

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

СОВМЕСТНАЯ СОВЕТСКО-МОНГОЛЬСКАЯ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ
И ГЕОФИЗИКИ СО АН СССР

АКАДЕМИЯ НАУК МНР

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ
И ГОРНОРУДНОЙ
ПРОМЫШЛЕННОСТИ МНР



Препринт 2

**МЕТАЛЛОГЕНИЯ
МОНГОЛЬСКОЙ
НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ
(РТУТЬ)**

НОВОСИБИРСК 1986

Металлогения Монгольской Народной Республики (ртуть)/
Кузнецов В.А., Оболенский А.А., Борисенко А.С.,
Лебедев В.И., Оболенская Р.В. Новосибирск, 1986.
46 с. (Препринт № 2, Институт геологии и геофизики).

Рассматриваются основные принципы составления металлогенической карты МНР на ртуть в масштабе 1:1 500 000. Выделены ртутная и ртутьсодержащая серебро-сульфосольная рудные формации и основные рудоконтролирующие и рудолокализирующие факторы оруденения. Дается металлогеническое районирование территории МНР на ртуть. Выделены генетические ряды низкотемпературных рудных формаций позднего мезозоя. Предложена модель происхождения таких генетических рядов и показано их значение для прогнозно-металлогенических построений.

А В Т О Р Ы

Кузнецов В.А., Оболенский А.А., Борисенко А.С.,
Лебедев В.И., Оболенская Р.В.

Ртуть является потенциально перспективным полезным ископаемым МНР, поскольку на её территории в последние 10–15 лет были выявлены многочисленные признаки киноварной минерализации в виде шлиховых ореолов, литогеохимических аномалий и открыты первые коренные рудопоявления ртути, позволившие охарактеризовать её как самостоятельную ртутную область, закономерно входящую в состав Центрально-Азиатского трансконтинентального ртутного пояса (Металлогения ртути, 1976; Кузнецов и др., 1977, 1978).

Первые прогнозно-металлогенические исследования на ртуть в Монголии были проведены в 1970–1975 гг. группой сотрудников Института геологии и геофизики СО АН СССР А.А.Оболенским, В.И.Васильевым, А.С.Борисенко при участии В.И.Сотникова и И.Н.Широких и сотрудника Геологического института АН МНР А.Маргая под общим научным руководством и при участии акад. В.А.Кузнецова. К началу этих работ было известно о широком распространении киновари в шлихах в Центральной и Восточной Монголии, а на Далайамагольском участке – в одной из протолочек коренных пород, была установлена киноварь (Благонравов и др., 1971). Весьма ценными были сведения о шлиховой киновари, собранные в "Кадастре месторождений полезных ископаемых МНР" Министерства геологии и горно-рудной промышленности по результатам поисковых и съёмочных работ различных масштабов. Отмечалась также приуроченность шлиховых ореолов киновари к зонам региональных глубинных разломов, которые рассматривались как возможные ртутно-рудные зоны (Кузнецов, 1959; Борзаковский и др., 1971; Оболенский 1971).

Работами, проведенными в 1970–1975 гг., была установлена общность рудоконтролирующих тектонических структур Монголии со структурами Алтае-Саянской складчатой области и Забайкалья. В ряде районов МНР впервые были открыты рудопоявления ртутных руд различных, в том числе и промышленно важных, минеральных типов: листовенитово-киноварного, кварц-диккит-киноварного и флюорит-киноварного. Было показано, что ртутная минерализация, выявленная в МНР, не отличается по минеральному составу, генетическим особенностям и возрасту от аналогичной минерализации в соседних районах юга Сибири и относится к ртутной рудной формации, которая является закономерным звеном единого генетического ряда руд-

ных формаций позднемезозойского этапа тектономагматической активизации (Основы ..., 1966; Кузнецов и др., 1977, 1978; Геология и генезис ..., 1978; Оболенский, 1984). Основные результаты прогнозно-металлогенических исследований, выполненных в 1970–1975 гг., были обобщены в 1977 году в виде прогнозной карты масштаба 1:1 500 000 и объяснительной записки к ней "Основные черты металлогении ртуть МНР".

Работы по составлению прогнозно-металлогенической карты на ртуть м-ба 1:1 500 000 были продолжены в 1982–1984 гг. в связи с выявлением в Северо-Западной Монголии месторождений и рудопроявлений ртутьсодержащей серебро-висмут-сульфосольной минерализации в Толбонурской, Курайско-Кобдинской и Шапшалско-Цаганшибетинской зонах. Эти работы выполнялись Металлогеническим отрядом СМГЭ АН СССР и АН МНР в составе сотрудников ИГиГ СО АН СССР А.А.Оболенского, А.С.Борисенко, В.И.Лебедева, А.А.Боровикова при участии Р.В.Оболенской. Наряду со ртутной, большое внимание в этот период было уделено выявлению общих перспектив и изучению проявлений серебро-висмут-сульфосольной минерализации в Юстыдском и Толбонуроком рудных узлах, а также в Цаганшибетинской и Хангайской металлогенических зонах и некоторых других районах Монголии.

За основу для прогнозно-металлогенической карты на ртуть, как и для других пометалльных карт этой серии, была принята "Карта геологических формаций МНР" м-ба 1:1 500 000 (гл. редактор А.Л.Яншин, 1982), геологические элементы которой выполняют роль региональных и локальных рудоконтролирующих факторов. При составлении карты были использованы также "Тектоническая карта МНР" (гл. редактор А.Л.Яншин, 1978), "Карта полезных ископаемых МНР" (гл. редактор Н.А.Маринов, 1971), "Карта мезозойской тектоники МНР" (гл. редактор А.Л.Яншин, 1979), "Карта разломов территории СССР и сопредельных стран" м-ба 1:2 500 000 (гл. редактор А.В.Сидоренко, 1978), материалы, содержащиеся в фундаментальном обобщении "Геология Монгольской Народной Республики" (1973–1977) и различные опубликованные материалы.

Металлогеническая карта на ртуть составлена на основе последовательного применения принципов и методов формационного анализа осадочных, магматических и метасоматических образований, выявления факторов контроля оруденения (литологических, магматиче-

ских и др.) и выделения рудных формаций, субформаций и минеральных типов при изучении месторождений и рудопроявлений собственно ртутных и комплексных ртутьсодержащих руд.

Металлогеническая карта МНР на ртуть м-ба I:I 500 000 входит в комплект пометалльных металлогенических карт, подготовленных коллективом сотрудников Совместной советско-монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР в содружестве с работниками других геологических организаций под общим научным руководством академика В.А.Кузнецова .

В приложении к препринту дана Металлогеническая карта Монгольской Народной Республики (ртуть), составленная в Совместной советско-монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР (научный руководитель академик А.Л. Яншин). В её разработке принимали участие сотрудники Института геологии и геофизики СО АН СССР. Главные редакторы: академик В.А.Кузнецов , У.Мавлет. Зам.главных редакторов: Н.С. Зайцев, В.И.Коваленко, А.А.Оболенский, В.И.Сотников. Редакционная коллегия: О.А.Богатиков, М.Жамсран, В.А.Жариков, Н.С.Зайцев, В.И.Коваленко, П.В.Коваль, В.А.Кузнецов , Б.Лувсанданзан, М.Лхамсурэн, У.Мавлет, Л.Мягмар, А.А.Оболенский, В.И.Сотников, Ю.Г.Щербаков, А.Л.Яншин, В.В.Ярмолюк. Металлогеническое содержание карты разработали: А.С.Борисенко, В.А.Кузнецов , В.И.Лебедев, Р.В.Оболенская, А.А.Оболенский. Ответственный редактор А.А.Оболенский.

Рудные формации ртутных и ртутьсодержащих месторождений

В соответствии с существующими рудноформационными классификациями ртутных и ртутьсодержащих месторождений (Кузнецов и др., 1966; Металлогения ртути, 1976; Борисенко и др., 1984; Оболенский, 1985), проявления ртутной минерализации, установленные и изученные в Монголии, относятся к двум рудным формациям: р т у т н о й и р т у т ь с о д е р ж а щ е й с е р е б р о - с у л ь ф о - с о л ь н о й и представлены различными минеральными типами месторождений.

