлений. Формирование крупных месторождений определяют более локальные рудоконцентрирующие структуры типа выскоэффektивных дренирующих. В качестве непосредственного поискового признака на медно-молибденовое оруденение выступают субвулканические штоко- и дайкообразные тела мелкозернистых гранитоидов и порфиров рудоносного магматического комплекса, в формировании которых обычно значительную роль играли метасоматические процессы. Ил. 4. Библиогр. 26. назв.

УДК 553.462'43:555.077 (517.3)

Гаврилова С.П., Максимиук И.Е., Оролмаа Д. Особенности магматизма и состав руд медно-молибденового месторождения Эрдэнэтуин-Обо. — В кн.: Эндогенные рудные формации Монголии. М.: Наука, 1984.

Впервые показано, что в Эрдэнэтском рудном районе развиты пермские вулканы и гранитоиды умеренной и слабо повышенной щелочности, отличающиеся по минеральному и петрохимическому составу от описанных ранее субщелочных вулканитов и гранитоидов других частей Орхон-Селенгинского прогиба. Установлено, что руды Эрдэнэтского месторождения, кроме меди и молибдена, содержат серебро, селен, рений, вольфрам, висмут, олово, галлий, таллий, германий, кобальт, никель, которые не образуют собственных минералов, а в виде изоморфной примеси присутствуют в пирите, халькопирите, молибдените, теннантите, галените, халькозине и других минералах. Табл. 6. Ил. 4. Библиогр. 20 назв.

УДК 553.31:519 (517.3)

Бахтеев Р.Х., Чижова И.А. Железорудные формации Монголии и закономерности их размещения. — В кн.: Эндогенные рудные формации Монголии. М.: Наука, 1984.

В Монголии выделяются шесть железорудных формаций, месторождения которых локализованы в структурно-формационных зонах, выполненных отложениями определенных геологических формаций. Наиболее четко это наблюдается для месторождений железисто-кварцевой и железистой яшмо-кварцевой формаций. Скарновые проявления железа, сформировавшиеся в наиболее широком временном интервале — от раннего палеозоя до позднего мезозоя, преимущественно проявлены в ранние стадии развития земной коры с гранитоидами гранодиоритовой, а в континентальную — гранит-лейкогранитовой с граносиенитами формаций. Выделены 11 металлогенических зон, в каждой из которых известны месторождения и рудопроявления железа одной или двух рудных формаций. Намечены районы, перспективные на обнаружение оруденения конкретной железорудной формации. Ил. 1. Библиогр. 4 назв.

УДК 553.23 (517.3)

Подлесский К.В., Аксюк А.М., Власова Д.К., Кудря П.Ф. Рудоносные скарны Центральной и Восточной Монголии. — В кн.: Эндогенные рудные формации Монголии. М.: Наука, 1984.

Впервые приводятся данные о размещении магнезиальных и известковых скарнов с различными типами оруденения на территории Центральной и Восточной Монголии. Установлено, что магнезиальные и известковые скарны с магнетит-гематитовым и свинцово-цинковым оруденением связаны с палеозойским гранитоидным магматизмом. Известковые скарны с вольфрамовым (шеелитовым) оруденением ассоциируют с мезозойскими гранитами стандартного геохимического типа. Табл. 5. Ил. 11. Библиогр. 18 назв.

УДК 552.321:553.2 (517.3)

Изох А.Э., Поляков Г.В., Кривенко А.П. Апатит-ильменит-титаномagnetитовое оруденение в массивах габбро-анортозитовой формации Западной Монголии. — В кн.: Эндогенные рудные формации Монголии. М.: Наука, 1984.

