



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

ВОПРОСЫ МАГМАТИЗМА И МЕТАЛЛОГЕНИИ

МОНГОЛЬСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ

НОВОСИБИРСК-1981

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

**ВОПРОСЫ МАГМАТИЗМА
И МЕТАЛЛОГЕНИИ
МОНГОЛЬСКОЙ
НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ**

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

НОВОСИБИРСК—1981

В сборнике рассматриваются принципы металлогенического анализа территорий МНР, подчеркнут полициклический характер тектонического развития основных структур, магматизма и металлогении. Приведены главнейшие закономерности размещения и локализации оруденения. Даны очерки металлогении меди, молибдена, золота и ртути. Охарактеризованы докембрийские диаспоровые бокситы, открытые на территории МНР. Рассмотрены особенности базальтового вулканизма в связи с неоднородностью мантии, описаны метаморфические комплексы Западной Монголии.

Р е д к о л л е г и я:

академик В.А.Кузнецов (отв.редактор),
к.г.-м.н. А.П.Берзина, к.г.-м.н. В.И.Сотников

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ
МОНГОЛЬСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ

Общая схема металлогении Монгольской Народной Республики (МНР), опирающаяся на анализ результатов многолетних исследований больших коллективов советских и монгольских геологов, дана в недавно опубликованных монографиях*. Дальнейшие исследования, в том числе работы сотрудников Института геологии и геофизики СО АН СССР, выполненные совместно с геологами МНР в 1970–80 гг., а также некоторые данные по металлогении соседних с Монголией областей юга Сибири [1] вносят в ранее разработанную схему некоторые дополнения [2].

Как известно, схема тектоники Монголии вкратце сводится к следующему. Занимая центральную часть обширного Центрально-Азиатского складчатого пояса, расположенного между Сибирской платформой на севере и платформенными сооружениями на юге, территория МНР отличается весьма сложным строением. На севере выделяются байкалиды и салаириды (ранние каледониды), т.е. древние складчато-глыбовые сооружения, испытавшие геосинклинальное развитие в протерозое и начале палеозоя и стабилизацию в позднем протерозое и среднем кембрии. По геологическому строению и металлогенической характеристике эти структуры близки к древним складчатым сооружениям юга Сибири.

Южнее располагаются собственно каледонские и герцинские геосинклинальные и складчатые сооружения, сложенные ордовикскими и главным образом средне- и позднепалеозойскими толщами, среди которых располагаются блоки выступов древнего фундамента, прорванные палеозойскими интрузиями. Одновозрастные, но не геосинклинальные, а скорее орогенные по формационному типу толщи среднего и позднего палеозоя залегают в орогенных прогибах среди байкалид и салаирид севера МНР. На завершившие свое развитие в позднем палеозое и раннем мезозое складчато-глыбовые структуры накладываются дейтероорогенные прогибы с толщами юры и мела,

* Геология Монгольской Народной Республики, т. I–III, М., Недра, 1977.

связанные с процессами мезозойской тектоно-магматической активизации. Мезозойская активизация сопровождалась интенсивным магматизмом и оруденением, широко проявившимся на востоке МНР, и эндогенной, в основном эпitherмальной, минерализацией на западе.

В длительной многоэтапной истории геологического развития Монголии выделяются следующие главные этапы оруденения или металлогенические эпохи.

1. Байкальский (протерозойский) этап, значение которого для территории МНР еще не полностью раскрыто. Как известно, металлогения докембрия отличается неповторимыми особенностями. С ней связано установленное в ряде древних платформ и складчатых областей формирование крупнейших стратиформных по типу месторождений железа, золота, меди, урана, свинца и цинка. В байкалидах Монголии так же, как в Алтае-Саянской области, известны метаморфогенные железные руды типа магнетитовых кварцитов, в метаморфических толщах отмечались высокоглиноземистые разности гнейсов. В западной Монголии в блоке метаморфических пород протерозоя открыто месторождение диаспоровых бокситов [3]. Возможно выявление среди метаморфических толщ зеленокаменных и черносланцевых комплексов, отличающихся золотоносностью. С докембрийскими гранитоидами в ряде районов связываются слюдоносные и редкометальные пегматиты и щелочные метасоматиты.

2. Салаирский (раннекаледонский) этап, охватывающий поздний докембрий – ранний кембрий, следует считать важнейшим, профилирующим металлогению северных областей Монголии. В этом этапе была заложена система глубинных разломов и приразломных прогибов (трогов) с офиолитовыми комплексами, включающими толщи основных вулканитов, сланцев, гипербазитовые и базитовые интрузивы. С гипербазитами связаны хромитовые руды, асбест, тальк, нефриты. С габброидными интрузиями связаны проявления титано-магнетитового оруденения. С вулканитами офиолитовых комплексов могут быть связаны медноколчеданные руды. В вулканогенно-осадочных толщах нижнего кембрия могут быть месторождения колчеданно-полиметаллических руд вулканогенно-осадочного типа, подобных известным в Туве и Забайкалье. С гранитоидами, аналогами таннуольского комплекса Тувы, связывается скарновое железуруденение и золоторуденение. Наконец, в существенно карбонатных толщах раннего кембрия севера МНР и соседних районов Восточного Саяна

размещаются фосфориты Хубсугульского бассейна и бокситы Боксонского месторождения. Салаирская металлогеническая эпоха в целом характеризуется фемическим профилем.

3. К а л е д о н с к и й этап имеет для металлогении Монголии менее существенное значение. Возможно, что к нему относятся некоторые гранитоидные комплексы запада МНР, аналоги каледонских гранитоидов Восточного Алтая с вольфрамовой минерализацией.

С девонскими вулканогенно-осадочными комплексами на севере и западе МНР связываются проявления гематитовых руд, признаки медного и свинцово-цинкового оруденения. В геосинклинальных толщах юга МНР, включающих офиолиты, отмечены многочисленные проявления железного, марганцевого, хромитового и медного оруденения.

4. Более значительным для металлогении Монголии явился г е р ц и н с к и й (позднепалеозойский) этап, когда на крайнем юге существовал эвгеосинклинальный прогиб с офиолитовым магматизмом, сменившимся в конце перми андезито-базальтовым, а на остальной территории Монголии был орогенный режим с гранитообразованием и наземным вулканизмом. С герцинскими (пермскими) гипербазитами Солонкерского офиолитового пояса крайнего юга МНР связаны наиболее значительные в Монголии хромитовые рудопроявления. С герцинскими гранитоидными комплексами связываются медно-молибденовые месторождения, причем известное месторождение Эрдэтуин-Обо и многочисленные рудопроявления того же типа в Орхон-Селенгинской рудной зоне на севере МНР имеют возраст конца перми — начала триаса, т.е., очевидно, связаны с позднепалеозойской, или герцинской, тектоно-магматической активизацией каледонид и салаирид севера Монголии. В то же время, однотипное медно-молибденовое оруденение Манлайско-Цагансубургинской зоны на юге МНР относится по возрасту к карбону-перми, т.е. к орогенному этапу развития герцинид этого района. Вероятно, к тому же герцинскому этапу относится медно-молибденовое и золотое оруденение Баянхонгорской рудной зоны. В Монгольском Алтае с пермскими гранитоидами связаны вольфрамово-молибденовые и редкометальные рудопроявления, а также проявления золотоносности и хрусталеносности (в пегматитах и кварцевых жилах). Металлогения герцинской эпохи имела преимущественно сиалический профиль.

5. Еще более значительными для металлогении были раннемезозойский и позднемезозойский

этапы тектономагматической и металлогенической активизации.

Раннемезозойский этап весьма продуктивен. Наибольшее распространение имеют редкометальная и полиметаллическая минерализация, существенное значение приобретает золотое оруденение.

Широко распространенные гранит-лейкогранитные комплексы нижнеюрского и среднеюрского возраста (шгодырский и др.) сопровождаются вольфрамовым, оловянным и молибденовым оруденением и флюоритовой минерализацией. Для щелочных гранитоидов того же возраста свойственны повышенные концентрации циркония, тория, ниобия и редких земель цериевой группы. Особенно интересны литий-фтористые граниты и онгониты. С раннемезозойскими комплексами габбро-диорит-гранитного состава (Северо-Хантейская и Северо-Керуленская зоны) ассоциирует золотая минерализация.

Позднемезозойский этап активизации, охватывающий конец юры — нижний мел, сопровождался главным образом интенсивным вулканизмом контрастного базальт-диоритового состава, вероятно, производным глубинных щелочно-базальтоидных магм.

Наиболее характерна для этого этапа весьма распространенная на востоке МНР и интенсивно выраженная флюоритовая минерализация. На территорию Монголии из Забайкалья проходят зоны разломов и приуроченной к ним эпitherмальной минерализации того же позднеюрского-раннемелового возраста — ртутной, сурьмяной, сурьмяно-полиметаллической, сурьмяно-вольфрамовой и золото-серебряной (балейского типа). Нашими исследованиями доказана ранее предполагавшаяся генетическая связь эпitherмального флюоритового и ртутного оруденения. Ртутное оруденение мезозойского возраста обнаружено в связи со многими региональными разломами не только в восточных, но и южных и западных районах Монголии [4]. Кроме того, исследованиями в Алтае-Саянской области, в том числе в Тувинской АССР установлено, что ртутное оруденение в этих районах обнаруживает парагенетическую связь с висмут-никель-кобальтовым арсенидным оруденением, а также с барит-сидерит-флюоритовым оруденением, являясь членом единого генетического ряда эпitherмальных рудных формаций, связанного с процессами мезозойской (вероятно — позднемезозойской) металлогенической активизации.

Зоны арсенидной висмут-кобальтовой, блекло-рудной и ртутной минерализации из районов Юго-Западной Тувы и Юго-Восточного Алтая прослеживаются на территорию Западной Монголии [4].

Таким образом, этапы мезозойской тектоно-магматической активизации на территории МНР выражены сложным по составу руд достаточно интенсивным оруденением, главным образом рудами олова, вольфрама, молибдена, свинца, цинка, золота, ртути, сурьмы, флюорита, редких элементов. Именно эта минерализация и определяет металлогенический профиль восточных и центральных районов МНР. При этом, если мезозойский магматизм и минерализация, связанные с процессами мезозойской активизации, имеют на востоке МНР ареальное распространение, то на западе мезозойский магматизм представлен только дайковыми комплексами щелочных базальтоидов, которые так же, как и производные эпитепмального оруденения, имеют более ограниченное распространение, локализуясь лишь в зонах некоторых региональных разломов.

Следует отметить, что приведенная схема металлогенического развития Монголии, отражая лишь самые общие закономерности, требует дальнейшей разработки.

Некоторые общие закономерности пространственного размещения оруденения сводятся к следующему.

Намечаются элементы рудной зональности. Наиболее ранние протерозойские и салаирские рудопоявления преимущественно фемического профиля размещаются в примыкающих к югу Сибири байкалидах и салаиридах, а также в блоках древнего фундамента среди каледонских и герцинских структур. Предположительно каледонские рудопоявления вольфрама, редких металлов, золота — в структурах севера-запада МНР. Герцинские рудные комплексы — в средней и южной частях Монголии. Наконец, производные мезозойской активизации являются наложенными на структуры и оруденение всех предыдущих этапов, размещаясь главным образом в восточной части МНР.

Территория МНР связывает между собой Алтае-Саянскую и Восточно-Казахстанскую металлогенические провинции, расположенные на северо-западе и западе, с Забайкальской металлогенической провинцией на северо-востоке. Поэтому на севере МНР преобладают рудные комплексы, характерные для Алтае-Саянской провинции, на западе на территории МНР продолжают рудные зоны из Горного и Рудного Алтая, на северо-востоке в Монголию прослеживаются из Забайкалья рудные зоны Монголо-Охотского геохимического и рудного пояса.

Весьма характерно размещение многих рудных комплексов и

формаций вдоль зон региональных разломов, в частности вдоль глубинных разломов длительного развития, в том числе сопровождающихся цепями гипербазитов и базитов. На западе на территорию Монголии прослеживаются продолжения Шапшальского, Курайского и Чарышско-Теректинского разломов, имеющих важное металлогеническое значение. Вероятно продолжение на территорию МНР известной северо-восточной зоны смятия, т.е. регионального разлома, отделяющего герцинские структуры Рудного Алтая от каледонид Горного Алтая, также имеющего важное металлогеническое значение.

На северо-востоке на территорию Монголии продолжают региональные разломы, элементы Монголо-Охотского пояса.

На территории МНР выделяется ряд линейных рудных зон и поясов. Степень их изученности различна, но в целом они несомненно нуждаются в постановке детальных исследований, а в ряде случаев в составлении для них прогнозно-металлогенических карт и организации целеустремленных геологопоисковых и оценочных работ. Среди них выделяются Орхоно-Селенгинская, Баянхонгорская и Манлай-Цагансубургинская зоны медно-молибденового оруденения, Северо-Хантейская, Южно-Хантейская и Баянхонгорская золотоносные зоны, а также ряд зон, контролирующих размещение эпитермальной, в том числе ртутной минерализации, описанные в статьях по металлогении меди и молибдена, золота и ртути Монголии, помещенных в данном сборнике.

Литература

1. Кузнецов В.А. Проблемы металлогении Тувы.- Геол. и геофиз., 1981, № 2.
2. Кузнецов В.А. Некоторые вопросы металлогении Монголии и закономерности размещения эпитермального оруденения, связанного с мезозойской активизацией.- В кн.: Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979, с.68-76.(Тр. Совм.Сов.-Монгол. экспедиции, вып.30).
3. Пинус Г.В., Агафонов А.В. О направлении поисков бокситов в Сибири.- Геол. и геофиз., 1979, № 5, с.16-21.
4. Кузнецов В.А., Оболенский А.А., Васильев В.И., Борисенко А.С. Ртутное оруденение Монголии.- В кн.: Геология и генезис

редкометалльных и полиметаллических месторожд. Сибири. Новосибирск: Наука, 1978, с. 5–26.

В.И. Сотников, А.П. Берзина, В.Н. Скороходов

МЕТАЛЛОГЕНИЯ МЕДИ И МОЛИБДЕНА МОНГОЛЬСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ

1. Формационный анализ многочисленных (свыше 300) проявлений меди позволил выделить [12] на территории МНР следующие меднорудные формации: медно-молибденовую, медно-скарновую, никелево-медную в габброидах, формацию самородной меди, медистых песчаников и сланцев, медноколчеданную. Как попутный компонент медь встречается и в некоторых других рудных формациях. Проведенная формационная разбраковка известных в настоящее время меднорудных проявлений и прогнозно-перспективный анализ рудоносных и потенциально рудоносных площадей, а также месторождений и большинства рудопроявлений показали, что основные перспективы выявления на территории МНР экономически интересного медного (и молибденового) оруденения связаны с медно-молибденовой рудной формацией.

2. На территории МНР выделяются три региональные рудоносные структуры типа наложенных рудных поясов, связанных с развитием внегеосинклинальных тектоно-магматических процессов: Северо-Монгольский (включающий месторождение Эрдэнэтуин-Обо и продолжающийся на территорию СССР в районы Забайкалья), Южно-Монгольский (с месторождением Цаган-Субурга) и Центрально-Монгольский молибденово-медные пояса. Пространственно молибденово-медные пояса контролируются развитием субширотных позднепалеозойских и позднепалеозойско-мезозойского (Северо-Монгольский пояс) вулканогенных поясов. Региональными рудоконтролирующими структурами, определяющими размещение рудных районов и узлов в пределах поясов, являются пересечения (сочленения) общемонгольских субширотных тектонических зон крупными субмеридиональными (час-

то северо-северо-западными) дизъюнктивами, сопровождающимися зонами интенсивной трещиноватости и повышенной проницаемости. Региональные субмеридиональные дизъюнктивные структуры глубинного заложения выступают не только в качестве структур, дренирующих восходящие флюидные потоки, но и являются во многих случаях магмо- и рудоконтролирующими зонами. В частности, магмоконтролирующая роль субмеридиональных тектонических зон отчетливо подтверждается геофизическими данными по району Дучин-Хурал и Уха-Худук.

Принцип благоприятности сочетания отмеченных двух разнонаправленных структур для развития рудообразующего процесса и локализации концентрированного оруденения реализуется как в региональном, так и в локальном плане (включая локализацию не только месторождений и рудопоявлений, но и отдельных рудных тел). Ведущая роль северо-северо-западных тектонических зон в сочетании со структурами субширотной ориентировки выявляется при анализе структурных условий формирования месторождений Эрдэнэтуин-Обо и Цаган-Субурга [13, 18].

3. В пределах молибденово-медных поясов устанавливается зависимость геохимического типа оруденения от характера блоков фундамента, вовлекаемых в процессы тектоно-магматической активизации. Наиболее отчетливо эта зависимость прослежена для Северо-Монгольского молибденово-медного пояса, охватывающего протяженную субширотную полосу полей развития образований пермо-триасового вулканоплутонического пояса. Вулканоплутонический пояс развивается на сложно построенном глыбово-блоковом фундаменте в структурах каледонской консолидации, захватывая в ряде районов протерозойские выступы и поднятия. Тектоно-магматическая активизация разнопостроенных блоков коры нашла отражение не только в специфике структур активизации, характере вулканоплутонической ассоциации, но и в геолого-геохимических особенностях рудных районов и рудных проявлений.

В структурах каледонской консолидации с максимальным проявлением пермо-триасовых вулканитов и мезозойского молассового вулканогенно-осадочного комплекса в наложенных впадинах рудоносный магматический комплекс характеризуется преимущественным развитием триасовых штокообразных тел гранодиорит-порфиров (дацитов), трассирующих отчетливо выраженную северо-северо-западную

тектоническую зону. Оруденение вкрапленно-прожилкового типа (существенно медное) с локализацией рудной минерализации в полях серицитизированных и окварцованных пород (Эрдэнэтский рудный район).

В пределах протерозойского Тарбагатайского поднятия с широким развитием гнейсо-гранитного комплекса рудоносный магматический комплекс проявляется обычно в виде ряда калиевых пород с преобладающим развитием мелкозернистых гранитов, гранит-порфиров и граносиенит-порфиров. Медно-молибденовое оруденение представлено единичными мелкими рудопоявлениями жильного типа и выявленными в последнее время зонами мусковитизированных и интенсивно окварцованных пород с рассеянной вкрапленностью молибденита (Дзосоту-Ула). В блоках, непосредственно примыкающих к Тарбагатайскому поднятию, в составе пермо-триасовых образований возрастает роль вулканитов. Вкрапленно-прожилковая рудная минерализация существенно медного профиля ассоциирует с телами порфиров гранит-гранодиоритового состава и локализуется среди серицитизированных и окварцованных пород. Для рудной минерализации Тарбагатайского поднятия и прилегающих блоков наряду со свинцом (из пирита и халькопирита), имеющим модельный возраст 300 ± 50 млн. лет (что характерно в целом для всего Северо-Монгольского пояса), отмечается и более древний свинец — 800–900 млн. лет (Дзосоту-Ула, Наран-Булак).

Таким образом, в пределах рассмотренных разнородных блоков проявляется рудная минерализация, занимающая различное положение в ряду образований медно-молибденовой формации: от существенно медных (типа меднопорфировых — Эрдэнетуин-Обо) до молибденовых (типа молибденпорфировых — Дзосоту-Ула), заметно отклоняющихся в сторону грейзеновых месторождений.

Указанная зависимость, выявленная геологически и подтвержденная теоретическими и модельными представлениями, позволила обосновать повышенную молибденоносность протерозойских выступов и поднятий в пределах Северо-Монгольского молибденово-медного пояса и выделить потенциально перспективные площади.

4. При общей пространственной ассоциации медно-молибденового оруденения с вулканоплутоническими сериями отчетливо проявляется пространственная и временная связь (на уровне парагенетической) рудной минерализации с субвулканическим порфировым маг-

матизмом. Учитывая ведущее поисковое значение порфировых образований, их четкую приуроченность к рудоконтролирующим структурам и обычно фиксируемую временную [I7, I8] (с разрывом до 20–30 млн. лет) и фациальную обособленность от гранитоидов вмещающих крупных plutонов, очевидно, целесообразно порфиры (и близкие к ним образования) выделять в качестве рудоносного магматического комплекса.