Руды выявленных в Монголии рудопроявлений ртути по минеральному составу практически не отличаются от руд известных ртутных месторождений на сопредельной территории СССР. По принятой нами систематике они относятся к пяти минеральным типам ртутной

рудной формации: 1) магнезиально-карбонатно-киноварному (лиственитовому) (Ханги-Обо, Сагсайское); 2) кварц-диккит-киноварному (Улан-Хус, 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 протолочках из делювия и в шлихах, 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 и отличается преобладанием в сульфидной ассоциации руд свинцово-цинковых минералов и жильной формой рудных тел.

На юге Монголии в Южнототошаньской зоне находится рудопроявление ртути магнезиально-карбонатно-киноварного (лиственитового) типа - Ханги-Обо. Рудопроявление расположено на южном склоне хребта Тото-Шань в вулканогенно-терригенных отложениях верхней перми. Этими отложениями сложено южное крыло крупной антиклинальной складки, прослеживающейся на несколько десятков километров в широтном направлении. Её осевая часть и южное крыло осложнены несколькими разрывами и зонами дробления, вмещающими многочисленные линзы серпентинитов.

Ртутная минерализация локализована в крупной зоне дробления в терригенно-карбонатных породах, характеризующихся чередованием маломощных прослоев алевролитов, песчаников и известняков. Простираение зоны, согласное с простираем пород, падение крутое на юг под углом $85-90^{\circ}$, прослеженная длина более 2,5 км. Мощность зоны от 3-5 до 20-30 м. Породы в зоне дробления интенсивно расланцованы, брекчированы и гидротермально изменены: карбонатизированы (развиты преимущественно железисто-магнезиальные карбонаты) и окварцованы. В одном из коренных выходов отмечена линза лиственизированных серпентинитов. Все измененные породы в зоне дробления и за её пределами пронизаны густой сетью карбонатных, карбонатно-кварцевых и кварцевых жилок различной мощности. Гидротермально-измененные породы и минерализованные зоны выделяются своей бурой окраской на фоне серых и зеленовато-серых неизмененных пород.

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 мономинеральных киноварных или карбонат-кварц-киноварных жилков. Минеральный состав руд изучен В.И.Васильевым (Кузнецов и др., 1978). Главным рудным минералом является киноварь. Второстепенные минералы представлены миллеритом и полидимитом, образующими 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. Судя по взаимоотношениям минералов, кристаллизации киновари предшествовало образование железистого доломита, халцедоновидного и кристаллического кварца, пирита, сульфидов никеля, после киновари отлагался железистый доломит второй генерации.

Рудопоявление Харцату открыто в 1975 г. при ревизии Северо-Дучингольского шлихового ореола киновари (Кузнецов и др., 1977, 1978). 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 сближенных зон дробления и трещиноватости, образующих довольно мощную и протяженную (до 10 км) зону дробления, сопровождающуюся аргиллизацией, окварцеванием и пиритизацией вмещающих пород, что предопределяет принадлежность рудопоявления к кварц-диксит-киноварному минеральному типу. Зона минерализации имеет субширотное простирание (290–300°) и, по-видимому, крутое падение. Постоянное присутствие киновари от десятков знаков до весовых количеств устанавливается в делювиальных шлихах, отобранных в логах как северного, так и южного склонов водораздела ур.Харцату-Ари-Холой. В одном из щурфов на южном склоне водораздела встречены обломки аргиллизированных песчаников с густой

вкрапленностью киновари, что позволяет считать источником шликерной киновари отмеченные зоны гидротермально измененных пород.

В рудных обломках установлены кварц и киноварь, а к второстепенным и редким минералам относятся пирит, антимонит, метацин-набарит, сфалерит. На основании предварительных исследований руды участка Харцату можно считать практически мономинеральными, киноварными. Минерализация относится к кварц-диксит-киноварному минеральному типу, к которому принадлежат такие хорошо известные промышленные месторождения ртути как Никитовское, Палыньское и др. (Металлогения ртути, 1976).

К этому же минеральному типу относится коренное рудопроявление Улан-Хус, выявленное поисковой партией под руководством геологов В.В.Бессоненко и А.М.Шубина в 1983 году в зоне Толбонурского разлома. Здесь установлен пологий надвиг хлорит-серицитовых метаморфических сланцев кембрийского периода на конгломерато-песчано-гравелитовую толщу силура. Вмещающие породы аргиллизированы и карбонатизированы. Вкрапленность и прожилки киновари локализованы преимущественно в прослоях конгломератов. Видимая мощность рудных тел - 0,8-1,0 м, протяженность - 5-6 м. Цепочка шликерных ореолов вдоль этого разлома простирается более чем на 10 км. К югу от Улан-Хуса известны зоны лиственитизированных пород с положительными литогеохимическими аномалиями ртути. Обнаружение коренного рудопроявления Улан-Хус в зоне Толбонурского разлома позволяет считать её перспективной для поисков ртутного и другого низкотемпературного оруденения.

Рудопроявления Тунхул и Балжа были обнаружены при проверке шликерных ореолов киновари в бассейне р.Хара-Гол в зоне Ерогальского разлома. Рудная минерализация в виде вкрапленности и тонких жилок киновари связана с маломощными жилками кварца в зонах дробления в кварцитах (уч.горы Тунхул) и с зонами аргиллизации в сланцах харинской серии протерозоя (уч.р.Балжа). Главным рудным минералом является кристаллическая киноварь, сопровождающаяся небольшими количествами пирита, ртутьсодержащей блеклой рудой и Hg-сфалеритом, более распространенным в рудах участка Балжа. Жильные минералы рудопроявлений - кварц и серицит, что позволяет отнести их к кварц-серицит-киноварному минеральному типу. Гипергенные минералы представлены гидроокислами железа, изредка порошковой киноварью, локализуемой в пустотах тетраэдрического

габитуса и образованной в результате разложения в зоне окисления либо Hg-сфалерита, либо ртутьсодержащей блеклой руды. Встречаются также зернистые массы дезинтегрированной первичной киновари, расположенные беспорядочно в трещинках. 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.

Далайамагольское рудопроявление, открытое В.А.Благонравовым и Г.М.Красильниковым (Благонравов и др., 1971), находится на правом борту р.Далай-Ама-Гол (приток р.Ульдзы) в палеозойских гранитоидах, в которых выявлено несколько протяженных (200–600 м) зон аргиллизированных и окварцованных пород, мощностью до 50 м. В протолочках из породы зоны дробления установлена киноварь в количестве до 0,3 г/т. 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 предварительно отнести это рудопроявление к кварц-барит-киноварному минеральному типу.

Рудопроявление Идермег-Баян-Хан-Ула относится к флюорит-киноварно-сульфидному 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 массива гранитов и представлено протяженной на несколько сотен метров крутопадающей минерализованной зоной дробления мощностью от 1 до 3 м, которая прослежена на поверхности редкими канавами. На глубину 130 м она вскрыта двумя штольнями. Сульфидная минерализация в виде прожилков и гнездообразных скоплений галенита совместно с киноварью и ртутьсодержащим Hg-сфалеритом, халькопиритом и другими минералами тяготеет к лежащему боку минерализованной зоны и распределена неравномерно. Наибольшая концентрация сульфидного оруденения отмечается на участках, где зона дробления пересекает дайки аргиллизированных диабазовых порфиритов, имеющих мощность до 10–15 м. Кроме того и 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 её трещинах установлена минерализация

двух типов: существенно сфалерит-галенитовая и флюоритовая, проявленная более интенсивно и более ранняя по времени образования. Они отделены друг от друга внутриминерализованными перерывами. Сульфидная минерализация представлена вкрапленно-жилыми и гнездовыми обособлениями в кварц-халцедоновом цементе зоны дробления. Флюоритовая минерализация представлена жилами и гнездами бесцветного, слабо-фиолетового, фиолетового и иногда зеленоватого флюорита различной зернистости. Она сопровождается небольшими количествами халцедоновидного и кристаллического кварца.

В составе руд 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, диккит. Гипергенные минералы: самородная ртуть, мошелландбергит, халькозин, ковеллин, киноварь, борнит, гидроокислы железа, гидроокислы марганца, церуссит, ярозит. Главные минералы - кварц (чаще халцедоновидный) и галенит, в некоторых случаях к ним добавляются пирит, кварц, халькопирит, галенит и киноварь. Все остальные минералы относятся к второстепенным и редко встречающимся. В.И.Васильевым, выполнившим исследование минерального состава руд, установлен новый минерал - сульфид меди и ртути - баянханит (Кузнецов и др., 1978; Васильев, 1981). В процессе минералообразования на месторождении различаются три стадии минерализации: предрудная, выраженная аргиллизацией и окварцеванием пород, флюоритовая и кварц-полисульфидная.