В Западной Монголии выделена и охарактеризована на примере трех массивов ассоциация автономных анортозитов предположительно докембрийского возраста, массивы которой приурочены к выходам раннедокембрийских комплексов основания рифейско-фанерозойских структур. Со всеми массивами данной формации установлены ильменит-титаномagnetитовые и апатит-ильменит-титаномagnetитовые руды, а также рудные габбро, пироксениты и перидотиты с вкрапленной минерализацией того же состава. Рассмотрены особенности положения руд в массивах анортозитов, их минеральный и химический состав. В результате проведенного исследования в южном обрамлении Сибирской платформы намечается новая провинция докембрийских анортозитовых массивов и связанных с ними комплексов ильменит-титаномagnetитовых и апатит-ильменит-титаномagnetитовых руд. Табл. 1. Ил. 5. Библиогр. 16 назв.

УДК 553.042 (517.3)

Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Леснов Ф.П., Баярхуу Ж. **Металлогения альпийно-типовых гипербазитов Монголии.** — В кн.: Эндогенные рудные формации Монголии. М.: Наука, 1984.

В пределах территории МНР установлено 13 гипербазитовых поясов, расположенных главным образом (до 75%) среди раннекаледонских складчатых структур или в пределах выступов позднегерцинского или более древнего основания каледонида, остальная часть — среди герцинских складчатых структур. Все гипербазитовые массивы сопряжены с зонами глубинных разломов и оперяющих их разрывных нарушений. Они представлены в основном перидотитами, в меньшем количестве — лерцолитами и дунитами, а также метаморфическими и метасоматическими апогипербазитовыми образованиями. Многие гипербазитовые массивы МНР перспективны на хромитовые руды, хризотил-асбест, гальковое сырье, огнеупоры, поделочные камни и др. Табл. 1. Библиогр. 15 назв.

УДК. 553:551.76 (517.3 + 571—13)

Оболенский А.А. **О генетических рядах рудных формаций низкотемпературных гидротермальных месторождений Монголии и юга Сибири.** — В кн.: Эндогенные рудные формации Монголии. М.: Наука, 1984.

Обосновано представление о генетических рядах рудных формаций низкотемпературных гидротермальных (эпи- и телотермальных) месторождений никеля, кобальта, свинца, цинка, золота, серебра, сурьмы, ртути и флюорита постнижнеюрской—нижнемеловой тектоно-магматической активизации складчатых структур Монголии. Происхождение генетических рядов связано с развитием мантийных очагов щелочно-базальтоидных магм под воздействием потоков интрателлурических растворов, возникающих в корневых частях зон глубинных разломов в ходе тектонической активизации и дегазации мантии. Они могут быть полными или редуцированными. Важнейшими особенностями низкотемпературных гидротермальных месторождений являются тесная связь с зонами активизированных глубинных разломов, отчетливо проявляющийся контроль оруденения разрывными структурами, линейный характер металлогенических поясов и зон, полигенность гидротерм. Табл. 1. Ил. 1. Библиогр. 25 назв.

УДК 553.492 (517.3)

Зайцев Н.С., Яшина Р.М., Богатырев Б.А., Гарам Д., Ильин А.В., Пинус Г.В. **Проблема алюминиевого сырья Монголии.** — В кн.: Эндогенные рудные формации Монголии. М.: Наука, 1984.

Освещены различные типы высокоглиноземистого сырья, обнаруженного в Монголии: верхнепротерозойские гематит-диаспоровые бокситы, щелочные нефелинсодержащие породы (фойяиты, ювиты и др.) и экзогенные алуниты. Первые находятся в хребте Дарии на юго-западе МНР, где они залегают в виде пластов среди метаморфитов, образующих покров на ультрабазитах Алагульского гипербазитового массива; нефелинсодержащие породы — в Западном Прихубсугулье; алуниты — в континентальных отложениях среднего и верхнего олигоцена в горах Дэлгэр-Хангай в Средне-Гобийском аймаке. Описаны и другие глиноземсодержащие породы. Высказаны соображения относительно перспектив поисков глиноземсодержащего сырья в других районах Монголии. Табл. 2. Ил. 3. Библиогр. 11 назв.