В пределах отдельных регионов образования рудоносного магматического комплекса имеют определенную петрохимическую специфику. С другой стороны они в какой-то степени петрохимически сопоставимы с гранитоидами вмещающих plutонов. Все это, по-видимому, свидетельствует о влиянии на развитие магматизма особенностей структурно-формационных зон (блоков фундамента) и об определенных генетических соотношениях между двумя типами магматических образований. В Эрдэнэтском рудном районе породы вмещающего plutона представлены рядом диорит-кварцевый диорит-тоналит-плагитогранит (Орхон-Селенгинский комплекс), имеющим щелочноземельный профиль с повышенной натровой щелочностью. В поздних продуктах отмечается возрастание отношения $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ от 1,8 до 2,5. С развитием калишпатизации связывается образование сиенитоподобных пород. Рудоносный комплекс представлен в основном плагитогранит-, гранит-, граносиенит-порфирами (и отчасти мелкозернистыми гранитами). Если первые породы петрохимически сопоставимы с породами plutона, то в конечных продуктах рассматриваемого ряда заметно возрастает роль калия ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ снижается от 2,8 до 1,1). В формировании граносиенит-, сиенит-порфиров и мелкозернистых лейкократовых гранитов ведущая роль принадлежала поздним и постмагматическим процессам. Последние породы пересыщены щелочами, особенно калием (λ до 1; $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} \sim 0,4$; Q до 35).

Рудоносный комплекс района Наран-Булакского рудопоявления представлен штокообразными телами и дайками мелкозернистых гранитов, гранодиорит- и гранит-порфиров, относящихся к натриевой серии щелочноземельного ряда с отношением $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ от 4,12 до 1,7.

В Цаган-Субургинском рудном районе [I3, 2I] породы вмещаемого Цаган-Субургинского массива, представленные рядом габбро-диорит —> сиенито-диориты —> граносиениты, относятся к существ-

венно натровым щелочноземельным породам. В конечных продуктах ряда отмечается заметное возрастание калия ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ изменяется от 2,9 до 1).

Породы рудоносного комплекса (гранодиорит-, граносиенит-, гранит-порфиры, мелкозернистые гранитоиды) минералогически и петрохимически близки к интрузивным образованиям вмещающего массива, но отличаются повышением роли калия в процессе их становления. Последнее особенно характерно для порфиров, в формировании которых существенную роль играли метасоматические процессы.

Рудоносный комплекс района Манлайской группы рудопроявлений представлен габбро-диоритами, диоритами, диоритовыми порфиритами (реже гранодиоритами и гранодиорит-порфирами), пространственно ассоциирующими с близкими по возрасту и составу вулканогенными образованиями. Породы щелочноземельного ряда с пониженной щелочностью ($A = 0,5-0,6$) и преобладанием натрия над калием. В поздних магматических образованиях увеличение роли калия незначительное.

С величиной $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ в породах рудоносных комплексов в определенной степени коррелируется Cu/Mo отношение в рудах, а также соотношение типов гидротермально измененных пород (в частности, серицитизированных и окварцованных — с одной стороны и калишпатизированных — с другой).

Выявлена существенная роль метасоматических процессов (преимущественно калишпатизации) в формировании ряда штокообразных тел и даек субщелочных мелкозернистых гранитов и порфиров, относимых к рудоносному магматическому комплексу. Для таких образований, развивающихся в результате преобразования более древних вмещающих интрузивных массивов (иногда гидротермально измененных), характерны неправильная форма тел, нечеткие контакты, изменчивость состава и структуры, частая перемежаемость типов пород. На глубоких горизонтах эти образования часто "растворяются" во вмещающих гранитоидах. Приурочены они обычно к участкам повышенной трещиноватости и проницаемости, с ними пространственно ассоциирует рудная минерализация.

Наиболее отчетливо определяющая роль калишпатизации в формировании даек и штоков субщелочных пород зафиксирована в Цаган-Субургинском рудном районе, где с неоднократным проявлением калишпатизации связано формирование сиенитоподобных пород Цаган-

Субуртгинского массива (позднемагматический процесс), развитие субщелочных мелкозернистых гранитов по цагансубуртгинским гранитоидам (высокотемпературный постмагматический процесс, связанный с развитием глубинного магматического очага, продуцирующего образования рудоносного комплекса) и формирование порфиров по субщелочным гранитам (среднетемпературный процесс). Интенсивность проявления многоэтапной калишпатизации, сопровождающейся переотложением вещества преобразующихся пород, во многом определяет масштабность рудообразующего процесса.

5. В генетическом отношении медно-молибденовые месторождения МНР имеют много общего с соответствующими месторождениями других металлогенических провинций, что и позволяет объединять их в единую рудную формацию [5]. В то же время даже для отдельных рудоносных площадей Монголии устанавливается определенная специфика развития магмо-рудообразующего процесса, что можно, очевидно, связывать с общей геологической и геохимической историей блоков тектоносферы, в частности с положением магматических очагов и характером флюидопотока из мантийных областей.

Медно-молибденовые месторождения МНР формировались в специфических условиях проявления контрастного вулcano-плутонического магматизма с развитием процессов эксплозивного брекчирования и интенсивного метасоматического преобразования вмещающих пород в условиях относительно небольших глубин [1,3,9,10]. Консолидация интрузий происходила в интервале $1200-800^{\circ}\text{C}$, в условиях значительной дегазации расплава. При этом интенсивное развитие получали процессы эксплозивного брекчирования [6,15], приводившие в благоприятной обстановке к широкому рассеиванию во вмещающих породах рудных компонентов, мигрировавших в виде оксо- и гидроксохлоридных комплексов. Температурный интервал процесса брекчирования от $700-600$ до $300-250^{\circ}\text{C}$. Флюиды, участвовавшие в этом процессе, характеризовались высокой ролью хлора и углекислоты. Фиксируется повышенная активность элементов группы железа. В ряде минералов (магнетит, рутил и др.) брекчиевых зон отмечаются высокие содержания хрома, а на рудопроявлении Ульдзей-Обо в брекчиях выявлена хромшпинель [16].

Формирование рудно-метасоматических образований происходило [1,2,3,9 и др.] в широком интервале температур: от $700-500^{\circ}\text{C}$ (калишпатизация) до $400-200^{\circ}\text{C}$ (основное рудообразование, сери-

цитизация, окварцевание, аргиллизация) и ниже. По характеру метасоматического преобразования вмещающих пород месторождения и рудопроявления Монголии можно разделить на две большие группы: с интенсивным проявлением калишпатизации (для этих рудных проявлений характерна повышенная роль калия в магматических образованиях, высокая активность фтора [4,7,II], возрастание доли молибдена в рудах и др.), с преобладанием серицитизации и окварцевания (повышенная роль натрия в магматитах, возрастание активности хлора, сокращение доли молибдена, относительно повышенная золотосность и др.). Рудная минерализация в том или ином количестве сопровождает все гидротермально измененные породы, но более характерна для метасоматитов, формирующихся в условиях слабощелочной-слабокислой среды. Окончательно распределения рудной минерализации усложняется в связи с совмещением метасоматитов различных эндогенных этапов.

Среди молибденово-медных месторождений МНР по специфике сульфидной минерализации выделяется Цаган-Субургинское месторождение, характеризующееся значительным развитием гипогенного борнита. Борнит представлен несколькими разновидностями, имеющими, по данным микрозондирования, переменный состав с широкими изоморфными вариациями основных компонентов.

6. Анализ результатов изотопных исследований свинца, аргона [8,I4], серы (А.И.Тутаринов и др.) и эволюции состояния и состава минералообразующих растворов во времени и пространстве свидетельствует в пользу нескольких источников флюидов и рудообразующих веществ [8]. В целом можно выделить две флюидные системы: "магматическую", охватывающую конкретные интрузивные тела рудоносного комплекса и их ближайшее окружение (доминирует магматический источник преимущественно с проявлением ювенильной составляющей), и "магматогенную", проявляющуюся вне тесной пространственной связи с этими конкретными интрузивами (система обеспечивается компонентами глубинного магматического и метеорного источников).

7. Поисково-оценочные и прогнозные критерии на медно-молибденовое оруденение, наряду со структурными рудоконтролирующими факторами и характером рудоносного магматизма, включают особенности проявления эксплозивного брекчирования, метасоматического изменения вмещающих пород, морфо-геохимические характеристики ру-

доносных зон и другие геолого-генетические признаки. В качестве ведущего оценочного критерия, кроме интенсивности проявления рудообразующего процесса, можно рекомендовать анализ этапности его развития. Как правило, к формированию крупномасштабного концентрированного оруденения будут приводить рудообразующие процессы, характеризующиеся многоэтапным развитием. Разработанный применительно к геологическим условиям Монголии комплекс критериев неоднократно обсуждался с геологами различных организаций и в настоящее время учитывается ими на практике.

При оценке медно-молибденовых месторождений МНР целесообразен комплексный подход с учетом не только основных (медь, молибден), но и сопутствующих компонентов, среди которых важное значение имеют золото и серебро. Установленная повышенная золотоносность рудных проявлений рассматриваемой формации особенно важна при оценке небольших рудопроявлений. В случае повышенной золотоносности экономический интерес могут представлять и отдельные рудопроявления (мелкие месторождения) с относительно небольшими содержаниями молибдена и меди.

Литература

1. Берзина А.П., Шугурова Н.А., Сотников В.И. К вопросу о физико-химических условиях формирования молибденовых месторождений Монголии.— В кн.: Термобарогеохимия и генетическая минералогия. Новосибирск, 1975, с.115–120.

2. Берзина А.П., Шугурова Н.А., Сотников В.И. О газовом составе минералообразующих растворов медно-молибденовых месторождений.— ДАН СССР, 1976, т.228, № I, с.188–191.

3. Берзина А.П., Сотников В.И. О физико-химических особенностях рудообразующего процесса на месторождениях медно-молибденовой формации.— В кн.: Геология и генезис рудных месторождений юга Сибири. Новосибирск: Наука, 1977, с.74–79.

4. Берзина А.П., Сотников В.И., Шугурова Н.А. Газы в минералообразующем процессе на медно-молибденовых месторождениях. — В кн.: Тезисы VI Всес. совещ. по термобарогеохимии. Т.2, Владивосток, 1978, с.89–90.

5. Медно-молибденовая рудная формация (на примере Сибири и

сопредельных регионов) / Сотников В.И., Берзина А.П., Никитина Е.И., Скуридин В.А., Проскуряков А.А.- Новосибирск: Наука, 1977.- 422 с.

6. Никитина Е.И., Сотников В.И., Проскуряков А.А., Вологдин Н.Ф., Корольков В.Н. О составе и некоторых физических особенностях апатитов из эксплозивных брекчий Цагансубургинского медно-молибденового месторождения.- Геол. и геофиз. 1973, № II, с 28-36.

7. Сотников В.И., Берзина А.П., Никитина Е.И., Корольков В.Н. Содержание и распределение хлора и фтора в минералах медно-молибденовых месторождений в зависимости от особенностей минералообразующего процесса.- В кн.: Тезисы докл. к XI Международной минералог. ассоциации. Т.1. Новосибирск, 1978, с.167-168.

8. Сотников В.И., Берзина А.П. Источники флюидов и рудообразующих веществ медно-молибденовых месторождений.- В кн.: Природа растворов и источники рудообразующих веществ эндогенных месторождений. Новосибирск: Наука, 1979, с.15-32.

9. Сотников В.И., Берзина А.П. Геохимические особенности рудообразующего процесса на медно-молибденовых месторождениях СССР и МНР.- В кн.: Геохимия гидротермального рудообразования, М., 1979, с.63.

10. Сотников В.И., Берзина А.П., Моторина И.В., Шугурова Н.А. Физико-химические параметры процессов формирования месторождений медно-молибденовой рудной формации.- В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Т.1. Новосибирск: Наука, 1979, с.209-220.

11. Сотников В.И., Берзина А.П., Никитина Е.И. Об использовании распределения хлора и фтора в минералах пород при поисковых работах на медно-молибденовых месторождениях.- В кн.: Methods of Geochemical Prospecting, v.1, part I, Prague, Geological Survey, 1979, p.90-91.

12. Сотников В.И., Жамсран М., Берзина А.П., Гарамаев Г., Скороходов В.Н., Болд Д. Об эндогенных меднорудных формациях Монголии.- В кн.: Геологическое строение и закономерности размещения полезных ископаемых территории МНР. Улан-Батор, 1979, с.32-33.

13. Сотников В.И., Берзина А.П., Жамсран М., Мягмар Л. Молибденово-медное месторождение Цаган-Субурга (МНР).- Геология рудных м-ний, 1980, № 3, с.34-46.

14. Сотников В.И., Берзина А.П., Халилов В.А., Поливянный Э.Я., Жамсран М. Особенности изотопного состава свинца сульфидов молибденово-медных месторождений Монголии.- В кн.: 2. Arbeitstagung "Isotope in der Natur", ZfI-Mitteilungen, Nr.29, Leipzig, 1980, s.209-216.

15. Сотников В.И., Вологдин Н.Ф. Никитина Е.И., Проскуряков А.А. Эксплозивные брекчии Цагансубургинского медно-молибденового месторождения.- В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Вып.8. Новосибирск: Наука, 1975, с. 287-303.

16. Сотников В.И., Никитина Е.И. О находке хромшпинели в эксплозивных брекчиях молибденово-медного рудопоявления Ульдзей-Обо (Цагансубургинское рудное поле, МНР).- ДАН СССР, 1979, т.248, с.1431-1433.

17. Сотников В.И., Сандуйжав Г., Берзина А.П., Фирсов Л.В. Об абсолютном возрасте медно-молибденового месторождения Цагансубурга. Хайгуулчин.- Вестник Министерства геологии и горно-рудной промыш. МНР, 1976, № 3, (16), с.26-30.

18. Сотников В.И., Сандуйжав Г., Берзина А.П. Некоторые особенности проявления молибденово-медного оруденения в Южной Монголии.- В кн.: Геология и генезис редкометаллических месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1978, с.43-64.

Ю.Г.Щербаков

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЗОЛОТА МОНГОЛИИ

1. Монголия расположена в пределах трансконтинентального Центральноазиатского золотоносного рудного пояса. На его прости- рании за пределами МНР в однотипных и разновозрастных геологичес- ких структурах Тянь-Шаня, Джунгарии, Казахстана, Алтае-Саянской складчатой области и в Забайкалье известны место- рождения золота различных металлогенических эпох и рудных форма- ций [1,2]. Их многочисленные признаки устанавливаются и на тер-

на тех же стратиграфических уровнях золотоносным комплексам Алтае-Саянской складчатой области, нередко повышенными средними содержаниями золота порядка 3-5 мг/т. Таким образом, установленный впервые в Западной Сибири еще в 1962-63 годах геохимический контроль золотого оруденения полями развития вулканогенно-осадочных пород повышенной фемичности, отличающихся 2-3-кратным повышением содержаний благородного металла сравнительно с главной массой песчано-сланцевых и карбонатных отложений [1,2], неоднократно впоследствии подтвержденный в разных золотоносных провинциях², в настоящее время может считаться надежным фактором, контролирующим образование многих типов золоторудных месторождений.

3. В числе наиболее потенциальных золотоносных интрузивных комплексов Монголии по сумме имеющихся данных мы выделяем тоналит-гранодиоритовый и гранит-гранодиоритовый батолитового типа, развитые в раннекаледонских структурах северных районов. Оба имеют отчетливо натровый характер. Золотоносные части гранитоидных массивов отличаются повышением содержаний золота в акцессорных магнетитах. При этом чем ниже содержание в породе магнетита, тем в большей мере он обогащен золотом [2,3,4,5].

Нередко при выделении золотоносных интрузий разных районов Союза и Монголии отмечают габбро-плагитогранитная, габбро-диорит-гранитная и другие "серии" или "ассоциации". Специальные исследования подобных ассоциаций в золоторудных узлах Мариинской тайги и других районах Алтае-Саянской складчатой области Г.В.Поляковым (1975), В.Н.Довгалем (1975), А.Н.Дистановскй, а также наши наблюдения в Северо-Западном Хэнтее и других районах Монголии приводят к выводу о принадлежности габброидов и гранитоидов подобных "серий" к совершенно разным этапам развития коры.

Габброиды обычно принадлежат к более древнему геосинклинальному этапу и формируются в условиях ее растяжения, а гранитоиды - к орогенному, сопровождающемуся интенсивными сжатиями, метаморфизмом и палингенезом. Более высокие содержания золота в исходном субстрате (3-5 мг/т), чем остается в раскристаллизовавшихся гранитах (1-2 мг/т), как это было установлено нами ранее, обеспечивают сброс "излишков" благородного металла совместно с

² Boyhe R.W. The Geochemistry of Gold and its Deposits.- Geol. Survey, Canada, Bull.280, 1979, p.584.

железом в приконтактовую, иногда апикальную часть массивов. Габброиды в участках развития золотоносных гранитов встречаются нередко, но не служат неперенным условием их золотоносности. Чаще заимствование золота гранитоидными магмами происходит из метаморфизованных в зеленокаменной фации более древних вулканогенно-осадочных комплексов, в которых интрузивным разностям принадлежит незначительная роль. При этом повышение основности исходного для гранитоидной магмы субстрата приводит к развитию среди гранитоидных массивов зон гибридизма, имеющих "пестрый" состав, и увеличению роли в них диоритов и кварцевых диоритов, чаще тяготеющих к краевым частям батолитов и принадлежащих к первой фазе их кристаллизации. Эти зоны бывают обогащены золотом до 10-20 мг/т.

Развитие собственно золотого оруденения происходит значительно позже, когда участки массива и вмещающих его пород, обогащенные золотом до десятков мг/т, достаточно остывшие, становятся областью циркуляции горячих растворов сложного происхождения. Исключительное значение при этом разрывных, контракционных или иного типа трещин, контролирующих золотое оруденение, проявляется лишь в сочетании их с породами-носителями значительных масс золота и гранитоидными массивами, обеспечивающими фокусирование золота из больших объемов области гранитизации.

4. Тектонический контроль золотого оруденения на территории Монголии отчетливо проявляется в приуроченности главных золотоносных зон Баян-Хонгорской, Северо-Хантейской и других к структурам ограничения крупных поднятий и впадин тектонических блоков. В основании подобных блоков и, в частности, Хангайского и Хантейского поднятий, отмечаются выходы раннепротерозойского, а возможно, и более древнего складчато-метаморфического фундамента. Большинство, и в том числе наиболее значительных месторождений и рудопроявлений, приурочивается к совпадающим с названными структурами крупным гравитационным ступеням, контролирующим одновременно заметное повышение магматической активности. Собственно рудные узлы контролируются местами пересечения подобных линейных, обычно весьма протяженных зон поперечными к ним и оротграфически менее выраженными, нередко скрытыми разломами или системами разломов. Таким образом, рудные узлы, охватывая значительные, в сотни кв. километров площади, как правило, довольно

четко могут быть ограничены на карте естественными геологическими границами, непосредственно картируемыми разными методами. Линейно прослеживаемые системы рудных узлов группируются в металлогенические зоны, отличающиеся своими особенностями строения, состава, магматизма, своими рядами рудных формаций [10].

5. Проведенное с учетом отмеченных принципов районирование площадей проявления золоторудной минерализации на территории Монголии выявляет уже сейчас при далеко еще не исчерпывающей общегеологической и металлогенической ее изученности ряд золотосодержащих рудных узлов, большинство из которых заслуживает постановки на них поисковых и поисково-разведочных работ на рудное золото. Некоторые потенциально значительные золотосодержащие рудные зоны можно наметить пока по весьма ограниченным и косвенным данным, например, Орхон-Селенгинскую, связанную с вулканоплутоническим поясом, и Восточно-Хантейскую. Еще очень слабо изучена, но возможно перспективна по золоту Озерная структурно-формационная зона, в пределах которой известные рудопоявления медноколчеданной и золото-сульфидно-кварцевой формаций образуют Хиргисский рудный узел. В Южно-Монгольском рудосодержащем поясе выделяется Булганская структурно-формационная зона верхнепалеозойского возраста с Корумтинским и Верхне-Булганским узлами частично отработанных 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 затронутым в зонах окисления старательскими работами, но до последнего времени сколько-нибудь систематически не изучавшимся. К их числу принадлежат Байтакский рудный узел и представленные пока лишь участками частично отработанных золотых россыпей три узла Эдэргенинуринской рудосодержащей зоны, протянувшейся на сотни километров в близширотном направлении и частично перекрытой рыхлыми отложениями кайнозоя.