В рудном узле Берхе кроме дорудных диабазовых порфиритов известны дайки позднемезозойских трахиандезитовых порфиритов. 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 известных флюоритовых поясов не только флюоритовых, но и ртутных, и свинцово-цинковых месторождений. Примеры совмещения указанных типов минерализации известны в Среднеазиатской и Алтае-Саянской рудных областях (Кузнецов и др., 1966; Металлогения ртути, 1976; Васильев, Лаврентьев, 1976; Оболенский, 1985). 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. В последнее время здесь выявлено рудопроявление Ундур-Цаган-Обо с комплексными рудами (Pb, Zn, Au, Ag, CaF₂).

Работами последних лет на территории Западной Монголии выявлен новый тип эпitherмального оруденения, отнесенный нами к серебро-сульфосольной рудной формации (Борисенко и др., 1984; Оболенский, 1984). В рудах серебряных месторождений этого типа повсеместно отмечаются высокие содержания ртути от $n \cdot 10^{-4}$ до $n \cdot 10^{-1}\%$, что позволяет рассматривать эти объекты в качестве ртутьсодержащих. Месторождения серебро-сульфосольной рудной формации являются типичными низкотемпературными гидротермальными образованиями. Они тесно ассоциируют с ртутными, арсенидными никель-кобальтовыми и эпitherмальными свинцово-цинковыми месторождениями, с которыми образуют единые генетические ряды рудных формаций, характерные для областей тектономагматической активизации. Для месторождений серебро-сульфосольной рудной формации характерна жильная форма рудных тел (карбонатно-сульфосольные жилы); слабовыраженные ореолы гидротермально измененных пород, представленные метасоматитами формации аргиллизитов; преобладание в рудах сульфосолей Cu, Pb и Ag и своеобразный набор ведущих рудных элементов (Ag, Cu, Bi, Sb). Эти месторождения отличаются высокими содержаниями серебра в рудах, большими запасами основных рудных компонентов, выдержанностью и значительным размахом оруденения на глубину (Щепотьев и др., 1982). Главными минералами руд являются сульфосоли Cu и Pb — тетраэдрит, теннантит, бурнонит, цинкениит, халькостибит, прустит, арсениды Ni и Co, сульфиды и сульфосоли Bi и другие.

Представителями Ag-сульфосольной рудной формации в Северо-Западной Монголии являются месторождения Асхатин, Нижне- и Средненаригнольское, Толбонурское, Шарабургское, Мергенбулакское, Шивеингольское и ряд мелких рудопроявлений. Они являются аналогами известных месторождений сереборудного района Кер-Д'Аллен в США (Галена, Райнбау и др.), Спешско-Гемерского рудогорья в ЧССР (район Руднян, Гельницы, Рожнявы и др.), Чили и других районов. В рудах серебро-сульфосольных месторождений Монголии ртуть не образует самостоятельных минералов, хотя в пределах рудных по-

лей этих месторождений постоянно отмечаются шлиховые ореолы киновари (м-ния Асхатин, Толбонурское, Мергенбулакское и др.). Ртуть изоморфно накапливается в основном в блеклых рудах, которые содержат до $1-2 \cdot 10^{-1} \%$ Hg.

Основными структурами, контролирующими размещение сербросульфосольной минерализации Северо-Западной Монголии, являются зоны Курайско-Кобдинского, Теректинско-Толбонурского и Шапшальско-Цаганшибетинского глубинных разломов, к которым приурочены основные серброносные зоны этого региона. Выделяются три главных узла, в которых сосредоточено основное количество проявлений сульфосольной минерализации: Юстыдский, Толбонурский и Каргинский. В пределах Юстыдского рудного узла сульфосольная минерализация приурочена к трем крупным рудоконтролирующим зонам: Асхатинской, Мунгунтайгинской и Могенбуреньской. Здесь известны месторождение Асхатин, рудопоявления Средний и Нижний Нарин-Гол и ряд более мелких проявлений и точек минерализации.

Асхатинское рудное поле расположено в восточной части одноименной зоны. В районе месторождения развиты сложноподслоцированные черносланцевые отложения D $2-3$, прорванные субщелочными гранитами пермского возраста. В зоне экзоконтакта развиты графитсодержащие сульфидизированные роговики, образовавшиеся по углистым пиритсодержащим аргиллитам богутинской свиты верхнего девона. В роговиках и гранитах отмечаются многочисленные относительно разновозрастные группы даек диабазов, диорит-порфиритов, долеритов и щелочных базальтоидов. На Асхатинском месторождении выявлены оруденелые зоны штокверковой и жильной минерализации кварц-сидеритового состава с вкрапленностью и гнездами блеклых руд, а также халькостибита, бурнонита, цинкениита, антимонита, галенита, халькопирита, висмутина, самородного висмута и других минералов. В шлихах отмечается киноварь. Рудные зоны приурочены к системе крутопадающих субпараллельных разломов северо-восточного простирания. В плане рудовмещающие разрывные нарушения ориентированы в целом согласно простиранию полосчатости в сульфидизированных графитсодержащих роговиках. В штокверках и прожилковых зонах наиболее интенсивная рудная минерализация локализована вблизи тектонически нарушенного контакта графитсодержащих аргиллитов и кварц-полевошпатовых песчаников. В пределах месторождения известно 6 рудных зон, из которых две детально оценены с поверхности.

Рудная зона I на западном и восточных флангах вскрыта канавами через 20–30 м, в центральной части она перекрыта плащом флювиогляциальных отложений мощностью до 5,0–40,0 м. Общая протяженность вскрытой канавами части рудной зоны 860 м, а перекрытой – более 300 м. Мощность оруденелой части зоны меняется от 0,2 до 12,7 м; и в среднем составила 3,5 м. Вертикальный размах оруденения в эрозионном срезе значителен, причем интенсивность оруденения, при общем неравномерном распределении в целом не меняется. Кроме серебра в рудах присутствуют медь – до 3,6%, висмут – до 0,5%, ртуть до $n \cdot 10^{-2}\%$.

Рудная зона II, расположенная севернее в 40–150 м, прослежена канавами и в скальных выходах на расстоянии 1100 м при мощности, меняющейся от 0,3 до 12 м. Морфология зоны сложная, с многочисленными раздувами, пережимами и апофизами. По результатам анализа задиrkовых, бороздовых и штупных проб в рудах присутствуют серебро, висмут, свинец, сурьма и другие элементы. Минеральный и компонентный состав руд аналогичен таковым рудной зоны I. Обе рудные зоны обладают крутым юго-восточным падением. По результатам предварительной оценки вертикальный размах оруденения также не менее значителен. Основным концентратором серебра в рудах Асхатинского месторождения является тетраэдрит, содержащий до 2,6% Ag. Высокие его содержания отмечаются в бурноните (до 0,45%) и цинкениите (0,35%). Висмут концентрируется главным образом в халькостибите (до 5,2%), цинкениите (2,02%) и бурноните (до 1,1%). Кроме основных компонентов (Ag, Bi, Cu, Sb) в рудах этого месторождения постоянно отмечаются повышенные содержания Hg от 0,01 до 0,1% (среднее 0,025%). В сульфидном концентрате содержание ртути достигает 0,2–0,3%.

В южной части Мунгунтайгинской рудоносной зоны находится Средненарингольское проявление. Оно располагается в среднем течении р.Нарин-Гол, правого притока р.Бухей-Мурен, и представляет собой мощную, протяженную (до 6 км) зону дробления субмеридионального простирания. Вмещающие углистые алевролиты и песчаники D₂₋₃ интенсивно катаклазированы и гидротермально изменены. В контурах зоны отмечаются многочисленные жилы и прожилки сидеритового или кварц-сидеритового состава, содержащие гнезда, вкрапленность или прожилки сульфидов. Среди последних резко преобладают халькопирит и пирит, в меньших количествах отмечаются пирротин, сфалерит,

арсенопирит, галенит и тетраэдрит. Мощность зоны колеблется от 1-2 до 10-15 м. Как правило, в осевой части устанавливаются одна или несколько крупных (0,5-1,5 м) сидеритовых жил с сульфидами, вокруг которых располагается штокверк более мелких прожилков. Содержание ртути колеблется от $n \cdot 10^{-3}$ до $n \cdot 10^{-2}\%$.