УДК 553.49'64:44 (517.3—13)

Самойлов В.С., Иванов В.Г., Коваленко В.И., Смирнова Е.В. **Редкоземельно-апатитовые и редкоземельно-свинцовые руды комплекса Мушугай-Худук (Южная Монголия).** — В кн.: Эндогенные рудные формации Монголии. М.: Наука, 1984.

Позднемезозойский щелочной комплекс Мушугай-Худук (Гобийская часть МНР) практически не имеет аналогов в других карбонатитовых комплексах того же формационного типа, связанного с калиевым щелочным магматизмом. С этим комплексом ассоциируют промышленно интересные концентрации редких земель, фосфора, свинца, причем руды являются комплексными. В редкоземельно-свинцовых рудах содержится 4,7% TR + Y (при $\Sigma \text{Ce}/\Sigma \text{Y} = 60$) и 15,7% свинца. В редкоземельно-апатитовых рудах в среднем присутствуют 7,5% TR + Y (при $\Sigma \text{Ce}/\Sigma \text{Y} = 26$) и 25% P_2O_5 . Табл. 5. Ил. 1. Библиогр. 7 назв.

**ЭНДОГЕННЫЕ
РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ
МОНГОЛИИ**

*Утверждено к печати
Совместной Советско-Монгольской
научно-исследовательской
геологической экспедицией*

Редактор *Е.М. Камшилина*
Редактор издательства *Т.А. Николаева*
Художественный редактор *И.Ю. Нестерова*
Технический редактор *Г.И. Астахова*
Корректор *В.Н. Пчелкина*

Набор выполнен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 27943

Подписано к печати 19.07.84. Т—05735
Формат 70 X 100 1/16. Бумага для глубокой печати
Гарнитура Универс. Печать офсетная
Усл.печ.л. 16,9 + 0,4 вкл. Усл.кр.-отт. 17,6. Уч.-изд.л. 21,6
Тираж 650 экз. Тип. зак. 1635. Цена 3 р. 20 к.

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:

В.С. Антипин, В.И. Коваленко, И.Д. Рябчиков. Коэффициенты распределения редких элементов в магматических породах.

В работе дан термодинамический анализ и обобщены результаты эмпирических исследований коэффициентов распределения редких элементов между вкрапленниками различных минералов и основной массой или стеклом эффузивных и субвулканических пород Монголо-Охотского пояса. Рассмотрено применение коэффициентов распределения элементов для оценки условий происхождения различных по составу магматических пород и их потенциальной рудоносности.

И.Я. Некрасов. Олово в магматическом и постмагматическом процессах.

В монографии рассмотрены физико-химические условия образования оловоносных магм кислого и основного состава и генетически связанных с ними месторождений олова. Определены формы нахождения олова и сопутствующих металлов в расплавах и гидротермальных растворах. Разработаны физико-химические основы прогнозирования и оценки оловорудных месторождений.

А.Д. Ножкин, Е.М. Крестин. Радиоактивные элементы в породах раннего докембрия.

В монографии приводятся новейшие сведения по геологическому строению земной коры КМА. Впервые дается радиогеохимическая характеристика раннеархейских гранито-гнейсовых, позднеархейских ультрамафит-мафитовых, нижнепротерозойских осадочных комплексов, а также всех ассоциаций магматических пород. Обсуждается модель химического состава гранито-гнейсового слоя, этапы эволюции коры и радиогеохимического фона в раннем докембрии.

Очерки физико-химической петрологии, вып. XII.

В сборнике приводятся новые данные по экспериментальным исследованиям в области минералогии, геохимии, эндогенного рудообразования, физико-химических свойств магматических расплавов и гидротермальных растворов; освещаются вопросы теории и эксперимента минеральных равновесий метаморфических комплексов, фазового соответствия в системах с минералами переменного состава.

Зр. 20 к.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»