Довольно выдержанные по простиранию в близширотном направлении рудные зоны в Южно-Гобийской провинции образуют узлы проявлений золотосодержащей медно-молибденовой формации: Скутинский, Мандахский, Манлайский, Хармагтайский и Их-Шанхайский.

Менее упорядоченный характер структурного соотношения рудных узлов отмечается в Северо-Восточной Монголии на простирании

Монголо-Охотского золото-молибденового рудного пояса, контролирующего, как известно, в Забайкалье размещение многих месторождений, в том числе балейского типа. Сложная внутренняя структура пояса и мелкоблоковый ее характер обусловил мозаичное расположение выходов древнего фемически-сиалитического фундамента, с которым связано в этом регионе большинство рудопроявлений и месторождений золота.

Отмечавшаяся выше Северо-Хантейская рудная зона представляет в этом отношении некоторое исключение своей выдержанностью, связанной со значительностью размеров выхода древнего фундамента. Составляющие ее Кударинский, Бугунтайский, Бухулей-их-алтатский, Боро-Дзунмодский, Ухтал-Цайдамский и Замарский рудные узлы отличаются значительной насыщенностью кварцево-жильного и жильно-штокеркового золотого оруденения.

6. Разработке принципов предварительной оценки множества разнородных проявлений золотой минерализации, как известно, способствует формационный анализ, выявляющий наиболее характерные черты крупных промышленных месторождений, проявляющиеся в определенных геологических условиях.

На территории Монголии нами выделены месторождения и проявления следующих эндогенных собственно золоторудных формаций: золото-сульфидной, золото-сульфидно-кварцевой, золото-сульфидно-скарновой, золото-кварцевой, золото-кварц-халцедоновой и золото-лиственитовой [6,7]. Кроме того, золото в доступных для попутной добычи количествах присутствует в месторождениях других, так называемых золотосодержащих рудных формаций: медно-молибденовой, колчеданно-полиметаллической, редкометальной и выделяемой несколько условно медноколчеданной. Анализ самых основных черт золотоносности Монголии и смежных с ней территорий, наряду с уже отмеченной обусловленностью оруденения, составом и уровнем кларковых содержаний золота в рудогенерирующих комплексах гранитоидов и исходных для них отложений, выявляет последовательное увеличение интенсивности оруденения от протерозойских месторождений к ранне-каледонским, герцинским и мезозойским. В той же последовательности намечается смена максимума промышленного оруденения от наиболее бедных его вкрапленно-прожилковых типов золото-сульфидной формации, принадлежащих к корневой фации гидротермальных систем и проявившихся среди анде-

зит-базальтовых зеленокаменных и черносланцевых комплексов, к более богатым кварцево-жильным месторождениям стволовой фации и жильно-штокверковым месторождениям близповерхностного типа апикальной фации.

7. Геохимические исследования многих золоторудных объектов Монголии и более всего Северо-Хантейской и Баян-Хонгорской рудных зон подтверждают сделанный нами ранее вывод о том, что выразительным параметром смены бедных руд корневой фации богатыми стволовой и апикальной служит резкое увеличение амплитуды относительной концентрации (ОК) родственных элементов [IO, II]. Особенно ценным представляется анализ ОК для прогнозной оценки жил золото-кварцевой малосульфидной формации с крайне неравномерным распределением золота. В перспективных проявлениях такого типа руд в частности резко возрастает ОК $\frac{Pb : Zn_{ж}}{Pb_{ж} : Zn_{ж}}$ и понижается значение ОК для Ag:Cu, Mo:Cu, V:Cr, Mn:Cr даже при частных близких к кларковым содержаниях металлов в пробах.

Одним из примеров прогнозного значения величины ОК может служить сопоставление ОК $\frac{Mo : Cu}{Mo_{ж} : Cu_{ж}}$ для разных месторождений медно-молибденовой формации в крупнейших рудных провинциях мира. ОК для Mo:Cu возрастает в среднем от 0,5 до 10, с переходом от существенно медных месторождений среди фемических типов коры до существенно молибденовых в наиболее сиалической обстановке. При этом одновременно с повышением рассматриваемой величины ОК понижается золотоносность соответствующих месторождений. Наибольших значений содержания и запасы золота достигают в существенно медных представителях данной рудной формации. Приведенные данные несомненно облегчат перспективную оценку по золоту медно-молибденовых месторождений Монголии, геологическая позиция которых весьма разнообразна, что довольно определенно отражается в значениях для них ОК рассмотренной пары элементов. В частности, наименьшие значения $\frac{Mo : Cu}{Mo_{ж} : Cu_{ж}} = 0,3-0,9$ в изучавшихся объектах пока установлены на месторождении Саран-Ула в Баян-Хонгорской рудной зоне. Именно в рудах этого месторождения неоднократно отмеча-

* Величина ОК представляет вторую производную отношения родственных элементов в рудах или иных природных образованиях, нормированного по отношению этих же элементов в метеоритном веществе ($_{м}Cl$), что позволяет не только представить результаты эволюции данной системы сравнительно с исходным веществом Земли, но и сравнить их для разных пар.

лись повышенные содержания золота, что в свете приведенных данных следует считать не случайным, а вполне закономерным явлением, достаточно убедительно аргументирующим целесообразность оценки его по рудному золоту [8,9,11].

8. Анализ содержаний золота и серебра в главных типах пород магматических, осадочных и метаморфических комплексов Монголии обнаруживает закономерности их распределения в общем, устанавливаемые в смежных районах Сибири и других золоторудных провинциях мира [1,2,3]. Обращает на себя внимание, что заметные повышения содержаний золота в гранитоидах, габбро, базальтах и других породах непременно сопровождаются одновременным повышением концентрации целого ряда халькофилов — свинца, цинка, меди, иногда ртути, висмута и других элементов, а главное, еще более резким сдвигом относительных коэффициентов концентрации геохимически родственных элементов OK и в том числе $\frac{\text{Ag} : \text{Au}}{\text{Ag}_M : \text{Au}_M}$. При этом подчеркнем уже отмеченное нами выше резкое увеличение амплитуды вариаций этой величины при общем ее снижении по мере возрастания содержаний золота. Каких-либо данных о повышении содержаний золота в гранитах за пределами зон гидротермальной минерализации и вне связи с другими, близкими ему по свойствам элементами, не установлено, и нам они представляются маловероятными. Более того, всякое и особенно значительное повышение в породах содержаний золота, как впрочем и многих других металлов, обыкновенно сопровождается не только сдвигом количественных соотношений элементов, активно участвующих в гидротермальном процессе и притом в прямой пропорциональной зависимости от масштабов процесса, но и одновременно усложнением многих черт геологического строения.

9. Внимание искателей золота с давних времен привлекали не просто кварцевые жилы, а самые усложненные в цветовом, структурном, морфологическом отношении их участки. Не должен терять своего значения "критерий сложности" также при поисках золоторудных и многих иных месторождений и в наше время. Увеличение разнообразия состава пород, и не только за счет всевозможных пред- и околорудных изменений, усложнение картины физических и геохимических полей, усиление изрезанности рельефа в участках интенсивной гидротермальной проработки рудных зон, повышение роли ржавых гидроокислов железа в цветовой гамме рудного выхода,

усложнение состава шликеров и многие иные признаки, не очень уж косвенные, в совокупности с прошлыми находками золота отчетливо проявлены в самых различных ландшафтах Монголии. Они помогли нам выявить ряд новых золоторудных объектов и с успехом могут быть использованы в дальнейшем.

Литература

1. Шербаков Ю.Г. Распределение и условия концентрации золота в рудных провинциях.- М.: Наука, 1967.- 268 с.
2. Шербаков Ю.Г. Геохимия золоторудных месторождений в Кузнецком Алатау и Горном Алтае.- Новосибирск: Наука, 1974.- 278 с.
3. Шербаков Ю.Г. Химическая эволюция вещества Земли и эндогенное рудообразование.- В кн.: Золото и редкие элементы в геохимических процессах. Новосибирск: Наука, 1976, с.14-33.
4. Шербаков Ю.Г. Геохимическая эволюция и рудные формации.- В кн.: Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении. Новосибирск: Наука, 1976, с.217-228.
5. Шербаков Ю.Г., Косалс Я.А., Росляков Н.А. и др. Геохимия золота и редких элементов в рудных провинциях юга Сибири.- В кн.: Рудные формации и геохимия рудообразующих процессов. Новосибирск, 1976, с.119-176.
6. Шербаков Ю.Г. Систематика месторождений золота.- В кн.: Минералогия и геохимия рудных месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1977, с.4-12.
7. Шербаков Ю.Г. Источники вещества и типизация месторождений золота.- В кн.: Природа растворов и источники рудообразующих веществ эндогенных месторождений. Новосибирск: Наука, 1979, с.33-41.
8. Шербаков Ю.Г., Рослякова Н.В. Об индикаторном значении отношений металлов в золоторудных месторождениях.- В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Т.2. Новосибирск: Наука, 1979, с.129-135.
9. Шербаков Ю.Г., Золотухин В.В., Кузнецов В.А., Митропольский А.С., Сотников В.И. Коэффициенты концентрации элементов как источник информации об условиях рудообразования.- Геохимия, 1980, № II, с.1662-1673.

Ю. Щербаков Ю.Г., Росляков Н.А., Дежидмаа Г. Принципы прогноза золоторудных месторождений Монголии.- В кн.: Геологическое строение и закономерности размещения полезных ископаемых на территории МНР. Улан-Батор. 1979, с.22-23.

II. Shcherbakov Ju.G. The Distribution of Elements in the Geochemical Provinces and Ore Deposits.- In: Origin and Distribution of the Elements., Oxford and N. Y., Pergamon Press, 1979, pp.689-695.

А.А.Оболенский, В.И.Васильев, А.С.Борисенко

МЕТАЛЛОГЕНИЯ РТУТИ МНР

В 1970-75 гг. группой сотрудников Института геологии и геофизики А.А.Оболенским, В.И.Васильевым, А.С.Борисенко при участии В.И.Сотникова, И.Н.Широких и сотрудника Института геологии АН МНР А.Маргая под руководством академика В.А.Кузнецова были проведены прогнозно-металлогенические исследования на ртуть в МНР. Организационно эти работы проводились в Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР. Этими работами было установлено единство тектонических структур Монголии со структурами Алтае-Саянской складчатой области и Забайкалья, контролирующими размещение оруденения. В ряде районов МНР впервые были открыты рудопроявления ртутных руд и новые шиховые ореолы киновари, что в совокупности с имевшимися ранее данными позволяет рассматривать Монголию как новую самостоятельную ртутную область в пределах трансконтинентального Центрально-Азиатского ртутного пояса [4-7].

а) Закономерности размещения ртутного оруденения. рудные пояса и зоны

На территории Монголии продолжают структуры двух крупнейших региональных ртутных поясов, расположенных в складчатых об-

ластях Юга Сибири – Кузнецко-Алтайского и Монголо-Охотского. Кроме того, на юге республики в структурах Южно-Монгольской герцинской складчатой системы обособляется самостоятельная Манлай-ская ртутная зона, а в структурах Внутренне-Монгольской поздне-палеозойской складчатой области выделяется Южно-Тотошанская ртутная зона, связанная с глубинными разломами северного обрамления Таримской и Северо-Китайской платформ и рассматриваемая нами как звено крупной системы разломов, которая простирается сюда из районов Восточного и Южного Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау.

Кузнецко-Алтайский ртутный пояс выделяется в тектонических структурах Западной Монголии как крупнейшая региональная рудоконтролирующая структура. Весьма характерна геолого-тектоническая позиция пояса: составляющими его элементами служат зоны региональных граничных разломов, обрамляющие герцинские прогибы и мезокайнозойские впадины, по которым наиболее часто проявлены глыбовые движения.

Прямым продолжением Чарышско-Теректинского разлома служит Толбонурский разлом, а зона Кобдинского разлома является продолжением наиболее важной рудоносной структуры Горного Алтая – Курайской ртутной зоны. По существу, единую тектоническую структуру представляют собой Шапшальский и Цаганшибетинский разломы. В качестве продолжения структур Северо-Западной Монголии в Монгольском Алтае может рассматриваться зона Ихэбогдинского разлома. В современной геологической структуре морфологическим выражением этих зон нередко служат приразломные или шовные прогибы, представленные грабен-синклиналями, грабенами и другими тектоническими структурами, сложенными верхнепалеозойскими, а иногда и мезозойскими отложениями. Эти структуры, как правило, являются элементами сложных зон взбросов, глыбовых надвигов, взбросов-сдвигов и других тектонических швов, нередко контролирующих локализацию рудных узлов, рудных полей и месторождений ртути в известных ртутных зонах Алтае-Саянской рудной провинции [2].

Ртутной минерализации в коренном залегании в Монгольской части Кузнецко-Алтайского пояса пока не обнаружено, но отмечается ряд шлиховых ореолов киновари и литогеохимических аномалий ртути, тяготеющих к зонам активизированных в мезозое региональных разломов и зонам лиственитизации. Шлиховые ореолы киновари

установлены в связи с Кобдинским разломом (западный борт Бухей-Муренской впадины), Толбонурским разломом (участок Улан-Хус, урочище р. Хутушун-Гол), Цаганшибетинский разлом (участок Барун-Са-ла) и Ихэбогдинским разломом (Цагангольский участок), что позволяет предполагать проявление в этих структурах и более концентрированного ртутного оруденения.

Монголо-Охотский ртутный пояс является второй не менее важной рудоконтролирующей структурой, сопоставимой с Кузнецко-Алтайским ртутным поясом. Пояс располагается в тектонических структурах Забайкалья, Восточной и Центральной Монголии. Общеизвестно, что рудоносные структуры Восточного Забайкалья являются западным звеном выделяемого Забайкало-Амурского ртутного пояса протяженностью около 1500 км. Таким образом, общая протяженность Монголо-Охотского ртутного пояса составляет не менее 2500 км. Он также располагается вдоль системы граничных глубинных разломов, отделяющих байкальские и каледонские складчатые сооружения Забайкалья и Становика от расположенных к югу герцинских и мезозойских складчатых структур, т.е. его тектоническая позиция аналогична позиции Кузнецко-Алтайского пояса. Отличаясь в целом более высокой рудонасыщенностью, разнообразием генетических типов месторождений и рудных формаций, Монголо-Охотский ртутный пояс еще слабо изучен в отношении ртутеносности. В его пределах установлены рудопроявления и мелкие месторождения ртuti, не имеющие практического значения. Еще недостаточно изучены и условия образования ртутной минерализации в этом поясе, что, несомненно, затрудняет оценку перспектив этой крупной рудоносной структуры.

Можно проследить продолжение отдельных тектонических структур Забайкалья на территорию МНР: Удино-Витимский и Хилокский разломы продолжают соответственно, как Аргиингольский и Хангайский разломы, Чикойингодинский и Куналейский разломы Забайкалья сопрягаются на территории Монголии с Баянгольским и Еро-гольским разломами, к которым тяготеет ряд шлиховых ореолов и рудопоявлений киновари. Эти разломы образуют северо-западное обрамление Хангайско-Хантэйской палеозойской складчатой зоны. Известно, что зона Баянгольского разлома является важной структурой, контролирующей размещение эндогенного оруденения в Северной Монголии [1].

Другая ветвь Монголо-Охотского пояса представлена системой глубинных разломов юго-восточного обрамления Хангайско-Хантейской складчатой зоны. В качестве составляющих ее элементов могут быть названы Баянхонгорский, Северо-Гобийский, Южно-Хантейский, Ононский и Ульдзинский, а на территории СССР Урулунгуевский разломы. Эти разломы не образуют четких прямых линий, а представлены сложной кулиснопостроенной системой разломов. Ононский и Южно-Хантейский разломы выделяются как важные зоны редкометального оруденения, в пределах этих зон размещаются рудные узлы Модотинский и Ихэхайрханский. К системе рудоконтролирующих структур Монголо-Охотского ртутного пояса нами относится и Керуленский глубинный разлом, в пределах которого выявлено ртутно-флюоритовое месторождение Идэрмет-Баян-Хан-Ула. К системе этих разломов приурочены наиболее крупные и концентрированные шлиховые ореолы киновари, а на Далайамагальском участке и рудопроявлении Харпату в связи с Ульдзинским разломом киноварная минерализация была установлена в коренных породах [4,5].

Предположительно в качестве самостоятельного ртутного пояса могут рассматриваться зоны глубинных разломов Южно-Монгольской складчатой системы, в которой выделяются Булганский, Заалтайский, Гурбансайханский, Манлайский, Наринхидский и Тургегольский разломы. Зоны этих разломов отчетливо трассируются раннегерцинскими офиолитовыми комплексами с гипербазитами Южно-Монгольской эвгеосинклинальной зоны, сопрягающейся на северо-западе с Чарской офиолитовой зоной Зайсанской складчатой области. В системе этих разломов наиболее перспективной является Манлайская зона разломов, к которой тяготеет ряд шлиховых ореолов киновари.

Южно-Тотошаньская ртутная зона связана с разломами, сопровождающимися гипербазитами, которые являются фрагментом Южно-Тотошаньского гипербазитового пояса на юге МНР. Пространственно этот пояс совпадает с глубинным разломом, разделяющим разнородные структурно-формационные зоны: Ширинхотесскую (Солонкерскую) верхнепалеозойскую геосинклинальную зону и Чжесы-Эрлянский (Тотошаньско-Эрлянский) палеозойский антиклинорий. Находка ртутного рудопроявления Ханги-Обо позволяет рассматривать Южно-Тотошаньский региональный разлом, обладающий признаками, которые свойственны ртутно-рудным зонам, как перспективную для

поисков месторождений ртути тектоническую структуру.

Необходимо заметить также, что Южно-Тотошаньский разлом, располагаясь в структурах Внутренне-Монгольской позднепалеозойской складчатой области, занимает обособленное положение по отношению к структурам, которые рассматриваются как элементы Кузнецко-Алтайского и Монголо-Охотского ртутных поясов. Система региональных разломов на юге Центрально-Азиатского складчатого пояса, ограничивающих с севера Таримскую и Северо-Китайскую платформы, в большей своей части еще очень слабо изучена. Имеющиеся данные позволяют поставить вопрос о том, что ее составляющими на западе могут быть Ферганский и другие разломы Южного и Восточного Тянь-Шаня, Алакульско-Джунгарский и другие разломы Восточного Казахстана, а на восточном фланге — ртутеносный Южно-Тотошаньский разлом в Южно-Гобийской системе Центрально-Азиатского ртутного пояса.

б) Минеральные типы месторождений

Руды открытых в Монголии рудопроявлений ртути по минеральному составу практически не отличаются от руд известных ртутных месторождений на сопредельной территории СССР. По принятой нами систематике [2] они относятся к пяти минеральным типам: 1) магнетезиально-карбонатно-киноварному (лиственитовому) (Ханги-Обо); 2) кварц-диксит-киноварному (Харцату); 3) кварц-серицит-киноварному (Тунхул, Балжа); 4) кварц-барит-киноварному (Далай-Ама-Гол) и 5) флюорит-киноварь-полисульфидному (Идермег-Баян-Хан-Ула). Следует, однако, сделать следующие оговорки: четвертый минеральный тип выделен нами условно, так как на участке Далай-Ама-Гол кинноварь обнаружена только в шпихах из протолок и из делювия, но широкое развитие во вмещающих породах кварца и барита позволяет предполагать здесь руды именно этого типа, пятый тип, по-видимому, является аналогом промышленного флюорит-киноварного (джаспероидного) минерального типа с преобладанием в сульфидной ассоциации руд свинцово-цинковых минералов и жильной формой рудных тел.

На юге Монголии в Южно-Тотошаньской зоне расположено рудопроявление ртути магнетезиально-карбонатно-киноварного (лиственит-

тового) типа - Ханги-Обо, открытое в 1971 г. [3].

Рудопроявление расположено в хребте Тото-Шань на территории Восточно-Гобийского аймака в вулканогенно-терригенных отложениях верхней перми.

Киноварная минерализация установлена в нескольких коренных выходах вдоль зоны дробления на протяжении более 1 км. Распределена она неравномерно. Содержания ртути в штучных пробах, отобранных в разных участках зоны, от 0,02 до 0,21%. Основные текстурные типы руд - штокверковый, вкрапленный и жильно-вкрапленный. Руды штокверковой текстуры наиболее типичны и характеризуются развитием тонких (от микроскопических до 1-2 мм) мономинеральных или карбонат-кварц-киноварных жилкок.