Нижнеарингольское проявление выявлено в 1983 г. работами Металлогенического отряда СМГЭ АН СССР и АН МНР в нижнем течении р. Нарин-Гол. Оно располагается в восточном экзоконтакте Нарингольского гранитоидного массива среди ороговикованных песчаников и алевролитов D_{2-3} , в висячем крыле Курайско-Кобдинского разлома. На рудопоявлении установлено 7 жильных зон, запад-северо-западного простирания, полого ($15-40^\circ$) падающих на юго-запад. Мощность отдельных сидеритовых жил достигает 1,2 м, протяженность 120-250 м. Участок рудопоявления вытянут в меридиональном направлении в виде полосы шириной 0,4-0,7 км на расстояние более 2 км. В сидеритовых жилах отмечается крапленность и примазки малахита и азурита, а также редкие реликты первичных минералов - халькопирита, пирита и тетраэдрита. В коренных выходах сидеритовые жилы сильно разрушены, окислены и представляют собой дресву. Анализ нескольких проб такого материала показал присутствие V_i - 200-1000 г/т, Ag - 38-43 г/т, Cu - 1%; As - 0,3%, Sb - 0,1% Hg - $n \cdot 10^{-3}\%$. По минеральному составу, текстурно-структурным особенностям и содержанию рудных компонентов сидеритовые жилы Нижнеарингольского проявления аналогичны сильно окисленным рудным жилам месторождения Асхатин. Сульфосольная минерализация весьма широко распространена и в Толбонурском рудном узле. Здесь выявлено два месторождения и ряд рудопоявлений сульфосольных руд.

Наиболее крупным из них является Толбонурское месторождение. Оно приурочено к западному борту Делюно-Юстыдского прогиба, выполненного песчано-сланцевыми отложениями верхнего девона и ограниченного с запада зоной Толбонурского разлома. Рудное поле этого месторождения протягивается на 8 км вдоль зоны Толбонурского разлома в северо-западном направлении в виде полосы шириной 3-4 км. Месторождение локализовано в интенсивно ороговикованных песчаниках и алевролитах D_3 , полого ($30-40^\circ$) надвинутых на отложения нижнего палеозоя. В зоне надвига, который является главной рудоконтролирующей структурой, отмечаются микроклиновые гра-

ниты, гипербазиты, дайки габбро-диабазов. Породы в поднадвиговой толще интенсивно рассланцованы, брекчированы и гидротермально изменены. Зоны рассланцованных гидротермально измененных (аргиллизация, ферезитизация) пород полосой шириной от 0,1 до 1 км протягиваются на значительное расстояние вдоль Толбонурского разлома от оз.Шара-Нур до г.Сайрин-Ула. В зоне отмечаются многочисленные проявления медной минерализации (кварц-хлорит-халькопиритовые жилы), жилы и прожилки барита и сидерита. В надвинутой толще роговиков выявлено около 15 крутопадающих жильных зон, субширотного простирания (аз. $70-80^{\circ}$). Они представлены зонами аргиллизированных обезуглероженных сланцев, в центральных частях которых располагаются мощные (от 0,1-1,2 м) сидеритовые жилы с сульфосольной минерализацией. Прослеженная протяженность отдельных жильных зон составляет 2-3 км, вертикальный размах в эрозионном срезе - около 500 м. Сидеритовые жилы в большинстве случаев окислены с поверхности, и на месте сульфидов и сульфосолей остались лишь пустоты выщелачивания, в которых присутствуют корочки малахита и азурита. В слабо окисленных образцах сидеритовых жил отмечаются реликты тетраэдрита, сульфосолей свинца, а также более редких - халькопирита, галенита, арсенопирита, лёллингита, пирротина, пирита. Текстура руд прожилково-вкрапленная, гнездовая, реже массивная. Для рудных жил Толбонурского месторождения намечается зональность, выраженная в смене их минерального состава в сторону от зоны надвига. Вблизи этого нарушения рудные жилы сложены кварцем и сидеритом с вкрапленностью блеклой руды, галенита и сульфосолей свинца. На удалении от этого рудоконтролирующего нарушения в жилах преобладают анкерит или анкерит с кальцитом, а среди рудных минералов - халькопирит, пирит, арсенопирит и реже сульфосоли. В рудных жилах в этом направлении снижается содержание основных рудных компонентов. В 10 из 30 выявленных на месторождении жильных зон установлено богатое сульфосольное оруденение. Анализ штучных проб сидеритовых жил, содержащих первичные сульфиды, показал высокие содержания Cu 1%; V₂O₅ - до 500 г/т, Pb - 0,035-0,82% (среднее 0,31%), Hg до $1 \cdot 10^{-2}$. В интенсивно окисленных рудах содержание рудных компонентов значительно ниже (Cu - 0,1-0,74%, Hg - до $n \cdot 10^{-4}$ %). Это свидетельствует о значительном их выносе из зоны окисления. В рудах Толбонурского месторождения постоянно присутствует золото в количест-

вах от 0,2 до 1,2 г/т. Причем наибольшие его содержания отмечаются в участках пересечения сидеритовыми жилами зон дорудной пирит-пирротиновой минерализации.

Вторым сульфосольным месторождением Толбонурского рудного узла является Шарабурегское. Оно располагается в 20 км к З-ЮЗ от г.Цаст-Ула, в верховьях р.Шара-Бурег. Месторождение приурочено к восточному борту Делкно-Юстыдского прогиба и тяготеет к зоне Курайско-Кобдинского разлома. Оно локализовано в экзоконтактовом ореоле массива гранитоидов тоштоузекского комплекса, среди интенсивно ороговикованных, местами скарнированных, песчано-сланцевых отложений D₂₋₃. Рудное поле месторождения вытянуто на 2 км в виде полосы шириной 200-300 м вдоль западного контакта гранитоидного массива. В его контурах выявлено 10 кварц-сидеритовых жильных зон, в пяти из которых установлено сульфосольное оруденение. Жилы ориентированы в субширотном направлении (аз.пр. 70-85°) и имеют как близкое к вертикальному, так и пологое северо-западное падение (10-30°). Западные их фланги перекрыты мощным чехлом моренных отложений, восточные - замыкаются в эндоконтактовой части гранитоидного массива. Сидеритовые жилы сопровождаются зонами осветленных пород и околожильной аргиллизацией вмещающих пород. Главными рудными минералами являются тетраэдрит, халькопирит, сульфосоли свинца, пирит, арсенопирит, марказит, борнит и вторичные минералы меди. Они образуют вкрапленность, гнезда (диаметром до 10 см) и прожилки среди сидерита или во вмещающих их породах. Анализ штучных проб неокисленных сидеритовых жил с сульфосолями показал высокие содержания V_i от 300 до 1000г/т, а также Cu 1%; Pb до 1%, Hg до $8 \cdot 10^{-3}\%$, As - до 0,3 г/т. В сильно окисленных рудах содержания этих элементов значительно ниже. Главным рудным минералом жил Шарабурегского месторождения является тетраэдрит.

Кроме описанных выше месторождений в пределах Толбонурского рудного узла выявлено ещё несколько перспективных участков развития жильной сидеритовой минерализации, тяготеющих к зонам Курайско-Кобдинского и Толбонурского разломов. К ним можно отнести участки на западном и юго-западном склонах хребта (в СЗ части хр.Хунгуйн-Нуру), участок на СВ склоне г.Сайрин-Ула, а также проявления сидеритовой минерализации в долинах рек Хурайт, Борт-Гол, Бурат-Гол и другие. Все они локализованы среди в той или

иной степени ороговикованных песчано-сланцевых отложений верхнего девона Делно-Юстдского прогиба и представлены зонами гидротермально измененных пород с сидеритовыми жилами, содержащими сульфиды и вторичные минералы меди. В них присутствует Bi до 1000 г/т, Cu, Pb, отмечаются содержания ртути и других элементов.