Минеральный состав руд прост. Главным рудным минералом является киноварь. Второстепенные минералы представлены миллеритом и полидимитом, образующим полные псевдоморфозы по игольчатым кристаллам миллерита, а также пиритом и бравоитом. Жильные минералы - кристаллический и халцедоновидный кварц, железистый доломит и анкерит. К реликтовым минералам относятся хромит, титаномагнетит, магнетит. Гипергенные минералы представлены гематитом, различными гидроокислами железа, замещающими пирит и карбонаты, желтовато-зелеными и яблочно-зелеными псевдоморфозами моренозита по игольчатым кристаллам миллерита и полидимита.

Рудопроявление Харцату открыто нами в 1975 г. при ревизии Северо-Дучингольского шлихового ореола киновари [4,5]. Оно расположено на водораздельной части урочищ Харцату-Ари-Холой в бассейне р. Дучин-Гол. Эта площадь сложена флишеидными песчано-сланцевыми отложениями триаса(?), среди которых развит ряд оближенных зон дробления и трещиноватости, образующих довольно мощную и протяженную (до 10 км) зону дробления, сопровождающуюся аргиллизацией, окварцеванием и пиритизацией вмещающих пород, что предопределяет принадлежность рудопроявления к кварц-диксит-киноварному минеральному типу. Зона минерализации имеет субширотное простирание ($290-300^{\circ}$) и, по-видимому, крутое падение. Постоянное присутствие киновари от десятков знаков до весовых количеств устанавливается в делювиальных шлихах, отобранных в логах северного, так и южного склонов водораздела урочища Харцату-Ари-Холой. В одном из шурфов на южном склоне водораздела встречены обломки аргиллизированных песчаников с густой вкрапленностью киновари, что позволяет считать источником шлиховой киновари отмеченные зоны гидротермально измененных пород.

Рудопроявления Тунхул и Балжа были обнаружены при проверке шлиховых ореолов киновари в бассейне р.Хара-Гол в зоне Ерогольского разлома. Рудная минерализация в виде вкрапленности и тонких жилок киновари связана с маломощными жилками кварца в зонах дробления в кварцитах (участок гсы Тунхул) и с зонами аргиллизации в песчаниках и сланцах харинской серии протерозоя (участок Балжа). Главным гипогенным рудным минералом является кристаллическая киноварь, сопровождающаяся небольшими количествами пирита, блеклой рудой (очень редко), по-видимому, ртутьсодержащим сфалеритом, более распространенным в рудах участка Балжа. К жильным минералам рудопроявлений относятся кварц и серицит, что позволяет отнести их к кварц-серицит-киноварному минеральному типу.

Приуроченность к зонам Баянгольского и Ерогольского разломов ряда шлиховых ореолов киновари и коренных проявлений ртутной минерализации позволяет рассматривать отмеченные структуры в числе перспективных на поиски ртутных месторождений.

Д а л а й - А м а - Г о л ь с к о е рудопроявление, открытое В.А.Благоднаровым и Г.М.Красильниковым*, находится на правом борту р.Далай-Ама-Гол (приток р.Ульдзы) в палеозойских гранитоидах, в которых выявлено несколько протяженных (200-600м) зон аргиллизированных и окварцованных пород мощностью 50 м. В протоочках установлена киноварь в количестве до 0,3 г/т. Видимой макроскопически киноварной минерализации не отмечалось. В зонах гидротермально измененных пород развиты кварцевые и кварц-карбонатные жилки с пиритом. Одной из разведочных канав вскрыты маломощные (до 5 см) жилы барита, что позволяет отнести это рудопроявление к кварц-барит-киноварному минеральному типу.

Рудопроявление И д е р м е г - Б а я н - Х а н - У л а относится к флюорит-киноварно-полисульфидному минеральному типу и расположено в зоне Северо-Керуленского глубинного разлома в рудном узле Берхе. Флюоритовое месторождение Идермег-Баян-Хан-Ула находится в южной части одноименного гранитного массива и представлено протяженной на несколько сотен метров крутопадающей зоной дробления мощностью от 1 до 3 м, которая прослежена на поверхности редкими канавами.

* Благоднаров В.А., Каленов А.Д., Шабаловский А.Б. Проявления киноварной минерализации в Монголии и перспективы обнаружения коренных месторождений ртути. - В кн.: Магматизм и металлогения МНР. М.: Наука, 1971, с.126-133.

Концентрация сульфидного оруденения отмечается в участках, где зона дробления пересекает дайки аргиллизированных диабазовых порфиритов, имеющих мощность до 10–15 м. На поверхности обломки гидротермально измененных пород с гипергенной киноварью были прослежены приблизительно на 400–600 м. Источником этой киновари служил ртутьсодержащий сфалерит.

Таким образом, в зоне дробления и оперяющих ее трещинах установлена минерализация двух типов: полисульфидная, существенно сфалерит-галенитовая и фторидная (флюоритовая), проявленная более интенсивно. По времени образования они отделены друг от друга внутриминерализационным перерывом.

Минеральный состав руд полисульфидного типа (в рудах с различной текстурой) практически одинаков. В них насчитывается более 20 гипогенных и гипергенных минералов. Гипогенные минералы: галенит, Hg-сфалерит, киноварь, пирит, марказит, джемсонит (?) Hg-содержащая блеклая руда смешанного состава, халькопирит, борнит, флюорит, кварц, халцедон, дикиит. Гипергенные минералы: самородная ртуть, мошелландсберgit, халькозин, ковеллин, киноварь, борнит, гидроокислы железа, церуссит, ярозит. Главные минералы полисульфидных руд – кварц (чаще халцедоновидный) и галенит. В некоторых случаях к ним добавляются пирит и сфалерит. В рудах гнездового типа преобладают кварц, пирит, халькопирит, галенит и киноварь. Все остальные минералы относятся к второстепенным и редко встречающимся. В.И.Васильевым в рудах установлен новый минерал – сульфид меди и ртути – баянханит [5].

В гипогенном минералообразовании на месторождении различаются три стадии минерализации: предрудная, выраженная в аргиллизации и окварцевании пород, кварц-полисульфидная и флюоритовая.

Находка ртутной минерализации на флюоритовом месторождении Идермег-Баян-Хан-Ула имеет важное теоретическое и практическое значение, так как она позволяет предположить возможность проявления в пределах многих флюоритовых поясов не только флюоритовых, но и ртутных, и ртутно-полиметаллических месторождений. Примеры совмещения указанных типов минерализации известны в пределах Алтае-Саянской складчатой области [1,6,9]. Сам факт обнаружения ртутно-флюоритовой минерализации в структуре Северо-Керуленского глубинного разлома, к которому тяготеет ряд шлиховых ореолов киновари, позволяет рассматривать эту зону в качестве

перспективной, потенциально рудоносной структуры, в пределах которой необходимо проведение поисковых работ.

Таким образом, можно заключить, что размещение ртутного оруденения в Монголии подчиняется тем же основным закономерностям, какие были установлены для прилегающих районов СССР [2,7]. Не отличается оруденение и по генетическому типу, минеральному составу руд, характеру околорудных изменений и возрасту. Выявление флюорит-киноварной минерализации в рудном узле Берхе (м-ние Идермет-Баян-Хан-Ула) подтверждает также ранее высказанные положения о тесных парагенетических связях эпitherмального золото-серебряного, свинцово-цинкового, арсеноидного никель-кобальтового, флюоритового и ртутного оруденения и о принадлежности проявлений этого оруденения к единому генетическому ряду рудных формаций этапа мезозойской тектоно-магматической активизации, что также служит одним из доказательств одно-возрастности ртутных месторождений не только рудных районов Алтае-Саянской и Забайкальской рудных провинций, но и Монголии и является важным поисковым критерием.

Литература

1. Васильев В.И., Лаврентьев Ю.Г. Новые находки ртутисодержащих сфалеритов и их значение. — Геол. и геофиз., 1976, № 1, с. 48–53.
2. Геология и генезис ртутных месторождений Алтае-Саянской области / Кузнецов В.И., Васильев В.И., Оболенский А.А., Шербань И.П. — Новосибирск: Наука, 1978. — 290 с.
3. Оболенский А.А., Борисенко А.С., Васильев В.И., Мартай А. Первое рудопоявление ртути в Монгольской Народной Республике. — Геол. и геофиз., 1973, № 6, с. II3–II6.
4. Кузнецов В.А., Оболенский А.А., Васильев В.И., Борисенко А.С. Монголия — новая ртутная область. — Геол. и геофиз., 1977, № 5, с. 67–73.
5. 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. 130–141.

6. 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.

7. Металлогения ртути.— М.: Недра, 1976.— 255 с.

8. Основы формационного анализа эндогенной металлогении Алтае-Саянской области / Кузнецов В.А., Дистанов Э.Г., Оболенский А.А. и др.— Новосибирск: Наука, 1966.— 152 с.

Г.В.Пинус, Л.В.Агафонов

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И МЕТАМОРФИЗМ ДОКЕМБРИЙСКИХ ДИАСПОРОВЫХ БОКСИТОВ МОНГОЛИИ

В 1976 г. авторами в хр.Ихэ-Дариби, расположенном на территории Гоби-Алтайского аймака, было открыто пока единственное в МНР Алагульское месторождение диаспоровых бокситов. Геологическое строение района и самого месторождения, обоснование древнего возраста и некоторые другие вопросы, характеризующие месторождение, равно как и практические следствия, вытекающие из факта существования докембрийских бокситов, были освещены в ряде публикаций [1-4], поэтому здесь мы ограничимся лишь самыми общими сведениями по геологии месторождения и подробнее остановимся на характеристике минерального состава руд и метаморфизме докембрийских диаспоровых бокситов.

Хребет Ихэ-Дариби, на южном склоне которого расположено месторождение, представляет горстовый выступ, сложенный породами протерозойской метаморфической толщи. С юга эта толща вдоль крутого разлома контактирует с осадочно-вулканогенными отложениями венда-кембрия. К зоне разлома пространственно приурочен крупный гипербазитовый массив и более молодые разновозрастные интрузии гранитоидов. Гипербазитовый массив включает в себя осложненные тектоническими нарушениями крупные, измеряемые несколькими километрами провалы кровли, сложенные метаморфическими

породами докембрия, содержащими рудоносную пачку. Последняя представлена серией оближенных пластов бокситов, чередующихся с горизонтами хлорититов и амфиболитов. В составе рудоносной пачки, слагающей верхнюю часть докембрийских образований района, встречаются также мраморы, содержащие разной величины обломки амфиболитов и пироксенитов и своеобразные метаморфические породы терригенного происхождения – гранатиты [2].

Наиболее распространенным типом бокситов, слагающим мощные (до 5 м) пласты на западном фланге месторождения, являются темно-коричневые до черных с коричневым оттенком микро- и мелкозернистые бокситы, на свежем сколе которых видны обломочного характера зерна магнетита и ильменита. Руды сложены мельчайшими кристалликами диаспора, окислов и гидроокислов железа, на фоне которых выделяются различные по величине и форме обломочные зерна магнетита и ильменита, вокруг которых, либо в ассоциации с ними присутствует небольшое количество септехлорита. По данным рентгенометрического анализа и ИКС, в составе этих руд фиксируется гиббсит [4].

Второй по распространенности тип бокситов представлен полосчатыми коричневыми с разной интенсивностью окраски рудами, тонко и грубо переслаивающимися с хлоритами и септехлорититами. Мощность бокситовых прослоев разнообразна – от долей мм до метра. Диаспор в этих бокситах встречается не только в виде обогащенных прослоев, но и в виде отдельных неправильных обломков в ассоциации с гидроокислами и окислами железа. В хлорититовых прослоях обнаружены обломки хромшпинелидов [1]. Структура этих руд тонкозернистая, местами она не отличается от руд первого типа.

Третий тип бокситов представлен светло- и темно-серыми пестроокрашенными рудами. На плоскостях скола в них наблюдаются в виде микрожилок и бесформенных выделений образования гетита и гидрогетита, реже отдельные зерна гематита и магнетита. Эти руды отличаются от двух предыдущих типов тем, что в них микроскопически виден диаспор, который в виде мелких зерен и их скоплений фиксируется по всему объему штуфов. Помимо диаспора в составе руд этого типа можно наблюдать магнетит, гематит, гетит,

ильменит, хлорит, сфен и шпинель. Фиксируется небольшое количество гиббсита.

Наконец, четвертый тип руд — это бокситы, в которых проявилась гидротермальная деятельность, в результате чего произошло природное обогащение метаморфических образований диаспором, выражающееся в собирательной перекристаллизации, образовании жилок, выполненных диаспором, септехлоритом в наиболее сильно метаморфизованном субстрате, отвечающем по химическому составу бокситам. В бокситах этого типа часто присутствуют корунд и темно-зеленая шпинель-герцинит. Руды характеризуются крупнозернистым строением, в них часто развивается пластинчатый диаспор, кристаллы которого достигают 5 см. Наряду с пластинчатой формой, встречаются жилки, выполненные игольчатыми кристаллами диаспора. Мощность жилок колеблется от 0,5 мм до 2–3 см. Нередко наблюдаются серии параллельных жилок. Иногда диаспоровые жилки в залыбандах оторачиваются септехлоритовыми или магнетит-ильменитовыми каемками. Часто в связи с диаспоровыми жилками фиксируются колломорфные образования гетита. Количество корунда, шпинели, магнетита, ильменита, септехлорита и гетита в этом типе руд достигает 50% их объема. Вместе с тем они содержат участки мономинеральных диаспоритов. Содержание диаспора в этих рудах в среднем составляет 50%.

Завершая характеристику минерального состава руд и их типов, отметим следующие особенности Алагульских бокситов. В них имеются признаки, указывающие на первично-осадочное происхождение бокситов. К ним относятся: переслаивание пластов бокситов с хлорититами, полосчатые текстуры некоторых типов руд, наблюдаемые на макро- и микроуровне, наличие обломков зерен магнетита, ильменита и хромшпинелидов, а также крупных обломков, сложенных диаспором в ассоциации с окислами и гидроокислами железа.

Руды Алагульского месторождения на отдельных участках характеризуются интенсивно проявленным метаморфизмом, в результате которого сформировались такие аналоги диаспоровых бокситов, как корундиты, корунд-шпинелевые и существенно шпинелевые породы. В наиболее метаморфизованных аналогах бокситов проявилась гидротермальная переработка в связи с диафторезом метаморфических толщ. Этот диафторез был регрессивной стадией для высокометаморфизованных руд и не проявился столь широко в менее мета-

морфизованных бокситах, поскольку условия диафтореза отвечали устойчивости диаспора. Вместе с тем присутствие гиббсита в диаспоровых бокситах может указывать на то, что они претерпели незначительный диафторез, проявившийся в гиббситизации диаспора.

Обратимся теперь к обсуждению условий метаморфизма Алагульских диаспоровых бокситов.

Известно, что условия метаморфизма определяются двумя главными факторами — температурой и давлением. В то же время парагенезисы минералов, возникающие в результате метаморфизма, будут зависеть также и от химического состава метаморфизуемых пород. На Алагульском месторождении встречается несколько типов пород, различающихся своими химическими и минеральными составами. Среди них выделяются две разновидности хлорититов, сложенные $I4 \text{ \AA}$ и $7 \text{ \AA}$ хлоритами: $I4 \text{ \AA}$ хлорит + диаспор + корунд + шпинель + магнетит + гематит; $7 \text{ \AA}$ хлорит (септехлорит) + корунд + диаспор + шпинель + магнетит; корундиты (корунд + $7 \text{ \AA}$ хлорит + диаспор + шпинель + магнетит); шпинелевые породы (шпинель + диаспор + $7 \text{ \AA}$ хлорит + корунд + магнетит) и диаспоровые бокситы (диаспор + $7 \text{ \AA}$ хлорит + шпинель + корунд + магнетит + гематит). Встречающиеся в этих породах такие минералы, как ильменит, гетит, гидротетит, гиббсит, карбонат, скаполит, оливин, брусит, графит, вероятно, не оказывают влияния на возникающие парагенезисы, по которым определяются условия метаморфизма. Как видно из приведенных парагенезисов, практически, все минеральные ассоциации сводятся к двум, имеющим принципиально важное значение: хлорит $7 \text{ \AA}$ + диаспор + корунд + шпинель и хлорит $I4 \text{ \AA}$ + диаспор + корунд + шпинель. Те же различия, которые уотанавливаются по присутствию или отсутствию той или иной фазы, обусловлены изначальной дифференциацией вещества в процессе осадконакопления, обусловившей послойное обогащение кремнеземом, глиноземом или железом (вместе или по отдельности). В зависимости от содержания тех или иных компонентов можно рассмотреть метаморфизм двух систем: 1) $Al_2O_3-H_2O$ 2) $SiO_2-Al_2O_3-MgO-H_2O$. В первой системе, исследованной при разных температурах и давлениях, рассмотрены взаимоотношения и показаны поля устойчивости трех наиболее распространенных минералов свободного глинозема (рис., кривые 1,2,3), входящих в состав бокситов. Как следует из экспериментальных данных, наиболее низкотемпературной фазой является гиббсит. При давлении от 1 до 3 кбар

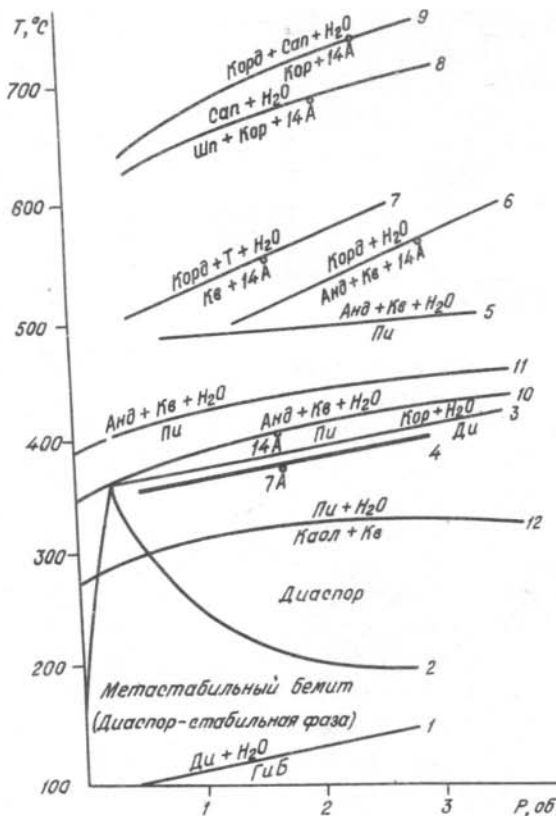


Рис. Некоторые фазовые равновесия в системе $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-H}_2\text{O}$ и $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ в зависимости от температуры и давления.

его верхний температурный предел устойчивости не превышает 150°C . Выше этой температуры он выделяет воду с образованием моногидрата глинозема. При этом, низкие давления способствуют метастабильному существованию бемита, а повышение давления благоприятствует появлению диаспора. Как видно из рисунка, при одной и той же температуре метаморфизма, в зависимости от давления, будут возникать либо бемитовые, либо диаспоровые или сме-

шанного состава бокситы, что, вероятно, и имеет место в природе. С подъемом температуры поле метастабильного бемита также сокращается. Однако, вопрос о присутствии метастабильного бемита в поле устойчивости диаспора еще окончательно не выяснен и объясняется главным образом кинетическими факторами, связанными с продолжительностью эксперимента. При увеличении времени последнего расширяется поле устойчивости диаспора, а при быстрой скорости кристаллизации формируется метастабильная модификация глинозема. При температуре выше 350°C , незначительно завися от давления, как бемит, так и диаспор (главным образом) теряют воду с образованием корунда. На Алагульском месторождении в диаспоровых бокситах наблюдается ассоциация диаспора с корундом, которая указывает, что верхняя температурная граница метаморфизма располагается вблизи равновесия диаспор = корунд + вода.