В Каргинском рудном узле выявлено несколько участков сульфосольной минерализации, наиболее значительным из них является Мергенбулакский. Участок расположен в пределах южных отрогов хребта Цаган-Шибету. Он протягивается на 10 км полосой субширотного простирания северо-западнее оз. Урэг-Нур вдоль системы чешуйчатых надвигов Каргинской зоны. В пределах рудного поля живетские черносланцевые отложения и прорывающие их габброиды нижнекаменноугольного возраста, (слагающие северный блок), надвинуты на красноцветно-пестроцветные угленосные отложения юры. Серебросодержащая сульфосольная и баритовая минерализация локализована в прожилковых зонах, секущих юрскую песчано-гравийно-алевролитовую толщу. Рудными минералами выполнены жилы и системы прожилков, в совокупности образующие оруденелые зоны протяженностью 100-170 м при мощности до 12 м. Ориентировка их близмеридиональная ($340-10^0$), иногда северо-западная ($30-50^0$). Кварц-карбонатные и барит-карбонатные жилы с сульфосольной минерализацией обнаружены как в лежащем, так и в висячем боку надвига. В северном, надвинутом на юру тектоническом блоке, сложенном аргиллитами и песчаниками ташантинской свиты среднего девона и прорывающими их габброидами торгалкского комплекса, в кварц-карбонатных жилах, кроме теннантита, халькопирита, борнита и пирита, установлено присутствие сульфоарсенидов кобальта (Сергеевское проявление). В шлихах, взятых из под рудной зоны, постоянно отмечается киноварь. В рудных штуфах из жил, секущих габбро-диориты, содержания кобальта достигают 0,1-0,9%, меди - 3,5%, висмута - 0,1%, As - 1%, Sb - 1%. В зоне окисления и вторичного обогащения оруденелых участков отмечаются халькозин, ковеллин, куприт, малахит, азурит. Содержания меди в рудах достигают 0,6-4,9% (среднее - 3,5%). Анализом геохимических проб установлено присутствие ртути (до $5 \cdot 10^{-2}\%$), а также висмута, свинца, цинка.

В пределах рудного поля выявлено 6 оруденелых участков, ориентированных вкрест простирания Каргинской зоны надвигов. Характер минерализации и её интенсивность на всех изученных участках

близки. Вместе с тем прожилковые зоны, локализованные в южном, поднадвиговом тектоническом блоке, характеризуются преобладанием в составе руд сульфосольной минерализации, тогда как в кварц-карбонатных жилах среди черносланцевых отложений живецкого возраста существенную долю составляют сульфиды меди. Отмечаются сульфоселениды кобальта и никеля.

Участок Барун-Сала приурочен к одному из небольших грабенов, выполненных эффузивно-осадочными отложениями нижнего карбона и угленосными отложениями среднего и верхнего карбона. Здесь среди мощных зон аргиллизированных пород отмечаются жилы сидерит-баритового состава с блеклыми рудами, пираргиритом, сфалеритом, самородным висмутом, халькопиритом и пиритом. Основными концентраторами серебра в жилах являются пираргирит и блеклая руда.

Месторождение Шивеин-Гол выявлено Хархиринским отрядом ПГО "Красноярскгеология" в 1975 г. Оно расположено в западной части Ханхухэйской структурно-формационной зоны и приурочено к системе сбросов, оперяющих Цаганшибетинский разлом. В геологическом строении рудопоявления принимают участие вулканогенно-осадочные образования эйфеля, прорванные среднезернистыми и порфировидными микроклиновыми гранитами пермского возраста. Интрузия гранитов приурочена к восточному крылу синклинали складки, в ядре которой залегают аргиллиты, алевролиты, известняки и туфы. Незначительную долю составляют андезитовые и базальтовые порфириты и лавобрекчии смешанного состава. В экзоконтакте гранитов вулканогенно-осадочные породы интенсивно изменены вплоть до образования биотит-полевошпатовых роговиков. Песчанистые известняки, алевролиты, слагающие верхнюю часть разреза эйфельских отложений, замещены гранатовыми, эпидот-гранат-пироксеновыми, магнетит-амфиболовыми скарнами и турмалин-эпидот-пироксеновыми скарноидами. Оруденение локализовано в зоне ветвящегося сбрососдвига меридионального простирания. Падение его восточное под углом 70-75°. Мощность зоны дробления и гидротермального изменения пород достигает 30-80 м. Оруденение прослежено по простиранию на 7 км. Рудная минерализация выполняет в пределах зоны систему различно ориентированных трещин, образуя две субпараллельных сближенных жилы мощностью 0,8-2,5 м. В зальбандах жилы сложены сидеритом и кварцем с чешуйчатым и зернистым гематитом. Центральная часть жил выполнена кварцем, баритом, сидеритом с вкрапленностью, гнез-

дами и прожилками пирита, халькопирита, борнита, блеклой руды, сфалерита и галенита. В зоне окисления широко развиты малахит, азурит, ковеллин, халькозин, куприт, реже встречаются самородные медь и серебро. В кварц-баритовых жилах на южном фланге жильной зоны преобладают блеклые руды смешанного состава с халькопиритом, сфалеритом и галенитом. Химическими анализами бороздовых и штучных проб установлены следующие содержания полезных компонентов: цинк - до 0,8%, свинец - до 1%, медь - от 0,1 до 6,62%, сурьма - до 0,64%, висмут - до 0,06%, кобальт - до 0,01%, мышьяк - до 0,2%, серебро, золото.

Таким образом, Ag-сульфосольная минерализация в пределах Чаганшибетинской зоны отмечается на протяжении более чем 150 км (от р. Каргы до южных отрогов Хархиринского хребта). Этот район ещё довольно слабо опробован и его перспективы далеко не ограничиваются описанными выше объектами.

Основные рудоконтролирующие и рудоконцентрирующие факторы

Закономерности размещения ртутного
оруденения, рудные пояса и зоны

На территорию Монголии продолжают структуры двух крупнейших региональных ртутных поясов, расположенных в складчатых областях юга Сибири - Кузнецко-Алтайского и Монголо-Охотского. Кроме того, на юге республики в структурах обрамления Южно-Монгольской герцинской складчатой системы обособляется самостоятельная Манлайская ртутная зона, а в структурах Внутренне-Монгольской позднепалеозойской складчатой области выделяется Южнототаньская ртутная зона, связанная с активизированными 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 Ала-Тау.

Кузнецко-Алтайский ртутный пояс продолжается из Горного Алтая на юг в тектонических структурах Западной Монголии. Весьма характерна его геолого-тектоническая позиция: составляющими элементами служат зоны региональных граничных разломов, обрамляющие герцинские прогибы и мезокайнозойские впадины, по которым наиболее четко проявлены глыбовые движения. Прямым продолжением Чарышско-Теректинского разлома служит Толбонурский разлом, а зона

Кобдинского разлома является продолжением наиболее важной рудонесущей структуры Горного Алтая – Курайской ртутной зоны. По существу, единую тектоническую структуру представляют собой Шапталский и Цаганшибетинский разломы. В качестве юго-восточного продолжения структур СЗ Монголии в Монгольском Алтае может рассматриваться и зона Ихэбогдинского разлома. В современной геологической структуре морфологическим выражением зон мезозойской тектономагматической активизации нередко служат приразломные или шовные прогибы, представленные грабен-синклиналями, грабенами и другими тектоническими структурами, сложенными верхне-палеозойскими, а иногда и мезозойскими отложениями. Эти структуры, как правило, являются элементами сложных зон взбросов, глыбовых надвигов, взбрососдвигов и других тектонических швов, нередко контролирующих локализацию рудных узлов, рудных полей и месторождений ртути в известных ртутных зонах соседней Алтае-Саянской рудной области. Ртутная минерализация в коренном залегании в монгольской части Кузнецко-Алтайского пояса в 1983 г. обнаружена на участке Улан-Хус, кроме того отмечается ряд шлиховых ореолов киновари и литогеохимических аномалий ртути, тяготеющих к зонам активизированных в мезозое региональных разломов и зонам листовитизации. Шлиховые ореолы киновари установлены в зонах Кобдинского (западный борт Бухей-Муренской впадины), Толбонурского (урочище р.Хутушуин-Гол), Цаганшибетинского (уч.Барун-Сала) и Ихэбогдинского (Цагангольский участок) разломов, что позволяет предполагать проявление в этих структурах ртутного оруденения.

Монголо-Охотский ртутный пояс является второй не менее важной рудоконтролирующей структурой, сопоставимой с Кузнецко-Алтайским поясом. Он также располагается вдоль системы граничных глубинных разломов, отделяющих байкальские и каледонские структуры Забайкалья и протерозойские сооружения Становика от расположенных к югу и наложенных на каледониды герцинских и мезозойских прогибов, т.е. его тектоническая позиция в целом аналогична позиции Кузнецко-Алтайского пояса. Отличаясь более высокой рудонасыщенностью, разнообразием генетических типов месторождений и рудных формаций, Монголо-Охотский пояс ещё слабо изучен в отношении ртутеносности. В его пределах установлены рудопроявления и мелкие месторождения ртути, не имеющие промышленного значения. Ещё недостаточно изучены и условия образования ртутной минерализации в этом поясе,

что, несомненно, затрудняет общую оценку перспектив этой крупной рудоносной структуры. Можно проследить продолжение отдельных тектонических структур Забайкалья на территорию МНР: Удино-Витимский и Хилокский разломы продолжают соответственно, как Аргингольский и Хангайский разломы, Чикойингодинский и Куналеиский разломы сопрягаются на территории Монголии с Баянгольским и Ерогольским разломами, к которым тяготеет ряд шлиховых ореолов и рудопроявлений киновари. Эти разломы образуют северо-западное обрамление Хангайско-Хэнтэйской палеозойской складчатой зоны. Другая ветвь Монголо-Охотского пояса представлена системой глубоинных разломов ЮВ обрамления Хангайско-Хэнтэйской складчатой зоны. Её элементами являются Баянхонгорский, Северо-Гобийский, Южно-Хэнтэйский, Ононский и Ульдзинский разломы в Монголии, а на территории СССР - Урулунгуевский разлом. Эти разломы не образуют четких прямых линий, а представлены сложной кулиснопостроенной системой разломов. Ононский и Южно-Хэнтэйский разломы выделяются как важные зоны редкометалльного оруденения, в пределах этих зон размещаются рудные узлы Модотинский и Ихэхайрханский. В систему рудоконтролирующих структур Монголо-Охотского ртутного пояса нами включается и Керуленский глубоинный разлом, в пределах которого выявлено ртутно-флюоритовое месторождение Идермег-Баян-Хан-Ула. К системе этих разломов приурочены наиболее крупные и концентрированные шлиховые ореолы киновари, а на Далайамагольском участке и рудопроявлении Харцату в Ульдзинском разломе киноварная минерализация была установлена в коренном залегании.

Зоны граничных глубоинных разломов обрамления Южно-Монгольской складчатой системы, среди которых выделяются Булганский, Заалтайский, Гурбансайханский, Манлайский, Нарынхидский и Тургенгольский разломы, отчетливо трассируются раннегерцинскими офиолитовыми комплексами с гипербазитами Южно-Монгольской эвгеосинклинальной зоны, сопрягающейся на СЗ с Чарской офиолитовой зоной Зайсанской складчатой области. Система этих разломов в силу недостаточной изученности и отсутствия данных о проявлении ртутной минерализации не приобрела значения крупной самостоятельной рудоконтролирующей структуры. Наиболее перспективными являются Манлайская и Гурбансайханская зоны разломов, к которым тяготеют аргиллизированные и лиственитизированные породы и шлиховые ореолы киновари. В Манлайской зоне, кроме того, проявлен пояс мезозойских даек щелочных базальтоидов.

Южнототошанская ртутная зона. Во время полевых работ в 1971 г. было открыто первое в Монголии ртутное рудопроявление Ханги-Обо (Кузнецов и др., 1973). Оно расположено на южном склоне хребта Тото-Шань, в Восточно-Гобийском аймаке. Рассматривая его положение в тектонических структурах, необходимо отметить отчетливую связь ртутной минерализации с разломами, трассируемыми гипербазитами, которые являются фрагментом Южнототошанского 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 (Тотошанско-Эрлянский) палеозойский антиклинорий. Находка ртутного рудопроявления Ханги-Обо позволяет рассматривать Южнототошанский региональный разлом, обладающий признаками, которые свойственны ртутно-рудным зонам, как перспективную для поисков месторождений ртути тектоническую структуру. Необходимо заметить также, что Южнототошанский 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.

Таким образом, можно заключить, что размещение ртутного оруденения в Монголии подчиняется тем же основным закономерностям, что были установлены для прилегающих районов СССР (Металлогения ртути, 1976; Геология и генезис ..., 1978; Кузнецов и др., 1977, 1978; Борисенко и др., 1984; Оболенский, 1984, 1985). 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 Идермег-Баян-Хан-Ула) подтверждает также ранее высказанные положения о тесных парагенетических связях низкотемпературного гидротермального свинцово-цинкового, флюоритового, золото-серебряного и ртутного оруденения с дайковыми комплексами щелочных базальтоидов и о принадлежности проявлений этого оруденения к единому генетическому ряду рудных формаций позднемезозойской тектономагматической активизации, что также служит одним из доказательств однотипности и одновозрастности всех этих месторождений не только в рудных районах Алтае-Саянской и Забайкальской рудных областей, но и в Монголии, которая является, таким образом, закономерной частью

Южно-Сибирской металлогенической провинции, расположенной в Восточном сегменте глобального Урало-Монгольского складчатого пояса (Дистанов и др., 1985).

Структурные и литологические факторы контроля ртутной и ртутьсодержащей минерализации

Являясь по возрасту мезозойским, ртутное оруденение обнаруживает тесную связь со структурами мезозойской тектонической активизации и приурочено к активизированным в мезозое участкам более древних швов глубинных разломов. Такие участки в пределах зон глубинных разломов выделяются в качестве тектонических узлов и, как правило, оказываются рудными узлами. Размещение тектонических узлов в пределах зон региональных разломов подчинено особенностям геологического строения и истории развития приразломных структур этапа активизации, морфологии и характеру образующих их дизъюнктивов, формам проявления магматизма, ореолов контактово- и гидротермально измененных пород, литологическим и другим факторам. В Алтае-Саянской и Забайкальской металлогенических областях, а также в Монголии размещение тектонических и рудных узлов предопределяется: а) формированием приразломных прогибов, грабенсинклиналей, депрессий, выполненных толщами среднего и верхнего палеозоя, раннего и позднего мезозоя; б) кулисным или эшелонным строением зон разломов, отражающим горизонтальные сдвиговые перемещения крупных тектонических блоков; в) сопряжением разломов, их ответвлением и развитием перистых систем разрывов типа "конского хвоста"; г) изгибами сместителей разломов с развитием зон повышенной трещиноватости и проницаемости в участках перегибов; д) пересечением региональных разломов со скрытыми структурами фундамента; е) развитием надвиговых структур; перистых систем трещин в связи со взбрососдвиговыми движениями блоков по рудоконтролирующим разломам. Перечисленные признаки не исчерпывают всего многообразия локализации тектонических узлов и опираются в основном на их морфоструктурные особенности, которые могут быть существенно дополнены данными современных геофизических методов исследования. Такие исследования выполнены для Восточного Забайкалья Г.И.Менакером (Прогнозирование ..., 1976) и применяются в практике геолого-поисковых работ.

Установлено, что локализация ртутного оруденения реже проис-

ходит в швах крупных региональных разломов первого порядка, по которым осуществляется подъём гидротермальных растворов из глубин. Более благоприятными для локализации оруденения оказываются сопряженные с ними разрывы более высоких порядков, надвиговые структуры, системы трещин оперения и др. Совершенно очевидно, что условия, в которых происходила локализация и концентрация оруденения в рудных узлах и на месторождениях, ещё более разнообразны и в самой обобщенной форме отражены в классификации месторождений по структурным типам, при составлении которой за основу была принята известная классификация В.И.Смирнова (Смирнов, 1947; Смирнов, Рыженко, 1958). В рассматриваемой Южно-Сибирской ртутной провинции и в Монголии можно выделить следующие структурные типы месторождений: 1) месторождения в линейных зонах региональных разломов; 2) поднадвиговые субпластовые (стратиформные) месторождения; 3) месторождения в системах кулисно-перистых трещин и в минерализованных зонах дробления, штокверки; 4) гнездовые месторождения; 5) жилы.