Минеральные превращения во второй более сложной системе, изученной экспериментально многими исследователями [5] в зависимости от температуры и давления, приведены на рисунке. Наибольший интерес представляет экспериментально изученный полиморфный переход $7\text{\AA}$ хлорита в $14\text{\AA}$ хлорит. Известно, что первый из них находят в неметаморфизованных осадках дна морей и эстуарий, а наиболее распространенный $14\text{\AA}$ хлорит присутствует во всех типах пород, в том числе осадочных, но претерпевших метаморфизм. Это обстоятельство служит одним из доказательств низкотемпературной природы $7\text{\AA}$ хлорита. В то же время есть примеры, как и в нашем случае, где одновременно присутствуют обе разновидности хлоритов. Первоначально экспериментально было установлено, что полиморфный переход $7\text{\AA}$ хлорита в $14\text{\AA}$, имеет место в температурном интервале между $450-500^{\circ}\text{C}$. Однако более поздними работами было показано, что этот переход совершается при более низких температурах, между $320-400^{\circ}\text{C}$. Расхождения в оценке температур полиморфного перехода, по данным авторов, проводивших экспериментальные работы, обусловлены кинетическими факторами. Более длительная продолжительность эксперимента при низких температурах приводит к тому же эффекту, что и при более высокой температуре, но при меньшей продолжительности эксперимента. Системы, насыщенные кремнеземом, не благоприятны для формирования $7\text{\AA}$ хлорита. В этих случаях предпочтительнее будет формироваться $14\text{\AA}$ хлорит. В экспериментах Б.Велде наиболее вы-

сокоотемпературная фаза семиангстремового хлорита (552°C) зафиксирована в ассоциации со шпинелью при кристаллизации из геля состава: $\text{Mg} = 40$; $\text{Si} = 20$; $\text{Al} = 40$. Гель с повышенным содержанием кремнезема и пониженным глинозема: $\text{Mg} = 43$; $\text{Si} = 22$; $\text{Al} = 35$ раскристаллизовывается при 503°C и давлении = 2 кбар в семиангстремовый хлорит в парагенезисе со шпинелью. Однако, при 540°C этот же состав дает I4A хлорит-шпинель. Линия, разграничивающая области существования семи и четырнадцатангстремовых хлоритов (рис., кривые 4), совпадает с линией равновесия диаспора с корундом. Таким образом, две независимые оценки нижнего температурного предела метаморфизма диаспоровых бокситов хорошо согласуются между собой. Для оценки фациальной принадлежности диаспоровых бокситов по степени метаморфизма на рисунке нанесены кривые равновесия пирофиллита с кварцем и андалузитом, которое принимается рядом исследователей за нижнюю температурную границу эпидот-амфиболитовой фации. Как видно из рисунка, существует некоторая неопределенность в оценке нижней границы эпидот-амфиболитовой фации по температуре. Этот интервал неопределенности, по экспериментальным данным, при 3-4 кбара составляет около 100°C (рис., кривые 5, 10, 11). Вероятнее всего, эта неопределенность отражает неоднозначность состава экспериментально исследованных систем и синтезированных фаз. В то же время минеральные равновесия пирофиллита с участием кварца и андалузита (рис., кривые 10) близки по температуре к равновесию корунда с диаспором и к полиморфному переходу $7\text{A} \rightarrow \text{I4A}$ хлорит. Все сказанное позволяет считать, что нижний температурный предел метаморфизма диаспоровых бокситов Алагульского месторождения отвечает верхам зеленосланцевой - низам эпидот-амфиболитовой фаций, а верхний температурный предел располагается в поле эпидот-амфиболитовой фации, не поднимаясь выше. При наличии более высокотемпературного метаморфизма, согласно экспериментальным данным (рис., кривые 8, 9), наблюдаемые парагенезисы: шпинель+корунд+ I4A хлорит и корунд + I4A хлорит должны были бы смениться соответственно на сапфирин и кордиерит+сапфирин в интервале температур между $600-700^{\circ}\text{C}$. Однако, ни кордиерит, ни сапфирин на Алагульском месторождении не встречен, но зато везде присутствует диаспор, что указывает на максимальные температуры, ограниченные эпидот-амфиболитовой фацией метаморфизма.

Анализ всех минеральных равновесий, приведенных на рисунке, в том числе с участием андалузита, кварца, I4A хлорита, кордиерита и талька (кривые 6,7), а также линия равновесия каолинит + кварц = пирофиллит показывает, что на природных объектах бокситов, подвергавшихся метаморфизму в пределах верхов зеленосланцевой – эпидот-амфиболитовой фаций, могут наблюдаться два пути метаморфизма, в зависимости от химического состава исходных толщ. В свою очередь состав толщ будет зависеть от способа их образования.

Все многообразие бокситовых месторождений по условиям образования можно разделить на два типа. Первый тип – латерит-бокситы. В них дифференциация вещества по глинозему происходит в результате латеритного выветривания. Разрез латеритных образований характеризуется определенным профилем, в низах которого накапливается гидрослюдисто-каолиновый и каолиновый материал, а верхи сложены собственно бокситами. Второй тип – осадочные бокситы. В них накопление глинозема происходит в результате переноса вещества, формирующего бокситы, на какое-то расстояние в виде растворов, гелей, взвесей и более крупного обломочного материала и его седиментации. Такой процесс приводит к переслаиванию бокситов с ассоциирующими с ними породами, а зональность, характерная для латерит-бокситов, в них отсутствует.

Если обратиться к рисунку, то можно видеть, что метаморфизм латерит-бокситов будет иметь особенности, которые отличают его от метаморфизма бокситов Алагульского месторождения. Поскольку низы разреза латерит-бокситов сложены гидрослюдой и каолинитом и в химическом составе пород этой зоны молекулярное отношение $\text{Al}_2\text{O}_3:\text{SiO}_2$, как правило, меньше 0,5, колеблясь в интервале 0,25–0,5, а метаморфизм – процесс изохимический, то с повышением температуры метаморфизма будет происходить смена парагенезисов, характеризующихся реакциями I2, I0, II, 5, 6, 7 (см. рис.). Среди минеральных равновесий будут присутствовать парагенезисы с пирофиллитом, андалузитом, ставролитом, четырнадцатиагстремовым хлоритом, мусковитом, кордиеритом, дистеном, тальком и др., в зависимости от температуры и давления. В нашем случае, согласно химическому составу хлорититов [2,5], молекулярное отношение глинозема к кремнезему в среднем составляет 0,8, что значительно выше, чем в низах разрезов латерит-бокситов.

тов, и соответствует этому отношению в изученных септехлоритах. Поэтому уже на стадии диагенеза, что согласуется с находками септехлоритов в морских осадках, из-за недосыщенности кремнеземом будет кристаллизоваться 7А хлорит. В процессе прогрессивного метаморфизма вплоть до верхов зеленосланцевой фаций этот хлорит будет сохраняться. Вблизи границы зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций септехлорит преобразуется в свою четырнадцатиаггстремовую полиморфную модификацию, которая будет устойчива вплоть до амфиболитовой фации. Поскольку в диаспоровых бокситах Алагульского месторождения хлорит является единственной кремнеземсодержащей фазой, то парагенезис: 14А хлорит+шпинель+корунд+магнетит устойчив во всем температурном интервале умеренных давлений эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма.

В заключение отметим, что выявленные пути метаморфизма толщ, отвечающих по составу латерит-бокситам, не согласуются с метаморфизмом бокситов Алагульского месторождения. Анализ метаморфизма бокситов последнего свидетельствует об их осадочном генезисе. Этот вывод подтверждается морфологией рудных тел, представленных пластовыми и линзообразными залежами, текстурами и структурами руд, тонким переслаиванием бокситов с хлорититами, наличием в бокситах кластического материала (обломков зерен ильменита). Нелатеритный генезис алагульских диаспоровых бокситов устанавливается также по особенностям геохимического их состава; в них не зафиксированы селен и бериллий, практически, отсутствуют олово, свинец и германий, в них в несколько раз ниже содержание галлия, циркония, стронция и бора. Все эти факты позволяют нам уверенно говорить о первичном хемогенно-осадочном генезисе алагульских диаспоровых бокситов, формировавшихся в лагунных или прибрежно-морских условиях.

Литература

1. Пинус Г.В., Агафонов Л.В. О времени образования и внедрения альпинотипных гипербазитов в каледонидах Центральной Азии. - Геол. и геофиз., 1978, № II, с.3-6.
2. Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Баярхуу Ж., Леснов Ф.П., Пос-

пелова Л.Н., Кузнецова А.И. Диаспоровые бокситы хр.Ихэ-Дариби (МНР).— ДАН СССР, 1979, т.244, № 2, с.413-416.

3. Пинус Г.В., Агафонов Л.В. К вопросу о направлении поисковых работ на бокситы в Сибири.— Геол. и геофиз., 1979, № 5, с. 16-21.

4. Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Зайцев Н.С., Баярхуу Ж. Докембрийские диаспоровые бокситы Монголии.— В кн.: Геологическое строение и закономерности размещения полезных ископаемых на территории МНР. Улан-Батор, 1979, с.20-21.

Н.А.Росляков, С.Р.Осинцев

ГИПЕРГЕННАЯ МИГРАЦИЯ И КОНЦЕНТРАЦИЯ ЗОЛОТА В ЛАНДШАФТАХ МНР

1. Гипергенная геохимия золота применительно к ландшафтным условиям МНР ранее не изучалась. С использованием высокочувствительного ($2 \cdot 10^{-8}\%$) и точного ($\pm 25\%$) атомно-абсорбционного анализа на золото и современных аналитических методов определения его пробности и элементов-спутников исследованы почвы, аллохтонные и склоновые отложения, коры выветривания, зоны окисления основных формационных типов золоторудных месторождений и россыпи, расположенные в различных геологических и ландшафтных условиях МНР. Для сравнения привлечен материал, полученный нами по геохимии золота в зоне гипергенеза регионов СССР, смежных с МНР [1-5].

2. На территории МНР, особенно в её восточной части, преобладают ландшафты с суббореальным и горным климатом. Наибольшим развитием здесь пользуются светло-каштановые несолонцеватые (K_I^I), бурые полупустынные несолонцеватые малокарбонатные (Co^I), и горные каштановые (Γ_K) почвы*. Значительно меньше распростра-

* Почвенная карта Азии. К проекту ФАО / Юнеско почвенная карта мира). Отв. ред. В.А.Ковда и Е.В.Лобова, масштаб 1:6 000 000. М., 1971.

нени каштановые несолонцеватые (K_2^I), горные серые лесные ($\Gamma_{\text{л}}$) и луговые альпийские ($T_{\text{лгI}}$) почвы. По характеру почвообразующих пород они подразделяются на почвы орто-, пара- и неозювиальных элементарных ландшафтов, т.е. развитые на коренных породах, их продуктах выветривания и аллохтонных отложениях соответственно. Распределение золота в этих типах почв показано в табл. I. Из нее следует, что при формировании каштановых почв на породах с околокарбонатным содержанием, золото было инертным и выносилось за пределы почвенного профиля лишь в процессах образования бурых полупустынных несолонцеватых малокарбонатных почв. По возрастающей величине коэффициента концентрации в первом случае оно замыкает ряд подвижности элементов, во втором — возглавляет его. Во всех типах почв золото мигрирует из верхней части разреза, из горизонта А, и накапливается в иллювиальном горизонте В. С элементами, свойственными первичным рудам золоторудных месторождений, золото в почвах не коррелирует. Отношение $Ag:Au$ не превышает первого порядка и обычно ниже, чем в почвообразующих породах.

Почвы, развивающиеся в ортоэлювиальных ландшафтах за счет пород эндогенных ореолов золоторудных полей, характеризуются аномальным распределением золота и серебро-золотого отношения. Аномалии положительные и отрицательные, генетически связаны как с гипергенным перераспределением золота, так и с его унаследованностью от первичных пород. Интенсивность перераспределения и выноса золота из почвенного профиля контролируется не генетическим типом почв, а концентрацией его в почвообразующих породах. В подавляющем большинстве случаев коэффициент концентрации золота в почвах меньше единицы, хотя его содержания, выраженные в мг/т, в них порой выше, чем в исходных породах (табл. 2). По отношению к почвам безрудных районов почвы золоторудных полей на порядок богаче золотом. Это характерно и для почв параэлювиальных ландшафтов. Так, в данных почвах золоторудных полей среднее содержание золота составляет 15,1 мг/т, что почти в 5 раз больше по сравнению с аналогичными почвами безрудных площадей региона. Почвы неозювиальных ландшафтов золоторудных полей бедны золотом, но его в 2,2 раза больше, чем в почвообразующих глинах и суглинках. Оно аккумулируется в горизонте А. Отношение его содержаний по гори-

Таблица 1

Распределение золота в главных типах почв МНР

Тип почв и почво-образующих пород	К-во анализов	$\bar{x}$	$\bar{x}$	Кoeff. концентр.	Ag: Au
Каштановые ($K_I^I + K_2^I$)	8	1,94	3,72	1,16	2,2
Граниты		1,25	3,20		4,9
Каштановые ($K_I^I + K_2^I$)	18	1,56	2,96	0,76	3,7
Элювий гранитов	11	1,77	3,89		13,2
Каштановые ($K_I^I + K_2^I$)	5	2,15	3,53	0,91	1,9
Лессы, суглинки	5	2,10	3,88		6,7
Горные каштановые (Γ_K)	5	2,15	3,78	0,43	3,8
Гнейсы	5	3,19	8,87		9,6
Бурые полупустынные (C_3^I)	10	2,27	3,86	0,09	4,4
Золотые пески	8	22,65	42,58		0,4

Примечание: $\bar{x}$ – среднее содержание золота в мг/т; $\bar{x}$ – то же, но в мг/м³.

Таблица 2

Распределение золота в почвах золоторудных полей

Тип почв и почвообразующих пород	К-во анализов	$\bar{x}$	$\bar{x}$	Кoeff. концентр.	Ag: Au
Каштановые почвы ($K_I^I + K_2^I$)	13	33,79	50,09	0,78	0,2
Сланцы, гнейсы	13	24,66	64,12		4,5
Горные серые лесные (Γ_L)	47	13,39	21,42	0,45	8,9
Песчаники, сланцы	47	18,9	47,25		1,2
Горные серые лесные (Γ_L)	11	6,38	10,53	2,20	0,4
Суглинок, глина	10	2,54	4,78		17,6

Примечание: Коэффициент концентрации – отношение содержания золота в единице объема почвы к таковому почвообразующей породы

зонтам горных серых лесных почв составляет: $A_1:A_2:B:C=3,3:4,3:0,5:I$.

Еще более неравномерное распределение золота отмечается в почвах и склоновых отложениях золоторудных месторождений. В почвах орто- и параэлювиальных ландшафтов сохраняются аналогичные почвообразующим породам черты его распределения. Однако коэффициент корреляции между содержаниями золота в системе почва-исходная порода не очень высок. Амплитуда смещения почвенного ореола, как и в Восточном Забайкалье [3], редко превышает 50 м.

Изучение поведения золота и элементов-спутников в процессе разрушения рудных выходов на склонах гор смежных районов Восточного Забайкалья показало, что на склонах южной экспозиции по сравнению с северной золото накапливается чаще и в больших количествах и образует менее протяженные ореолы. Основная часть содержащегося в рудном выходе самородного золота, высвобождается на пути его экзогенного преобразования на склонах в "элювиально-делювиальную" стадию [1,2]. Наряду с разубоживанием золота пустыми и слабозолотоносными породами на склонах, оно имеет слабую тенденцию к накоплению в подпочвенном горизонте или почвах. В склоновом транзите самородного золота заметное влияние приобретают плоскостной смыв или связанный с ним размыв и подмыв склонов. Распределение золота по фракциям склоновых отложений показывает относительное (на 0,5-I-1,5 порядка) повышение содержания золота во фракциях менее 0,1 мм.

Контрастность аномалий золота в почвах неозэлювиальных ландшафтов золоторудных месторождений при мощности склоновых отложений не более 2-5 м по статистическим параметрам не уступает почвам параэлювиальных ландшафтов (табл.3). В почвах месторождений основная масса золота концентрируется во фракциях +0,25 и -0,065 мм. В первом случае золото кластогенное, во втором - контролируется явлениями сорбции, биогенной и испарительной концентрациями. По определению Г.Н.Семьёхина, на долю металлического золота приходится от 7,5 до 92%, калий-йодной вытяжки - 2-23%, на долю гуминов - I-15%, гуминовых кислот - 0,3-13% и фульвокислот - 2,6-46%. Самородное золото устанавливается в непосредственной близости от рудных тел. Более заметна его концентрация на водоразделах, средних частях, у подножья склонов, где золото иногда тяготеет к основанию рыхлых отложений. Непосредственно над золоторудными телами почвы содержат и более подвижное золото, извле-

Таблица 3

Содержание золота в почвах и рыхлых отложениях,
перекрывающих золоторудные выходы
(мощность аллохтона 2-5 м)

Месторождение	Тип почв и почвооб- разующих пород	Содерж. золота	Коефф. концентр.	Ag: Au
Наран-Тологой	Горные серые лесные	14,0	3,86	7,1
	Суглинок	2,9		9,3
Боро 2	Каштановый (K _I)	84,0	32,0	1,2
	Элювий гранита	2,1		5,2
Боро 5	Каштановый (K _I)	10,0	1,00	20,0
	Суглинок	11,9		6,7
Боро 6	Каштановый (K _I)	6,6	1,80	38,5
	Суглинок	11,9		6,7
Цаган-Цахир-Ула	Каштановый (K _I)	41,73	0,11	19,3
	Элювий гранитов	300,00		3,5

каемое из них водной вытяжкой. Его концентрация в вытяжке практически не зависит от валового содержания в почве. По мере повышения щелочности почв (от pH = 5,4 до pH = 7,3) содержание золота в вытяжке уменьшается. С дальнейшим увеличением щелочности оно существенно возрастает. Это хорошо согласуется с теоретическими данными по растворимости золота в зависимости от pH.

3. Коры выветривания и зоны окисления в МНР не пользуются широким развитием. Региональное выветривание редко достигает каолинитовой стадии. В дресвяном профиле из новообразований доминируют гидрослюды. Золото здесь накапливается. Его коэффициент концентрации равен 1,3 при среднем содержании 4,5 мг/т.

4. В первичных рудах золото в самородном состоянии часто образует выделения размером 1-5 мм. В окисленных рудах видимое золото реликтовое, это служит благоприятным фактором для образования россыпей. Длительное континентальное развитие и глубокое вскрытие эрозией золотоносных зон Монголии обусловило формирование нескольких генетических типов россыпей. Основные запасы золота

сконцентрированы в аллювиальных россыпях. Немалую роль играют делювиально-аллювиальные и делювиально-пролювиальные ложковые россыпи, содержащие крупное (0,5-5,0 мм) золото. С относительным общим понижением рельефа возрастает количество значительно перемещенных россыпей, формирующихся в аллювии широких и крупных долин. Более богатые россыпи возникают в результате многократного перемива рыхлого золотоносного материала.

В многочисленных россыпях Монголии прослеживается, как и на смежных площадях Сибири, отчетливая зависимость granulометрического состава россыпного золота от типа его коренных источников. К примеру, наиболее крупное золото встречается на месторождениях золото-кварцевой формации. Оно отмечалось в кварцевом штокверке среди гранитов рудного поля Боро в Северо-Западном Хэнтее. В россыпях Ихэ-Дашир и др., залегающих в этом рудном поле, отмечается аналогичное по размерам золото. Совершенно не окатанное очень мелкое, нередко пылевидное золото наблюдалось нами в железных шляпах рудных выходов золото-сульфидной формации в бортах р.Байдарагин-гол. Такое же золото здесь было выделено из протолок, взятых в приплотиковом бурожелезняковом горизонте галечников второй 8-12 м террасы этой реки.

Мелкое пылеватое, тонкочешуйчатое золото выносится за пределы основных аллювиальных россыпей, сорбируется переотложенными из кор выветривания глинами и образует в среднем и нижнем течении золотоносных долин небольшие концентрации косового золота (Байдарагин-гол, Ульдзейту-гол). Наиболее высокая потеря золота наблюдается при размыве золотоносных сульфидных руд, содержащих его самые мелкие фракции. Для большинства россыпей характерно струйчатое распределение золота по долине. В частности, на карте линейной продуктивности, составленной нами для россыпи Толгойт, просматривается, что наиболее крупное золото тяготеет к богатым струям, в головах которых встречены самородки. Для мелкого золота свойственны неокатанные, крючковатые формы в вершинах струй, быстро на протяжении 300-800 м меняющиеся на изометричные формы окатанного, переходящие затем в дискообразные и далее - в чешуйчатые.

Отмеченные особенности размера, формы, окатанности и положения в аллювиальных россыпях со всей определенностью свидетельствуют о механической его концентрации в непосредственной

связи с коренными источниками, т.е.

о "неразобоченности" россыпей "весового" золота с рудными выходами.