Поскольку между структурным типом месторождения и геологической средой, в которой оно формируется, существует достаточно тесная взаимосвязь, устанавливается определенное соответствие структурных и минеральных (промышленно-генетических) типов месторождений. Так месторождения, локализованные в зонах региональных разломов, практически все относятся к магнезиально-карбонатно-киноварному (лиственитовому) минеральному типу, т.е. именно вдоль региональных разломов располагаются тела и линзы гипербазитов, на контактах которых с известняками и песчаниками развиваются зоны лиственитов, вмещающих ртутное оруденение. Примерами таких рудных зон и месторождений являются: Чаганузунский надвиг с Чаганузунским, Красногорским месторождениями и рудопоявлениями, Чазадырский разлом с одноименным месторождением, месторождение Ханги-Обо в МНР.

Магматические факторы контроля ртутного и ртути содержащего оруденения

Как было установлено, эпitherмальное оруденение ртути и других металлов, а также флюоритовая минерализация на территории МНР связаны во времени и пространстве со структурами позднемезозойской тектономагматической активизации, с заложением и

развитием континентальных рифтовых зон. Нижняя возрастная граница оруденения устанавливается как J_{2-3} , потому что эпитермальная минерализация накладывается на моласоидную угленосную толщу J_{1-2} в районе Каргинского грабена на СЗ МНР и на верхнеюрские вулканогенные породы в районе рудного узла Берхе и в других районах Восточной Монголии. Верхняя граница – нижний мел, так как континентальные отложения K_2 перекрывают оруденелые зоны. Кроме того, ртутная и ртутьсодержащая минерализация закономерно входят в генетические ряды рудных формаций позднемезозойского этапа активизации, в связи с этим мы имеем дополнительную информацию о возрастных границах оруденения и о последовательности и взаимоотношениях различных рудных формаций с магматизмом как на территории МНР, так и в сопредельных районах Алтае-Саянской складчатой области и Забайкалья (Оболенский, 1985). Вулканические толщи и магматические породы J_3-K_1 на территории МНР изучали Д.И.Фрих-Хар и А.И.Лучицкая, М.С.Нагибина и Ж.Бадмагсарав, В.И.Коваленко, В.И.Самойлов и др. Формационный анализ магматических проявлений позднемезозойского этапа (J_3-K_1), выделенных на "Карте формаций ..." как базальт-трахибазальтовая, трахиандезитовая, дацит-риолитовая и риолитовая, трахириолитовая и базальтовая, а также калиевая щелочно-базальтовая вулканические и выделяемая нами щелочно-базальтоидная субвулканическая (дайковая) формации, показал, что они составляют единую вулканоплутоническую ассоциацию пород, близких по генезису и времени проявления. С этой ассоциацией в целом отдаленно парагенетически связывается весь генетический ряд эпитермальной минерализации: Ni, Co, As, Pb - Zn, Ag - Bi - S, CaF₂, Hg формаций. Необходимо отметить, что степень этой связи и металлогеническая роль различаются для отдельных фацциальных комплексов этой вулканоплутонической ассоциации.

Размещение вулканических формаций строго подчинено системам поздне-мезозойских структур активизации, выраженных цепочками прогибов и впадин, где вулканы перемежаются с терригенными и угленосными моласоидными отложениями. В целом они образуют осадочно-эффузивный комплекс сложного строения с преобладанием основных покровных эффузивов и с подчиненными прослоями вулканогенно-осадочных пород, содержащих остатки пресноводной фауны и флоры J_3-K_1 . Они стратиграфически объединены в чойбалсанскую серию. Мощность серии – 600 м. Более молодой осадочно-вулканогенный ком-

плекс образует дзунбаинскую серию нижнего мела (K_1), где преобладают кислые вулканиты (Нагибина, Бадамгарав, 1975). Её мощность составляет 1000–1500 м. Вулканические ассоциации J_3-K_1 широко проявлены на востоке и юге МНР (вдоль Керуленского разлома и в зоне главного Монгольского линеймента). Наиболее крупные вулканические впадины – Ононская и Галшаршинская. Субвулканические породы дайковых поясов щелочных базальтоидов и их дифференциатов более широко проявлены лишь на СЗ МНР. Такая неоднородность распределения связана, по-видимому, с различной степенью и глубиной эродированности. В СЗ части МНР четвертичными движениями были разрушены и эродированы не только мезозойские, но и позднепалеозойские (C_{1-2}) толщи, выполняющие прогибы и впадины. В целом же характер магматизма зон позднепалеозойской активизации Западной и Восточной Монголии значительно различается преимущественным проявлением тех или иных типов фаций глубинности (становления) магматических тел: в Западной Монголии преимущественно проявлены более глубинные фации – субвулканические, а в Восточной широко развиты эффузивные. Центральная часть юга МНР занимает промежуточное положение. Имеются данные об ещё более широком и даже иногда площадном распространении позднемезозойских вулканических формаций в Центральной и Восточной Монголии, погребённых под позднемеловыми и кайнозойскими отложениями депрессий. Подчеркивается также одновременность проявления одноименных вулканических формаций на всей территории МНР, скольжение "возраста" с СЗ на ЮВ (Фрих-Хар, Лучицкая, 1978).

Локализация позднемезозойских вулканических толщ коррелируется с размещением цепочек терригенных прогибов и впадин и контролируется глубинными разломами преобладающего широтного простирания. Эти структуры унаследованы от раннемезозойских и иногда даже от позднепалеозойских. Необходимо отметить, что одновременно было значительно влияние и СЗ поперечных глубинных разломов на распределение позднемезозойских вулканических толщ и сопутствующего им эпitherмального оруденения. Вдоль них также располагаются вулканогенные впадины J_3-K_1 и зоны гидротермальной минерализации.

Разрезы вулканических толщ представляют собой, как правило, сложную и "многоэтажную" систему фаций, характеризующихся нередко и различным химическим составом. В них наряду с эффузивами (докровы, потоки) присутствуют экструзии, дайки, жерловые и гип-

абиссальные тела (силлы), сопровождающиеся субвертикальными инъекциями (некки, трубки взрыва). Кислые вулканы слагают преимущественно тела субвулканической фации, а основные эффузивы — покровы и потоки. Дайки и силлы субщелочных базальтов приурочены к разломам в бортовых частях впадин или к вмещающим их толщам. Пологое горизонтальное или слабо наклонное залегание эффузивных покровов и потоков, разбитых на отдельные блоки лишь вертикальными перемещениями, наличие обожженных корок и шлаков и частое переслаивание с флористически охарактеризованными озерными и угленосными осадочными образованиями, — все это свидетельствует о континентальных условиях отложения и о преобладающем трещинном характере излияний эффузивов. Очень редко вулканизм носил эксплозионный характер. Преобладающими эффузивными породами этих толщ являются базальты, андезитобазальты, андезиты, трахиандезитобазальты, трахиты, дациты, трахириолиты и их субвулканические аналоги. Для всех районов в разрезах эффузивов и вулканогенно-осадочных толщ J_3-K_1 в МНР отмечается близкий породный состав и сходные петрографические особенности. Часто почти все описанные разновидности пород присутствуют в непрерывных разрезах, демонстрируя тем самым идентичность магматических источников и единство тенденций дифференциации щелочно-базальтоидных магм.

Петрохимически вулканы и сопутствующие им субвулканические тела в целом соответствуют щелочно-земельным, но несколько подщелоченным сериям пород. Правда в разрезах преобладают породы несколько повышенной калиевой щелочности. Во всех районах МНР фиксируются полные разрезы вулкаников. Заметно повышенная щелочность базальтов и дацитов свойственна районам Гобийского Алтая, бассейна р. Онон (Фрих-Хар, Лучицкая, 1983) и району Берхе. Для средних и кислых разновидностей повышена щелочность в вулканиках районов Галшарин и Мандал. Лишь в широкой полосе вдоль главного Монгольского линеамента развиты породы высокой щелочности — улугейский комплекс калиевых щелочных базальтовых пород: трахитов, трахириолитов, трахиандезитов, трахибазальтов (Самойлов, Коваленко, 1983; Баскина, 1985). По-видимому породы улугейского комплекса представляют собой вулканические аналоги субвулканических дайковых поясов щелочных базальтоидов S_3 МНР и Манлайского пояса, т.е. сходны их петрохимические особенности и возрастное положение. Улугейский комплекс проявляется как завершающий на фоне

развития близкоодновременных субщелочных вулканитов (J_3-K_1) по периферии Главного Монгольского линеамента. Четко обособляются тела субвулканической фации, тесно ассоциирующие и чередующиеся с вулканитами: дайки, силлы, экструзии, трубки взрыва, некки (Фрих-Хар, Лучицкая, 1978).