Исследования самородного золота с помощью микрозонда марки "Самеса" показало, что в Хэнтэйском и Хангайском золотоносных районах коренное золото и россыпное довольно близки по составу (рис.). Содержание серебра в них чаще 0,2–15%. Выделяется несколько разновидностей самородного золота: высокопробное с пробой 840–960 яркожелтое, иногда с красноватым или бронзовым оттенком; низкопробное (650–750) светложелтое или слегка зеленоватое, реже встречаемое и, наконец, среди золота некоторых россыпей встречается очень высокопробное (970–999) почти чистое, густожелтого цвета. Последнее характеризуется однородным составом и отличается от основной массы более низкопробного (840–960) золота отсутствием внешних кайм и межзерновых высокопробных прожилков. Зависимости изменения пробности от размера золотинок не установлено. Тождественность состава коренного и россыпного золота показывает со

всей очевидностью, что источником благородного металла для россыпей служило золото первичных руд. Лишь незначительная его часть преобразована гипергенными процессами при окислении первичных руд и формировании россыпей. Наиболее благоприятные условия для россыпеобразования существовали в неоген-позднечетвертичное время, давшее большое количество россыпей различных

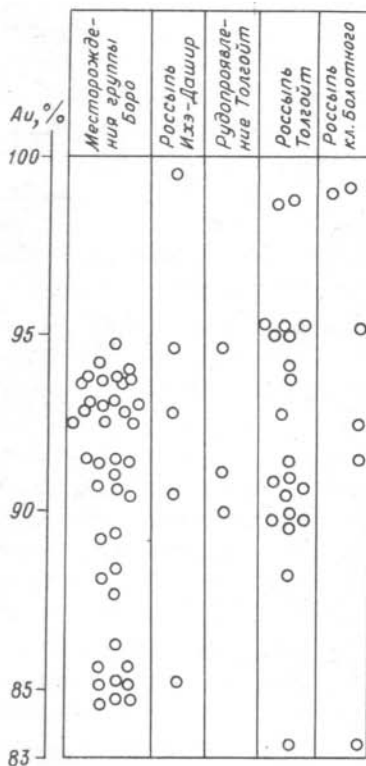


Рис. Пробность коренного и россыпного золота Боро-Дзунмодского и Могой-Харгантайского рудных районов (Северо-Западный Хэнтэй)

генетических типов. Известные золотоносные россыпи группируются в виде узлов в районах золото-рудных зон. Они окаймляются шлиховыми ореолами золота, что служит важным поисковым признаком.

5. Приведенный материал показывает, что наиболее обычные содержания золота в главных типах почв и рыхлых пород МНР оцениваются в 1-3 мг/т. Их можно принять за региональный фон золота. Для того, чтобы на этом фоне геохимическими методами выявлять золоторудные узлы, поля и месторождения, необходимо применение высокочувствительного метода определения золота в пробах. Дополнительный комплекс анализируемых элементов желательно выбирать исходя из ожидаемого формационного типа эндогенного золотого оруденения. В районах с денудационным, вулканогенным и тектоно-денудационным рельефом эффективны комбинированные геохимические поиски: в задернованных участках - металлометрические, в обнаженных - литохимические. На площадях с тектоно-аккумулятивным рельефом, где аллохтонные отложения имеют мощность 5-10 м и более, металлометрическое опробование лучше проводить по горизонту В, который обычно развивается на глубине порядка 0,7 м от дневной поверхности и легко диагностируется по светлой окраске, обусловленной накоплением карбонатов. Присутствие в слабых аномалиях почв золото-фульватных, золото-гуминовых, гидроксокомплексных и других подвижных форм золота служит прямым указателем на близость погребенного золоторудного месторождения. При его оценке следует учитывать обеднение золотом в 2-3 раза поверхностной части окисленного выхода.

В.В.Кебезинская

ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ БАЗАЛЬТОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ В СВЯЗИ С НЕОДНОРОДНОСТЬЮ СОСТАВА ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Происхождение и развитие внутриконтинентального базальтового вулканизма, а также петрология связанных с ним мантийных ксенолитов является ключевой проблемой базальтового петрогенезиса, как индикатора глубинных геологических процессов.

Проявления вулканизма, причинно не связанные с континентальным рифтогенезом, обнаруживают четкую приуроченность к

крупнейшим горным сооружениям внутренних частей материков. Такого типа пример представляют собой кайнозойские базальтоиды Монголии, которые до последнего времени были одной из наименее изученных вулканических провинций в центре Азиатского материка. Многолетнее комплексное геолого-петрологическое изучение вулканических и мантийных пород, проведенное автором, позволило выявить разнообразие состава кайнозойских базальтоидов, выделить ассоциации вулканических пород, дать их петрохимическую и редкоэлементную характеристику, на основании петрологического изучения глубинных ксенолитов реконструировать глубинные разрезы складчатых поясов Центральной Азии и установить определенную зависимость между пространственными вариациями химизма базальтоидов и латеральной неоднородностью верхней мантии.

Разобщенные поля кайнозойских базальтоидов Монголии формируют вулканические зоны с четко выраженным наложенным характером. Одна из них в Центральной Монголии имеет меридиональное направление и пересекает субширотные более древние складчатые структуры. Вместе с более северными полями кайнозойских базальтов Тувы и мезокайнозойских базальтов Хакасии она представляет Саяно-Гобийскую неовулканическую зону протяженностью более 2000 км при ширине 500-600 км [4 *]. Другая представлена сплошным базальтовым покровом площадью до 10 000 км² плато Дариганга на юго-востоке МНР. За их пределами известны лишь небольшие по размерам базальтовые поля в Барун-Хурайской котловине, Халхин-гольском районе, по р.Дзабхан, в районе Мандал-Гоби и Далан-Дзадагада.

Время излияний датируется с эоцена до голоцена включительно^{***}. Излияния базальтов происходили в условиях тектонического режима эпиплатформенного орогенеза или эпиплатформенной тектономагматической активизации.

* Медведев М.Е. Кайнозойский вулканизм Юго-Западного Прибайкалья и Восточного Саяна. Автореф. канд.дис. Иркутск, 1978. -

*** Девяткин Е.В., Лискун И.Г., Певзнер М.А., Бадамгарав Д. К стратиграфии кайнозойских базальтов Центральной Монголии (опыт геолого-геоморфологической и палеонтологической стратиграфии базальтов). - В кн.: Ассоциации вулканогенных пород Монгольской Народной Республики, их состав и стратиграфическое положение. М.: Наука, 1973, с.13-46; Корина Н.А., Певзнер М.А., Чичагов В.П. Палеомагнитные исследования вулканической области Дариганга в Юго-Восточной Монголии. - В кн.: Палеомагнитный анализ при изучении четвертичных отложений и вулканитов. М.: Наука, 1973, с.88-96.

Среди кайнозойских вулканических пород подавляющее развитие имеют щелочные базальтоиды. Почти не выходя за рамки базальтового семейства, они образуют широкие вариации составов в пределах одного вулканического ареала и с переходом от одного ареала к другому. Геолого-петрографический и петрохимический анализ этих вариаций позволил выделить ассоциации базальтоидов: щелочную калиевую, щелочную натриевую, щелочных и толеитовых пород, а также известково-щелочных базальтов (табл. I). Породы этих ассоциаций отличаются особенностями химизма, составом родоначальных расплавов и направлением их эволюции. Они обособлены в пространстве, хотя иногда отмечается появление щелочноземельных базальтов в щелочных ареалах, базальтов с повышенным содержанием калия среди натриевых лав и т.д. Но в целом это группы пород различного петрохимического профиля с различными дифференционными трендами. Петрохимические различия между наиболее распространенными породами натриевой и калиевой ассоциации заключаются в наличии статистически значимых различий в средних содержаниях Al_2O_3 , FeO, MgO и K_2O ($t_{\text{выч.}}$ соответственно равны 9,4; 3,97; 3,29; 7,72 при $t_{0I}=2,63$ и $t_{05}=1,98$; $t_{\text{выч.}} > t_{0I}$). Натриевые базальтоиды, таким образом, характеризуются меньшей общей щелочностью и являются наиболее магнезиальными и низкоглиноземистыми базальтами. При сравнении с континентальными и океаническими вулканическими ассоциациями они находят петрохимических аналогов среди щелочных базальтовых серий океанических островов, в частности Южной Атлантики.

Калиевые базальтоиды по особенностям химизма близки к калиевым базальтам Мэргэньских вулканов в Северной Маньчжурии и лейцитовым лавам вулканического поля Вирунга Западно-Африканского рифта [3]. К и Na базальтоиды МНР различаются также содержаниями Rb, Ni и Cu [2]. Средние содержания Rb во многих типах пород (базаниты, гавайиты, лейцититы и нефелиниты) калиевой ассоциации изменяются от 29 г/т до 46 г/т, а для натриевой — от 20 г/т до 30 г/т. Средние содержания Ni в большинстве разновидностей натриевых базальтоидов колеблются от 154 г/т до 235 г/т, а в калиевых — преимущественно от 75 г/т до 170 г/т. Средние содержания Cu для большинства базальтоидов калиевой ассоциации варьируют от 35 г/т до 46 г/т, а в натриевой — от 45 г/т до 58 г/т.

Таблица I

Средние значения и средние квадратические отклонения весовых содержаний
породообразующих окислов для базальтоидов Монголии

Ассоциация	Калиевая								Натриевая		Щелочных и толеитовых пород		Известково-щелочных пород	
Вулканический ареал	Хангайский		Долино-озерский		Барун-Хурайский		Прихобсугульский		Даригангский		Халхин-гольский		Дзабханский	
	47,97	1,97	48,94	2,30	45,47	1,96	45,38	1,57	47,11	2,35	55,33	2,95	49,50	0,50
	2,25	0,42	2,46	0,23	2,84	0,15	2,01	0,63	2,65	0,49	1,28	0,23	2,19	0,22
	14,81	1,15	14,87	1,38	13,85	1,28	15,42	1,51	12,63	1,45	14,09	0,74	17,58	0,88
	3,67	1,96	4,86	1,75	6,86	1,62	4,96	3,14	4,02	2,29	1,37	1,35	3,55	0,89
	6,87	1,96	5,48	1,52	3,85	1,39	6,13	3,05	8,15	1,77	7,79	0,63	5,94	0,94
	0,18	0,08	0,18	0,11	0,18	0,03	0,11	0,07	0,22	0,04	0,20	0,03	0,15	0,10
	7,77	1,38	6,91	2,38	6,77	0,68	6,93	1,63	8,61	1,73	5,42	0,05	6,67	1,70
	7,88	0,80	8,29	1,33	9,62	1,76	7,56	0,72	9,53	1,47	8,22	1,07	7,59	0,25
	3,75	0,81	3,98	0,62	4,36	1,84	3,58	1,27	3,74	0,77	3,50	0,05	3,12	0,23
	2,94	0,83	2,76	0,78	3,53	1,20	3,22	0,91	1,79	0,61	0,58	0,20	1,78	0,25
п.п.п.	1,18	0,80	1,66	0,92	2,53	0,70	0,66	0,54	0,89	1,15	0,06	0,04	1,90	0,80
С у м м а	99,27		100,39		99,76		98,96		99,34		98,84		99,97	
мол. %	38,1		38,7		43,2		45,3		39,5		46,8		38,5	
Число анализов	58		47		9		7		77		5		6	

В пределах каждой ассоциации устанавливается латеральная петрохимическая неоднородность и вариации составов во времени. Но особенно это характерно для калиевых базальтоидов. Натриевые базальтоиды Дариганги образуют более однородную ассоциацию, в которой тем не менее местами наблюдается закономерное изменение составов пород от нефелиновых базанитов и гавайитов в низах разреза (г.Асхатэ) до щелочных и более насыщенных SiO_2 базальтов толеитового типа. Намечается своеобразный путь развития натриевых базитовых магм, связанный с уменьшением щелочности и небольшим увеличением SiO_2 на фоне слабого увеличения железистости (f). В калиевой ассоциации петрохимические вариации во времени обнаруживают три линии развития: уменьшение щелочности при незначительном увеличении SiO_2 и постоянной f (серия лейцитовые базаниты $\rightarrow$ трахибазальты $\rightarrow$ трахитовые андезиты-базальты, плиоцен, р.Чулуту); одновременное увеличение щелочности и кремнена насыщенности (серия гавайит $\rightarrow$ муджиерит $\rightarrow$ бенморит, Долина Озер, неоген); увеличение железистости эволюционирующего расплава при мало изменяющейся щелочности и кремнена насыщенности (неогеновое плато Эриэн-Тологой, неоген, Долина Озер).

В тесной связи с таким своеобразным типом дифференциации, когда щелочность пород уменьшается или остается постоянной, находится поведение редких, в частности литофильных, элементов. Обнаруживая сильные корреляционные связи с щелочными элементами, они не накапливаются к концу вулканического процесса, а напротив, обогащают ранние более меланократовые, но и наиболее щелочные дериваты щелочно-базальтоидной магмы. Щелочные базальтоиды Монголии обогащены Zr, Nb, обеднены Rb и Co по сравнению с Прибайкальем, содержат меньшие концентрации Rb и большие Ni, Co по сравнению с Африкой* [3].

Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии содержат включения крупных (2-10 см) одиночных кристаллов (мегакристов) высокоалюминиевого авгита ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 7-8$ вес.%, $\text{CaO} = 15-17$ вес.%, жадеит = 15-22%) с $f = 20-30\%$; пироба ($\text{CaO} = 4-5\%$, $\text{TiO}_2 = 0,5-0,6\%$, $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,03-0,06\%$, $f = 36-40\%$); ти -флогопита

* Герасимовский В.И., Поляков А.И. Геохимия вулканических пород рифтовых зон Восточной Африки. - В кн.: Восточно-Африканская рифтовая система. Т.Ш. М.: Наука, 1974, с.5-14.

($\text{TiO}_2 = 9\text{--}12\%$, $\text{K}_2\text{O} = 9\text{--}10\%$, $f = 33\text{--}36\%$); Ti - биотита (включение в мегакристах санидина, $f = 56\%$); оливина с $f = 8\%$; K-Na полевых шпатов (высококалиевых и натриевых санидинов, анортоклазов) с низкими концентрациями Rb (15–95 г/т), близкими к содержаниям Rb во вмещающих базальтах [2,5].

Мегакристы отличаются от аналогичных минералов из глубинных ксенолитов значительно большими размерами, нередкой сохранностью кристаллографических форм, отсутствием минеральных сростаний. Они отличаются высокой гомогенностью в противоположность зональным вкрапленникам, имеют своеобразный состав, свойственный барофильным минералам и достоверно отличающийся от состава аналогичных минералов как во вкрапленниках, так и в ксенолитах. Вместе с тем состав мегакристов четко коррелируется с составом вмещающих пород, а некоторые минералы наследуют их геохимические особенности.

Минералого-геохимические признаки и сопоставление с экспериментальными данными позволяют рассматривать мегакристы в качестве близиквидусных фаз высокобарической кристаллизации базитовых магм. Присутствие в калиевых базальтоидах близиквидусных фаз авгита, пиропы и флогопита, а в натриевых – авгита и оливина, говорит о том, что внутримантийное фракционирование калиевых расплавов проходило в более глубоких условиях при $T > 1300^\circ$ и $P > 20\text{--}30$ кбар. Кристаллизация мегакристовой ассоциации в натриевых базальтоидах (оливин+клинопироксен) проявлялась в области более низких значений P и T . Этот процесс рассматривается как один из возможных механизмов, определяющих толеитовую тенденцию натриевых базитовых магм МНР (образование толеитовых базальтов, комагматичных с более ранними нефелиновыми базанитами) и своеобразную глубинную эволюцию калиевых магм, выражающуюся в увеличении железистости остаточных расплавов от 30% до 70% и практически постоянной или даже уменьшающейся со временем щелочности.

Помимо родственных глубинных мономинеральных включений щелочные базальтоиды Монголии содержат обильные ксеногенные включения ультрамафитовых и базитовых пород [1,2]. Они присутствуют в виде магнезиального и железисто-магнезиального типов. Состав минералов в них и валовая химия существенно различны.

Fe-Mg ксенолиты обогащены Fe, Mn, Ca и Al по срав-

нению с Mg , а также отличаются от последних меньшим содержанием Ni и Co.

В На базальтоидах на Дариганге установлены три парагенезиса: Шп-лерцолитовый, Шп-вебстеритовый и Шп-верлитовый (а также мономинеральный клинопироксенитовый). На Хангае в К-базальтоидах установлены еще и пиропсодержащие ультраосновные парагенезисы, а также биминеральный эклогитовый, эклогитоподобный с плагиоклазом и критические минеральные ассоциации фации двупироксеновых гнейсов.

Большинство ксенолитов отличается по составу минералов от аналогичных пород метаморфических и гипербазитовых комплексов, участвующих в строении земной коры, такими параметрами, как Al ^{VI} и Na в клинопироксенах, Sr в пиробах соответствующих парагенезисов, обогащенностью ультраосновных ассоциаций сидерофильными микроэлементами. Эти отличия свидетельствуют о различии Р-Т условий минералообразования и о более глубинном происхождении ксенолитов. Вместе с тем ксенолиты обнаруживают черты сходства с аналогичными парагенезисами из кимберлитовых трубок и щелочных базальтов иных регионов. Одни и те же минеральные парагенезисы в калиевых базальтах Хангая и натриевых на Дариганге практически не различаются по валовому химическому составу и редкоэлементной характеристике. В Шп-лерцолитах Хангая лишь намечается слабая тенденция к обогащению К , что свидетельствует о повышенном содержании этого элемента в подкоровом субстрате и находит подтверждение в наличии флогопитсодержащих ксенолитов пироповых лерцолитов данной провинции. Но в целом общая петрохимия ксенолитов, особенно Шп-лерцолитов из двух регионов близка, и на этом основании наблюдающиеся в них изменения состава минералов мы связываем с различными Р-Т условиями минералообразования.

Сравнительный фациальный анализ изученных минеральных парагенезисов и термобарометрические расчеты показывают, что ультраосновные и базитовые ксенолиты Монголии принадлежат главным образом шпинель-пироксеновой и графит-пироповой фациям глубинности. Некоторые пиропсодержащие парагенезисы по определенным параметрам состава (в частности клинопироксены собственно эклогитового парагенезиса) приближаются к соответствующим алмазсодержащим минеральным ассоциациям в кимберлитах. Однако грана-

ты этих ассоциаций различны, и мы можем только предполагать достаточно глубинный уровень источника ксенолитов в монгольских базальтах калиевого петрохимического профиля.

Изученные глубинные ксенолиты характеризуют вулканические ареалы складчатых сооружений, различающихся историей геологического и структурного развития. Нодули калиевых базальтоидов являются отторженцами фундамента древних складчатых сооружений, образованных согласно современным тектоническим представлениям на коре континентального типа. Нодули натриевых базальтов Дариганги позволяют представить особенности состава фундамента герцинских складчатых сооружений, возникших на коре океанического типа.

Результаты фациального анализа и термобарометрические расчеты позволяют реконструировать глубинные разрезы этих двух областей, тем более, что почти все разнообразие ксенолитов в них сосредоточено местами в одном вулканическом аппарате (Шаварын-Царам на Хангае, Сальхитын-ула на Дариганге), и мы можем представить, что в таких "скважинах"-вулканах в направлении возрастания T^0 будет увеличиваться и P . На Хангае по фациям глубинности и рассчитанным T^0 ксенолиты образуют последовательность пород, в верхней части которой преобладают двупироксеновые гнейсы и переходные к амфиболитовой фации пироксен-роговообманковые гранулиты, а также эклогитоподобные породы и черные Fe-Mg клинопироксениты вебстеритового парагенезиса (интервал T^0 1000-780°). Ниже располагаются породы шпинель-пироксеновой фации, шпинелевые лерцолиты и Mg вебстериты (интервал T^0 1260-1000°). Высокотемпературная часть этой последовательности представлена пироповыми лерцолитами и Mg эклогитами, характеризуется давлениями 26 кбар. Таким образом реконструируется глубинный разрез, нижняя часть которого имеет преимущественно ультраосновной с эклогитами состав и соответствует верхней мантии (табл.2). Она надстраивается базит-гранулитовым комплексом, который по P - T условиям отвечает основанию коры.

На Дариганге все ксенолиты укладываются в интервал T^0 790-1000°. Во всем диапазоне идет чередование Шп-лерцолитов и пироксенитов, но соотношение этих пород в разных частях реконструируемого разреза различно. Подавляющее большинство пироксенитов имеет T^0 от 790° до 950° и отвечает условиям гранулитовой фации.

Таблица 2

Средний состав (вес.%) отдельных типов пород верхней мантии (I)
и предполагаемых продуктов частичного ее плавления (II) в складчатых областях
Центральной Азии

Регионы	Монголия, Хангай			Монголия, Дариганга				
	I		II	I		II		
	I	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	45,06	48,41	46,00	44,73	44,65	45,19	43,87	45,45
TiO ₂	0,13	0,15	2,42	0,16	0,10	0,89	0,19	2,65
Al ₂ O ₃	3,07	3,45	13,86	2,45	1,83	4,80	7,88	12,88
Cr ₂ O ₃	0,29	0,40	н/оп	0,22	0,34	0,15	0,06	н/оп
Fe ₂ O ₃	0,76	н/об	2,03	1,61	0,35	1,11	6,12	2,77
FeO	8,62	6,72	8,65	7,86	8,36	10,97	10,07	9,26
MnO	0,34	0,14	0,20	0,33	0,33	0,16	0,10	0,25
MgO	38,15	35,60	10,02	39,29	41,99	22,52	16,51	10,59
CaO	2,56	2,83	8,02	2,77	1,56	13,09	13,38	9,92
Na ₂ O	0,33	0,40	3,99	0,26	0,29	0,58	1,05	3,36
K ₂ O	0,27	0,20	2,88	0,15	0,11	0,14	0,28	1,78
P ₂ O ₅	сл	н/об	н/оп	0,01	0,08	0,02	0,22	н/оп
H ₂ O	0,09	0,22	н/оп	0,05	0,02	0,13	0,07	н/оп
П.п.п.	0,93	0,87	1,01	0,29	0,28	0,30	н/об	0,38
Сумма	100,3	99,39	99,37	100,12	100,3	99,99	99,95	99,58
Fe								
Fe+Mg ат%	11,50	9,50	35,0	11,30	10,30	22,30	30,40	35,70
Ca								
Ca+Mg ат%	4,10	4,90	27,20	4,40	2,30	25,10	28,90	30,15
Число анализов	5	I	4	II	4	7	I	6

Примечание: Н/об - не обнаружено, н/оп - не определялось. I - шпинелевый лерцолит (Ол+Рп+Мп+Шп), 2 - магнезиальный клинопироксенит (Рп+Мп+Шп), 3 - базанит калиевой ассоциации базальтоидов, 4 - шпинелевый лерцолит (Ол+Рп+Мп+Шп), 5 - магнезиальный вебстерит (Рп+Мп+Шп), 6 - железисто-магнезиальный клинопироксенит (Ол+Мп+Шп), 7 - железисто-магнезиальный верлит (Ол+Мп+Шп), 8 - базанит натриевой ассоциации базальтоидов.

Сюда же, по-видимому, относится и большая группа Fe-Mg клинопироксенитов верлитового парагенезиса и мономинеральных пород. Повышенная по сравнению с Mg-пироксенитами f , Ti , Ca , Al тенденция к накоплению литофильных элементов и резкое обеднение сидерофильными элементами говорит в пользу того, что это более низкотемпературная и менее глубинная группа ксенолитов. Менее многочисленная часть шпинелевых лерцолитов с подчиненными Mg вебстеритами характеризует низы разреза и относительно высокие уровни мантии. Таким образом глубинный разрез Дариганги имеет лерцолитовую нижнюю часть и существенно пироксенитовую верхнюю.

Сопоставление реконструированных разрезов показывает, что изофациальные части их коренным образом отличаются по составу (пироксениты в одном случае и гранулиты+эклогитоподобные породы в другом). Состав фундамента складчатых областей с древним континентальным основанием близок к фундаменту древних платформ, и это делает вероятным нахождение определенных видов полезных ископаемых, свойственных фундаменту платформенного типа.

Изложенные материалы свидетельствуют о том, что установленные пространственные вариации химизма базальтоидов коррелируются с горизонтальной и вертикальной неоднородностью верхней мантии, являющейся источником генерации щелочных базитовых магм. Родоначальные, обогащенные калием базальтовые магмы Хангая образовались в результате малой степени плавления флогопит-содержащих пироповых перидотитов, наличие которых в подкоровом субстрате Хангая установлено по глубинным ксенолитам (табл.2). Изучение близиквидусных фаз пироба, авгита и флогопита в калиевых базальтоидах позволяет предположить, что плавление происходило в присутствии CO_2 при незначительном парциальном $P H_2O$ и $T > 1300^\circ$, а также при P более 20-26 кбар.

Родоначальными магмами натриевой ассоциации Дариганги являются преимущественно нефелинбазанитовые, реже нефелингавайитовые и мудиеритовые расплавы (табл.2). Они являются выплавками пироксенит-перидотитового субстрата Дариганги, идентифицируемого по глубинным ксенолитам. Наличие близиквидусных фаз пироксена и оливина (без пироба и флогопита), с одной стороны, и низкотемпературный характер лерцолитовых и пироксенитовых ксенолитов, с другой, свидетельствует в пользу более низких темпе-

ратур и давлений при генерации натриевых щелочно-базальтоидных магм, и как следствие, о менее глубинном их происхождении по сравнению с калиевыми.

Литература

1. Кепежинскас В.В. Ультраосновные включения в щелочных базальтоидах Монголии.- В кн.: Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск: Наука, 1975, с.150-188.
2. Кепежинскас В.В. Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения.- М.: Наука, 1979.- 311 с.
3. Кепежинскас В.В., Гладких В.С. Геохимия кайнозойских вулканических пород Монголии.- В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1978, с.278-295.
4. Кепежинскас В.В., Лучицкий И.В. Главные типы базальтовых ассоциаций в кайнозое Монголии.- В кн.: Очерки геологической петрологии. М.: Наука, 1976, с.195-205.
5. Kephzhinskias V.V. High-pressure minerals as evidence of deer-seated (upper mantle) crystal fractionation of the alkaline basaltic magmas.- In.: XI General Meeting of International Mineralogical Association. Abstracts, vol.II. Novosibirsk, 1978, pp. 14-15.

Ф.П.Леснов

СТРУКТУРНО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ ГИПЕРБАЗИТОВ И ГАББРОИДОВ В ОФИОЛИТОВЫХ ПОЯСАХ МОНГОЛИИ

В проблеме офиолитов важное значение имеют вопросы пространственных, временных и генетических взаимоотношений их членов. Особенно остро стоит вопрос о взаимоотношениях гипербазитов и габброидов, а также тех и других с вулканитами, осадочными породами и метаморфитами. Заметно возросшее в последнее десятилетие внимание к проблеме офиолитов в определенной мере

обусловлено необходимостью переосмыслить некоторые сложившиеся представления в связи с появлением новой информации о строении дна океанов. Вместе с тем в работах, посвященных обсуждению данной проблемы, нередко проявляется тенденция к преувеличению значения результатов драгирования дна океана и геофизических данных и, наоборот, недооценка данных по континентальным офиолитам, взаимоотношения пород в которых наблюдаются непосредственно в поле.

Офиолиты широко распространены в пределах Монголии. В рамках долгосрочной программы исследований Совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции автором совместно с Г.В.Пинусом и Л.В.Агафоновым в период 1973–80 гг. проводилось изучение многих тел гипербазитов и габброидов, входящих в состав офиолитовых ассоциаций этой территории[✱]. Значительное внимание при этом уделялось выяснению взаимоотношений этих пород как в пределах отдельных тел, так и в офиолитовых ассоциациях в целом. Тела гипербазитов и габброидов образуют в пределах Монголии 13 поясов различной протяженности, в составе которых насчитываются многие сотни отдельных тел. При этом 9 поясов расположены в пределах северного каледонского мегаблока Монголии, а остальные 4 – в южном герцинском мегаблоке [1,6,7].

Рассмотрим некоторые наиболее важные результаты этих исследований, делая акцент на взаимоотношениях гипербазитов и габброидов, образующих сложные тела. К этим телам мы будем в дальнейшем применять термин *плутон*.

Значительный интерес представляет *Н а р а н а н с к и й* базит-гипербазитовый плутон, обнажающийся в хребте Хантайшир. Это крупное, сложно построенное тело ультраосновных и основных пород входит в состав Дзабханского базит-гипербазитового пояса (рис.1). Плутон залегает среди венд-кембрийских карбонатных, терригенных и вулканогенных образований и совместно с последними относится к Хантайширинской офиолитовой ассоциации. Его размеры составляют 0,5–10 км x 38 км. Плутон состоит из пяти основных фрагментов: 1) главный гипербазитовый массив; 2) сателлитные тела гипербазитов;

[✱] Изучением офиолитов Монголии, в особенности тектоническим аспектом проблемы, длительное время занимались Л.П.Зоненшайн, О.Тумуртоого и др.

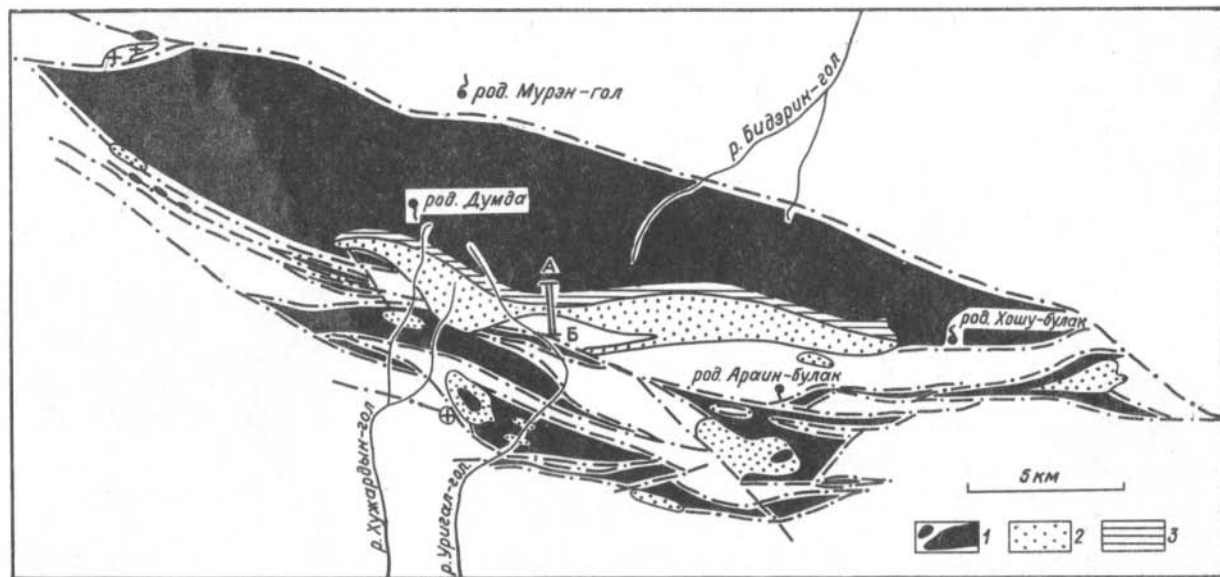


Рис.1. Схема строения Наранского полигенного базит-гипербазитового плутона (составлена по материалам Г.В.Пинуса, Ф.П.Леснова и Л.В.Агафонова с упрощениями).

1 – ортомагматические гипербазиты, 2 – ортомагматические габброиды, 3 – парамагматические породы полосчатого комплекса. Вмещающие породы показаны белым полем. Линия АБ – разрез зоны контакта габброидного интрузива и гипербазитового массива, показанный на рис.2.

3) главный габброидный интрузив; 4) спутные тела габброидов; 5) контактовая (переходная) зона. Эти фрагменты отличаются условиями залегания, размерами, морфологией и петрографическим составом. Совместно они образуют морфологически единый, но генетически разнородный (полигенный) плутон (рис.2).

Главный гипербазитовый массив занимает около 80% общей площади плутона и представляет собой крупнопадающую протрузивную пластину. Массив сложен несколькими петрографическими разностями ортомагматических гипербазитов, которые представлены преимущественно гарцбургитовым парагенезисом и в меньшей мере дунитами и лерцолитами. Эти породы значительно серпентинизированы и рассланцованы, особенно в северной части плутона, а также в небольших спутных телах, которые сосредоточены в его южной части.

Главный габброидный интрузив расположен южнее гипербазитового массива. Он внедрился по разлому,

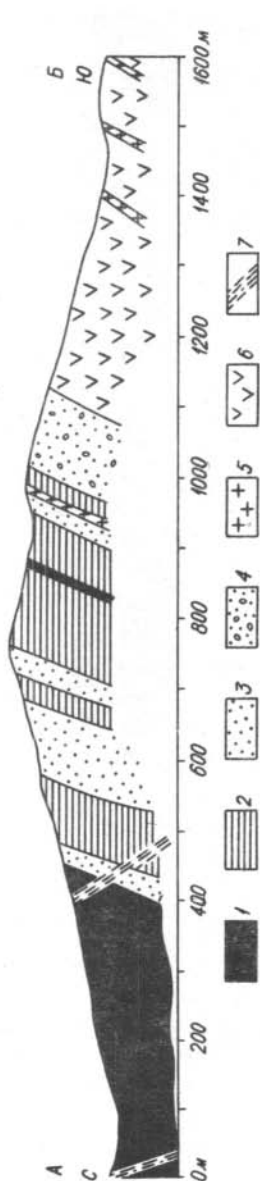


Рис.2. Схематический геолого-петрографический разрез центральной части Наранского полигенного базит-гипербазитового плутона (см. рис.1).

1 - серпентиниты, гарцбургиты, лерцолиты, дуниты. 2 - вебстериты, плагиовесстериты, меланократовые габбро-нориты и габбро. 3 - габбро-нориты, габбро. 4 - габбро кварцсодержащие, габбро-диориты. 5 - дайки плагиогранитов. 6 - метабазы (борогольская серия, венд-кембрий). 7 - зоны дробления и рассланцевания.

отделявшему гипербазитовый массив от его рамы. Среди пород последней залегает большое число мелких сателлитных тел серпентинитов. Вдоль интрузивного контакта габброидного интрузива с гипербазитами расположена сложная по составу переходная зона, породы которой отличаются неоднородным, часто полосчатым сложением. Габброидный интрузив, как и распространенные к югу от него сателлитные габброидные тела (штоки, дайки) сложены безоливиновыми габбро-норитами и габбро. Непосредственно вблизи массива гипербазитов в габброидах наблюдаются повышенные содержания пироксенов вплоть до перехода в пироксениты. Реже в них появляется оливин. Вблизи интрузивного контакта с венд-кембрийскими терригенно-вулканогенными породами преобладают лейкократовые разновидности габбро, содержащие амфибол, иногда кварц и переходящие в диориты. Появление меланократовых габброидов и пироксенитов вблизи тел гипербазитов, а также приуроченность лейкократовых и кварцсодержащих габбро к контакту с вулканогенно-терригенными породами, по нашему мнению, обусловлены более поздним внедрением габброидной магмы и активным воздействием ее на гипербазиты и их раму. Меланократовые габбро и пироксениты представляют собой гибридные (парамагматические) породы. То же можно сказать и в отношении лейкократовых габбро и диоритов.

Еще более четкие интрузивные контакты габброидов с гипербазитами установлены в южной части плутона по р. Уригал-гол, где наблюдаются штоки и дайки габбро, внедрившиеся в сателлитные тела серпентинитов. Последние присутствуют в габбро в виде ксенолитов. Здесь же отмечены отчетливо выраженные пироксенитовые оторочки вокруг ксенолитов серпентинитов.

Т а й ш и р и н с к и й базит-гипербазитовый плутон расположен западнее Наранского плутона и также относится к Хантай-ширинской офиолитовой ассоциации. Плутон залегает в виде крутопадающего тела среди различных сланцев и метавулканитов венд-кембрийского возраста. Гипербазитовая протрузия состоит из сложно построенной серии сближенных линзовидных блоков, граничащих с рамой по крутопадающим разломам. Гипербазиты прорываются одним крупным и серией небольших габброидных интрузивов, локализованных вдоль разломов. Зоны контактов гипербазитов и прорывающих их габброидов сложены пироксенитами. Некоторые тела пироксенитов залегают внутри гипербазитового массива и, по-ви-

димому, представляют собой апикальные части не вскрытых эрозией тел габбро. Гипербазиты и габбро прорываются телами плагиогранитов.

Первичные (ортомагматические) гипербазиты представлены гарцбургитами, реже дунитами и лерцолитами. Все эти разности заметно серпентинизированы. В реликтовых зернах оливина отмечаются полосы сброса и волнистое погасание. К парамагматическим гипербазитам, образующимся вследствие воздействия габброидов на первичные гипербазиты, относятся пироксениты, в которых местами наблюдаются реликтовые участки серпентинитов, содержащих новообразованный более железистый оливин. Вблизи контактов с габбро в пироксенитах отмечаются полосчатые текстуры. Эти породы представлены преимущественно вебстеритами, в которых преобладает ортопироксен. Местами вебстериты содержат оливин. Пироксениты генетически связаны с процессами внедрения габброидов в серпентинизированные гипербазиты, которые при этом подвергаются магмометасоматическим преобразованиям. По этой причине пироксениты развиты лишь там, где сосредоточены интрузивные тела габброидов. Подобный механизм формирования пироксенитов исключает возможность залегания этих пород в виде "стратиграфического горизонта".

Габброиды в составе Тайширинского плутона играют подчиненную роль. Лишь немногие их тела залегают за пределами гипербазитового массива в венд-кембрийских вмещающих породах. Устанавливается пространственная связь габброидных тел с разломами, которые ограничивают или рассекают массивы гипербазитов. Учитывая это обстоятельство, а также наличие в экзоконтактовой зоне габброидных тел парамагматических пироксенитов, можно с уверенностью говорить о более позднем внедрении габброидов. Поэтому их, как и пироксениты, нельзя рассматривать, как "стратиграфический горизонт", перекрывающий "горизонт" пироксенитов.

Среди габброидов этого плутона представлены главным образом собственно габбро. Нередко встречаются амфиболовые и кварцсодержащие габбро и габбро-диориты, имеющие гибридный генезис. Ортопироксеновые разности габбро здесь редки, а оливин в них не был встречен ни в одном случае.

Ш и ш х и д г о л ь с к и й базит-гипербазитовый плутон, относящийся к Сангилено-Хубсугульскому поясу, расположен среди

рифейских образований Западного Прихубсугулья [3,4,5]. Плутон состоит из крупной гипербазитовой протрузии, прорывающего ее габброидного интрузива и переходной зоны или приконтактового полосчатого комплекса. Протяженность плутона 55 км, ширина 3-10 км, общая площадь превышает 200 кв.км.

Крутопадающая и значительно деформированная пластина гипербазитовой протрузии сложена главным образом дунитами и гарцбургитами, которые в своем большинстве серпентинизированы. Прорывающий габброидный интрузив расположен вдоль западного контакта гипербазитовой протрузии. Интрузив, имеющий размеры 5' x 26 км, сложен преимущественно лейкократовыми габбро и габбро-диабазам. В своей восточной части, прилегающей к гипербазитовой протрузии, габброидный интрузив содержит отдельные ксенолиты серпентинитов и их пироксенизированных разновидностей. В экзоконтакте интрузива располагается полосчатый комплекс, который сложен весьма неоднородными по составу и текстуре верлитами и пироксенитами. Переменяемостью полосовидных и линзовидных тел этих пород, а также серпентинитов обусловлено полосчатое строение зоны, максимальная мощность которой достигает 2 км.

Число примеров сложных базит-гипербазитовых плутонов, известных в настоящее время в составе каледонских и герцинских офиолитовых поясов Монголии и характеризующихся различными размерами, формой, количественными соотношениями гипербазитов и габброидов и мощностями зон контактовых гибридных пород, можно было бы увеличить. Среди них, в частности, можно назвать Их-хаджумский базит-гипербазитовый плутон, расположенный в хребте Ихэ-Богдо, где габброиды содержат ксенолиты гипербазитов и слагают апофизы в последних; Ихэдунанский плутон, расположенный в Баянхонгорской зоне разлома, в котором габброиды содержат ксенолиты гипербазитов [2]; Уланхудукский и Улахидский плутон (Гобийский пояс), в которых прорывающие тела габброидов играют резко подчиненную роль; Армактольский плутон в Восточном Прихубсугулье, где с массивом серпентинитов ассоциируют прорывающие небольшие штоки габбро и маломощная зона клинопироксенитов и верлитов; Джаргантуинский плутон, залегающий в каледонидах хребта Хан-Хухэй; Онцаульский плутон, расположенный юго-восточнее оз. Хиргис-нур; Баянлэгский плутон, находящийся среди герцинид южнее одноименного селения и т.д. Однако и приведенных материалов, очевидно, достаточно,

чтобы установить общие закономерности в структурно-генетических взаимоотношениях гипербазитов и габброидов, входящих в состав каледонских и герцинских офиолитовых ассоциаций Монголии. Сформулируем некоторые выводы и вытекающие из них генетические представления.

1. Наряду с автономными массивами гипербазитов и интрузивами габброидов в каледонских и герцинских офиолитовых поясах Монголии присутствуют многочисленные сложные базит-гипербазитовые тела, в которых эти породы пространственно тесно сближены и образуют морфологически единые плутоны.

2. Изучение непосредственных контактовых взаимоотношений между гипербазитами и габброидами, образующими сложные плутоны, показало, что во всех случаях габброиды внедрились в пределы гипербазитовых протрузий и их раму в виде более поздних интрузивов. Свидетельством этому служат такие признаки как: а) перекристаллизация лизардитовых серпентинитов с образованием уплотненных антигоритовых серпентинитов вблизи габброидов; б) залегание габброидов в гипербазитовых телах в виде рвущих штоков и даек, представляющих собой апофизы более крупных интрузивов; в) наличие среди габброидов ксенолитов гипербазитов различной формы и размеров; г) наличие вблизи контактов тел гипербазитов и габбро полосчатых комплексов – неоднородных по составу и строению и различных по мощности зон, представленных парамагматическими гипербазитами – пироксенитами, оливиновыми пироксенитами, верлитами, а также наличие жил пироксенитов в гипербазитах; д) наличие парамагматических габброидов – меланократовых, в том числе оливиновых габбро, также входящих в состав полосчатых комплексов.

3. Установление разновозрастности гипербазитов и габброидов позволяет выделять сложные тела этих пород в качестве особой разновидности магматогенных образований складчатых областей – полигенных базит-гипербазитовых плутонов. К ним предлагается относить сложные тела, независимо от размеров, формы, внутреннего строения, петрографического состава, количественных соотношений гипербазитов и габброидов, а также формационной принадлежности, для которых с той или иной степенью достоверности установлена неодновременность внедрения гипербазитов и габброидов.

4. В составе полигенных базит-гипербазитовых плутонов выделяются ортомагматические гипербазиты (дуниты, гарцбургиты, лерцолиты), ортомагматические габброиды (габбро-нориты, габбро), парамагматические гипербазиты (верлиты, плагиоверлиты, оливиновые и безоливиновые пироксениты, некоторые породы с лерцолитовым парагенезисом) и парамагматические габброиды (меланократовые оливиновые и безоливиновые габбро, троктолиты). Все многообразие пород, слагающих полигенные базит-гипербазитовые плутоны, формируется в результате процессов интеграции вещества более ранних протрузий альпинотипных гипербазитов и более поздних габброидных интрузивов.

5. Парамагматические гипербазиты и габброиды, слагающие полосчатый комплекс в зонах контакта тел гипербазитов и габбро, характеризуются такситовыми текстурами, неоднородным количественно-минеральным составом. Они образуются в процессе сложного взаимодействия базальтового расплава с твердым гипербазитовым веществом, часто серпентинизированным. Эти процессы протекали при различных термодинамических условиях и с различной интенсивностью. На больших глубинах, особенно вблизи крупных габброидных интрузивов, процесс преобразования протекал с большей интенсивностью, что привело к более глубокому преобразованию гипербазитов и к увеличению мощности зон парамагматических пород. В глубинных плутонах границы между отдельными фрагментами гипербазитового и габброидного вещества менее резкие, иногда очень постепенные. Это обстоятельство в значительной мере вуалирует интрузивный характер контактов габбро с гипербазитами. Наоборот, в телах с малой глубиной формирования интрузивные контакты габброидов, внедрившихся в гипербазиты, выражены более отчетливо.

6. Полученные данные о сложных базит-гипербазитовых плутонах Монголии не позволяют согласиться с известной точкой зрения о том, что офиолитовые ассоциации всегда представляют собой стратифицированные комплексы, в которых гипербазиты в виде пологой пластины залегают в их основании, а полосчатые комплексы, габброиды и другие члены этой ассоциации занимают все более высокие стратиграфические положения. Такая схема строения офиолитов в пределах Монголии, на наш взгляд, нигде не подтверждается [8,9].

Литература

1. Леснов Ф.П. О базит-гипербазитовых ассоциациях Монголии. — В кн.: Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979, с.156-157.
2. Леснов Ф.П., Агафонов Л.В. Материалы к геологии и петрологии Баянхонгорского базит-гипербазитового пояса в Центральной Монголии. — В кн.: Петрология гипербазитов и базитов Сибири, Дальнего Востока и Монголии. Новосибирск: Наука, 1980, с.27-54.
3. Леснов Ф.П., Баярхуу Ж., Королик 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.
4. Леснов Ф.П., Меляховецкий А.А., Баярхуу Ж. Шишхидгольский гипербазитовый массив (Северная Монголия). — В кн.: Материалы по генетической минералогии и петрологии. Новосибирск: Наука, 1977, с.74-83.
5. Меляховецкий А.А., Леснов Ф.П. О гипербазитах Шишхидгольского массива (МНР). — Геол. и геофиз., 1979, № II, с. 144-149.
6. Пинус Г.В., Велинский В.В., Леснов Ф.П., Агафонов Л.В., Банников О.Л., Баярхуу Ж. Гипербазитовые пояса Центральной Азии и некоторые общие вопросы петрологии гипербазитов. — В кн.: Проблемы петрологии. М.: Наука, 1976, с.94-105.
7. Пинус Г.В., Леснов Ф.П., Агафонов Л.В., Баярхуу Ж. Альпинотипные гипербазиты Монголии и их металлогения. — В кн.: Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979, с.145-155.
8. Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Леснов Ф.П. Взаимоотношения членов офиолитовых ассоциаций Центрально-Азиатского складчатого пояса. — Геол. и геофиз., 1979, № II, с.10-20.
9. Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Леснов Ф.П. Строение офиолитовых ассоциаций Монголии и возможный механизм их образования. — Геол. и геофиз., 1980, № II, с.25-36.

Н.С.Зайцев, К.Б.Кепежинская, Б.Лхасурен,
Н.А.Прусевич

НИЗКО- И СРЕДНЕТЕМПЕРАТУРНЫЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ
ЦЕНТРАЛЬНО-МОНГОЛЬСКОГО ПОДНЯТИЯ
И СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО СКЛОНА ХАНГАЙСКОГО НАГОРЬЯ

В указанных регионах были изучены 3 участка, представленные низко- и среднетемпературными метаморфическими комплексами, обладающими схожими особенностями как в отношении степени метаморфизма, так и в отношении состава и строения их слагающих толщ. Характерной особенностью является двучленное строение этих метаморфических комплексов.

1. Тариатский участок. Здесь совершенно отчетливо выделяются две толщи (снизу вверх):

1) сланцево-гнейсовая с прослоями мраморов и амфиболитов;

2) карбонатно-сланцевая толща.

Микроскопическое изучение пород обеих толщ предварительно показало, что среди сланцево-гнейсовой толщи преимущественно развиты сланцы, гнейсы, амфиболиты и прочие разновидности пород, для которых характерны следующие минеральные ассоциации:

- I) Кварц+плагиоклаз+биотит+амфибол+акцессорные;
- 2) Кварц+плагиоклаз+амфибол+акцессорные;
- 3) Кварц+плагиоклаз+биотит+акцессорные;
- 4) Кварц+плагиоклаз+биотит+мусковит+акцессорные;
- 5) Кварц+плагиоклаз+хлорит+биотит+эпидот+амфибол+акцессорные;
- 6) Кварц+плагиоклаз+хлорит+эпидот+амфибол;
- 7) Кварц+плагиоклаз+амфибол+биотит;
- 8) мономинеральные амфиболиты;
- 9) единичная Кварц+плагиоклаз+мусковит+гранат-ассоциация;
- 10) Кварц+плагиоклаз+хлорит+биотит+амфибол+кальцит+акцессорные;
- II) Кварц+амфибол+кальцит;
- 12) Кварц+мусковит+цоизит.

В качестве аксессуарных отмечены турмалин, циркон, апатит.

Эти минеральные ассоциации позволяют считать, что толща претерпела метаморфизм в условиях фаций зеленых сланцев и эпидотовых амфиболитов.

Карбонатно-сланцевая толща характеризуется минеральными ассоциациями, позволяющими отнести её по РТ-условиям к фации зеленых сланцев, согласно схеме фаций, разработанной нами ранее [1].

1) кварц+плагиоклаз+мусковит+хлорит+кальцит;

2) кварц+серицит+кальцит;

3) кварц+эпидот+актинолит;

4) кварц+мусковит+хлорит.

П. Участок Самона Батцэнгэл.

Метаморфический комплекс также характеризуется двучленным строением:

1) гранито-гнейсы с незначительными прослоями кварцитов и

2) кварцито-сланцевая толща между-речья рек Орхон.

Минеральные парагенезисы I-ой толщи:

а) кварц+плагиоклаз+биотит+амфибол+цоизит (или эпидот) + апатит;

б) кварц+плагиоклаз+мусковит+биотит+аксессуарные;

в) кварц+биотит+эпидот (или цоизит) + турмалин;

г) кварц+плагиоклаз+мусковит+биотит+гранат;

д) кварц+плагиоклаз+биотит+цоизит+турмалин.

В большом количестве присутствуют мигматиты и пегматиты с турмалином и сфеном (?).

На основе качественных минеральных парагенезисов толща претерпела метаморфизм в условиях эпидот-амфиболовой фации.

Кварцито-сланцевая толща, по условиям метаморфизма относящаяся к фации зеленых сланцев, характеризуется еще более бедным набором минеральных ассоциаций:

1) кварц+серицит+кальцит;

2) кварц+плагиоклаз+мусковит+хлорит и оруденелые мономинеральные амфиболиты, кварциты и железо-хлоритовые сланцы.

Ш. Участок р-на Хар-Хорин.

1) Сланцево-гнейсовая толща с

прослоями кварцитов представлена следующими ассоциациями:

- а) кварц+хлорит+биотит;
- б) кварц+мусковит+биотит;
- в) кварц+серицит+эпидот;
- г) кварц+плагиоклаз+биотит+гранат;
- д) кварц+плагиоклаз+мусковит+биотит+гранат;
- е) кварц+плагиоклаз+гранат+амфибол;
- ж) кварц+эпидот+амфибол;
- з) кварц+плагиоклаз+биотит+сидерит (?).

Это указывает, что толща претерпела метаморфизм в условиях фаций зеленых сланцев и эпидотовых амфиболитов.

2) Зеленосланцевая толща представлена кварц+плагиоклаз+хлоритовыми сланцами и углистыми сланцами.

Таким образом, во всех трех исследованных участках метаморфические комплексы состоят из двух частей:

1) Нижней, более метаморфизованной сланцево-гнейсовой толщи с прослоями или мраморов и амфиболитов или кварцитов, претерпевшей метаморфизм в условиях фации зеленых сланцев и эпидотовых амфиболитов, и

2) Верхней менее метаморфизованной карбонатно-сланцевой (кварцито-сланцевой, зеленосланцевой) части, претерпевшей метаморфизм фации зеленых сланцев. По степени метаморфизма все они сопоставимы с другими докембрийскими образованиями каледонид Монголии [2].

Состав минералов из наиболее информативных парагенезисов приведен в таблице I.

В отношении объяснения неоднородности степени метаморфизма в каждом из участков существуют три альтернативные гипотезы:

1) Одновозрастные толщи испытали зонально-прогрессивный региональный метаморфизм в пределах одного и того же этапа метаморфизма;

2) Разновозрастные толщи испытали по крайней мере два этапа регионального метаморфизма: более ранний – среднетемпературный и более поздний – низкотемпературный;

3) Одновозрастные (или разновозрастные) толщи испытали контактовый метаморфизм. В этом случае должна картироваться отчетливая картина приуроченности среднетемпературных пород к контактам интрузивных пород, среди собственно метаморфических

Таблица I

Химический состав (вес.%) минералов из метаморфических пород
Западной Монголии

№ обр.	79-17/8		79-1/1а		79-10/5		79-13/4		79-17/8	
минер. окислы	Амф*	Гр	Би	Амф	Би	Амф	Би	Амф	Би	Гр
										Центр Край
SiO ₂	45,24	37,59	36,06	44,69	36,87	42,61	36,27	37,28	43,17	- -
TiO ₂	0,82	0,78	3,08	0,75	2,16	1,25	2,44	1,86	0,63	- -
Al ₂ O ₃	10,03	20,11	15,17	9,31	15,68	10,42	15,59	17,26	10,58	- -
FeO	18,04	18,03	20,94	20,94	19,01	21,28	22,18	16,74	17,40	22,45 23,64
MnO	0,64	12,35	0	0,37	0,16	0	0	0,16	0,40	8,08 н/опр
MgO	9,38	0,86	10,15	9,49	10,93	8,15	9,502	11,97	10,11	1,29 1,42
CaO	11,37	10,05	0,16	11,86	0,042	11,60	0,13	0,082	11,97	10,26 8,35
Na ₂ O	1,19	0,01	0	0,74	0,043	1,32	0,07	0,09	0,79	- -
K ₂ O	0,49	0	8,52	0,91	9,06	1,28	9,23	9,31	0,84	- -
С у м а	97,20	99,78	94,08	97,13	96,61	97,91	95,41	94,75	95,89	- -

Кристаллохимические формулы минералов
(Амфиболы пересчитаны на 23 O²⁻, биотиты на 11 O²⁻, гранаты 12 O²⁻)

Si	6,814	3,018	2,797	6,793	2,794	6,534	2,798	2,809	6,601
Ti	0,093	0,047	0,180	0,086	0,123	0,145	0,141	0,106	0,073
Al	1,780	1,902	1,387	1,667	1,401	1,883	1,417	1,533	1,917
Fe ²⁺	2,272	1,210	1,358	2,416	1,374	2,729	1,431	1,055	2,236
Mn	0,082	0,840	0	0,048	0,011	0	0	0,010	0,051
Mo	2,106	0,103	1,174	2,149	1,235	1,863	1,093	1,345	2,317
Ca	1,835	0,864	0,013	1,932	0,003	1,906	0,011	0,007	1,972
Na	0,348	0,002	0	0,218	0,006	0,392	0,011	0,012	0,237
K	0,095	0	0,843	0,176	0,876	0,251	0,909	0,896	0,165
Сумма	15,425	7,986	7,752	15,485	7,824	15,702	7,812	7,772	15,569

* Принятые сокращения названий минералов: Амф - амфибол, Би - биотит, Гр - гранат.

пород должны наблюдаться роговиковые структуры и т.д. Однако всего этого не наблюдаем. Более того, среднетемпературные метаморфические породы очень часто напоминают гнейсы и мигматиты, т.е. появляется отчетливая дифференциация вещества: обособление лейкократовых и меланократовых прослоев, причем лейкократовые прослои образуют ритмическое переслаивание, мелкую изоклинальную складчатость. Все это говорит против контактового метаморфизма.

Наиболее вероятными гипотезами объяснения градиента метаморфизма остаются, таким образом, две первые гипотезы, но выбор одной из них возможен только на основании детального картирования и петрологических исследований.

Исходными породами во всех трех участках были терригенно-осадочные образования, но с различной долей глинистого, песчаного и карбонатного материала в разрезе. Вопрос об орто- или параамфиболитах может быть решен только после детальных исследований их химизма и акцессорных минералов. Как показывал анализ, состав толщи и положение в разрезе не исключает их происхождения как за счет первично-осадочных пород (например, известково-силикатных пород), так и за счет основных изверженных пород. Выявление этого имеет первостепенное значение для реконструкции состава фундамента складчатых сооружений Монголии, сложенного различными метаморфическими и магматическими комплексами [3].

Литература

1. Кепежинскас К.Б. Парагенетический анализ и петрохимия среднетемпературных метапелитов. — Новосибирск: Наука, 1977. — 198 с.
2. Зоненшайн Л.П., Ильин А.В., Кепежинскас К.Б. Каледониды Монголии. — В кн.: Метаморфические комплексы Азии. Новосибирск: Наука, 1977, с.133–139.
3. Кепежинскас В.В., Кепежинскас К.Б. Состав и строение коры и верхней мантии складчатых сооружений Центральной Азии. В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1978, с.106–116.

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

Кузнецов В.А. Основные черты металлогении Монгольской Народной Республики	3
Сотников В.И., Берзина А.П., Скороходов В.Н. Металлогения меди и молибдена МНР	9
Щербаков Ю.Г. Металлогения золота Монголии	18
Оболенский А.А., Васильев В.И., Борисенко А.С. Металлогения ртути МНР	27
Пинус Г.В., Агафонов Л.В. Вещественный состав и метаморфизм докембрийских диаспоровых бокситов МНР ...	36
Росляков Н.А., Осинцев С.Р. Гипергенная миграция и концентрация золота в ландшафтах МНР	45
Кепежинскас В.В. Внутриконтинентальный базальтовый вулканизм в связи с неоднородностью состава верхней мантии	52
Леснов Ф.П. Структурно-генетические взаимоотношения гипербазитов и габброидов в офиолитовых поясах Монголии	62
Зайцев Н.С., Кепежинскас К.Б., Лхасурен Б., Прусевич Н.А. Низко- и среднетемпературные метаморфические комплексы Центрально-Монгольского поднятия и северо-западного склона Хангайского нагорья	72

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Технический редактор Н.Н. Александрова

Подписано к печати 13.IV.1981г. МН 06222.
Бумага 60x84/16. Печ.л. 4,75. Уч.-изд.л. 4,5.
Тираж 400. Заказ 145. Цена 70 коп.

Институт геологии и геофизики СО АН СССР
Новосибирск, 90. Ротапринт.

ритории Монголии. Общая частота встречаемости здесь известных и только намечающихся золотоносных зон, узлов и рудных полей, плотность проявлений в них золотого оруденения и его рудноформационная принадлежность также близки к таковой в смежных, более изученных и, видимо, главным образом лишь потому более продуктивных рудоносных структурах. Большинство районов Монголии за сотни лет опойсковано на золото лучше, чем пока изучено геологически, а тем более разведано. При этом большинство древних отработок и позже выявленных пунктов золотой минерализации, как было подмечено С.С.Смирновым для Забайкалья, здесь также приурочено к южным склонам, а северные, более задернованные и перекрытые рыхлыми отложениями, в тех же районах остаются резервом для более совершенных геохимических методов поисков. Более подробно этот вопрос рассмотрен Н.А.Росляковым и С.Р.Осинцевым (см. статью в настоящем сборнике).

2. Составленная Ю.Г.Щербаковым и Г.Дэжидмой на структурно-формационной основе металлогеническая карта по золоту Монголии в масштабе 1:1 500 000 подтверждает ряд установленных ранее* закономерностей размещения золотоносных площадей, выявляет новые и хорошо согласуется с аналогичными картами смежных регионов. При металлогеническом районировании территории МНР мы попытались наряду с временем консолидации структурно-формационных зон учесть степень их фемичности-сиаличности и, по-возможности, также литолого-геохимические особенности состава, определяющие их потенциальную рудоносность. В частности, в качестве наиболее золотоносных по количеству проявлений, их масштабам и содержаниям золота в Монголии, как и на смежных с нею площадях, выделены повышенной фемичности вулканогенные и осадочно-метаморфогенные, в том числе граувакковые и черносланцевые комплексы протерозоя и венд-кембрия. Это харинская серия в Северном Хэнтее, эрэндабанская свита Южного Хэнтея, буридуингольская в Баянхонгорской зоне и Северо-Керуленском районе и др. По данным наших исследований, перечисленные толщи характеризуются, подобно однотипным с ними

* Благонравов В.А., Шабаловский А.Е. Благородные металлы. — В кн. Геология Монгольской Народной Республики. Т. III. М.: Недра, 1977, с. 217—267; Благонравов В.А., Цыпуков Ю.П. Общие черты золотоносности территории МНР. — Геол. и геофиз., 1978, № 6. с. 61—68