Дайковые пояса и рои даек щелочных базальтоидов, выделенные нами на ЮВ Горного Алтая и ЮЗ Тувы в щелочно-базальтоидный субвулканический формационный тип (Оболенская, 1971, 1983), также довольно широко распространены и на территории МНР в зонах активизации Теректинско-Толбонурского, Цаганшибетинского, Курайско-Кобдинского, Хангайского разломов, а также в зоне Манлайского глубинного разлома. Это только предварительные первые результаты наших работ, и возможно распространение таких дайковых поясов щелочных базальтоидов значительно шире, так как терригенные прогибы мезозоя здесь развиты повсеместно.

Как показали исследования последних лет, субвулканические дайковые породы J_3-K_1 возраста, но различного состава, обнаружены съёмочными работами на севере Озерной зоны МНР в районе оз. Хиргис-Нур (Иванов и др., 1984) и в результате тематических исследований Ж.Бадамгаравом на востоке МНР в 1984 году и Ю.Калининым в Хангайском разломе в 1983 г. Дайковые пояса щелочных базальтоидов сложены преимущественно меланократовыми разностями лампрофиров (минеттами, керсантитами, камптонитами), в меньшей степени лейкократовыми минеттами и реже их лейкократовыми дифференциатами (и частично ликватами) – микросиенитами, бостонитами, трахириолитами и риолитами. Мощность даек обычно невелика (от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров), залегание крутое. Протяженность дайковых поясов – десятки километров. Характерна многофазность внедрения даек разного состава, отмечаются сложные двухфазные дайки. По составу и структурному положению щелочных базальтоидов мы выделяем их в асхатинский комплекс на СЗ и дучинхуральский на юге МНР.

Металлогеническая роль выделенных на карте вулканических формаций состоит в том, что, являясь членами единой вулканоплутонической ассоциации, они фиксируют границы распространения линейных магматических ареалов, с завершающими щелочно-базальтоидными субвулканическими дайковыми комплексами которых более тесно связаны во времени проявления эпitherмального оруденения. Площади развития

и характер ассоциаций вулканитов подчеркивают интенсивность проявлений и длительность (этапность), фациальность и степень дифференцированности магматических расплавов в той или другой зоне. Вулканиты часто вмещают оруденение и содержат признаки наложенного рассеянного оруденения (в виде единичной вкрапленности или первичных положительных геохимических ореолов рассеяния), обозначающие внешние контуры ареалов потенциального проявления зон более интенсивного оруденения в связи с поступлением глубинных флюидов. Экструзии, силлы, некки, трубки взрыва и дайки подчеркивают зоны подводящих каналов эффузивов, т.е. зоны наибольшей магматической активности глубинных разломов, в корневых частях которых располагались наиболее глубинные мантийные рудогенерирующие очаги завершающих щелочно-базальтоидных магм. Таким образом, металлогенетическая роль дайковых субвулканических щелочных базальтоидов, более тесно парагенетически связанных с эпитермальным оруденением, состоит в том, что они трассируют активные рудоподводящие разломы и "эпицентры" глубинных (мантийных) магм и очаговых зон, вдоль которых кулисно локализовано эпитермальное оруденение. Их развитие является критерием потенциальной рудоносности активизированных зон глубинных разломов, но они не служат индикаторами локализации конкретных рудных тел или месторождений в силу лишь парагенетической связи, т.е. значительной удаленности от материнских магматических очагов и даек и рудных тел.

В общем такие парагенетические отношения устанавливаются по близкодновременному проявлению и в одних и тех же тектонических структурах как щелочно-базальтоидного магматизма, так и эпитермального оруденения и по геохимическому "родству". Содержания главных рудных элементов (Hg, Sb, As, F, Pb и др.) в них несколько повышены и строго выдержаны для всех дайковых поясов щелочных базальтоидов (Оболенский, Оболенская, 1982). Для вулканитов J₃-K₁ МНР характерна повышенная фтороносность (Фрих-Хар, Лучипцкая, 1983).

Околорудные изменения вмещающих пород и геохимические ореолы

Важным локальным поисковым критерием ртутного оруденения являются зоны гидротермально измененных пород, фиксирующие проявления гидротермальной деятельности в пределах разрывных нарушений. Изучение зон низкотемпературного изменения вмещающих пород

позволяет локализовать поиски коренных проявлений ртутной минерализации в пределах обширных шлиховых ореолов рассеяния киновари. Для рассматриваемых месторождений характерны, по меньшей мере, шесть типов гидротермально измененных пород, относящихся к различным метасоматическим формациям сольфатарных и гидротермальных аргиллизитов, вторичных кварцитов, пропилитов, кварц-турмалиновых метасоматитов и березитов (табл. I). На низкотемпературных гидротермальных (эпитермальных) месторождениях ртутной и серебро-сульфосольной формаций наиболее распространенным типом околорудных метасоматитов являются аргиллизированные породы, к более редким относятся пропилиты, вторичные кварциты, кварц-турмалиновые метасоматиты и березиты. На вулканогенно-гидротермальных месторождениях опалитовой ртутной формации преимущественно развиты гидротермальные и сольфатарные аргиллизиты.

Гидротермальные аргиллизиты широко проявлены на эпитермальных месторождениях ртути, сурьмы и мышьяка различных формационных типов. Как показали исследования газовой-жидких включений, в формировании этих метасоматитов принимали участие гидротермальные низкотемпературные (ниже 250°C) растворы полигенного происхождения, характеризующиеся, как правило, сложным солевым и газовым составом и высокой концентрацией. В зависимости от конкретной геологической обстановки, химического состава исходных пород и физико-химических параметров процесса аргиллизации заметно меняется минеральный состав и строение колонок аргиллизированных пород. Установлено три типа колонок аргиллизированных пород, принципиально отличающихся по составу минеральных парагенезисов внутренних метасоматических зон: кварц + каолинит (диккит); кварц + гидрослюда; кварц + галлуазит (Борисенко, Оболенский, 1977, 1978). Метасоматиты каждой из этих колонок рассматриваются как соответствующие фации формации аргиллизитов: каолинитовая, гидрослюдистая, галлуазитовая.

Как показали проведенные исследования, состав исходных пород влияет лишь на количественные соотношения минералов в образующихся метасоматитах, но не определяет их формационную и фациальную принадлежность. К примеру, аргиллизированные породы каолинитовой фации, развивающиеся по породам кислого состава, представлены парагенезисом кварц + каолинит с незначительным количеством карбоната. Изменение основных пород приводит к формированию ар-

Таблица I

Фашии и формации околорудных метасоматитов на ртутных, сурьмяных и ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождениях (по А.С.Борисенко, 1981)

Рудная формация	Метасоматическая формация	Метасоматическая фашия	Примеры типовых месторождений
Я а н т у. т Р	Аргиллизиты	Каолинитовая	Никитовка Терлигхая (3-й уч.) (СССР)
	Пропилиты	Гидрослюдистая	Манлайское, Далай-Ама-Гол (МНР)
		Хлорит-карбонатная	Чаганузуунское Терлигхая (2-ой уч.) (СССР)
			Улан-Хус, Тунхул (МНР), Узунсайрское, Карабеджское (СССР)
Вторичные кварциты	Пирофиллитовая	Чалайлыгское (СССР)	
Кварц-турмалиновая	Гидрослюдистая	Терлигхая, Узунсайрское (СССР)	
Березиты	Серицитовая	Майское, Булыктинское (СССР)	
Ртутно-сурьмяно-вольфрамовая	Аргиллизиты	Гидрослюдистая	Барун-Шивейнское (СССР)
Спальитовая-ртутная	Сольфатарные аргиллизиты	Серная	Узон (СССР), Сульфур-Бенк (США)
	Аргиллизиты	Алунитовая Каолинитовая	Боркут (СССР)
Золото-сурьмяная	Березиты	Серицитовая	Сарылах, Удэрей (СССР),
	Аргиллизиты	Гидрослюдистая	Олонбулакское (МНР)
Hg-содержащая серебро-сульфосольная	Аргиллизиты	Гидрослюдистая	Асхатин, Толбонурское, Шарабуретское (МНР)
	Березиты	Серицитовая	

геллизитов, состоящих из примерно равных количеств кварца, каолинита и карбоната, а пород магнезиально-силикатного состава - к появлению существенно кварц-карбонатных образований (лиственитов), содержащих незначительные количества каолинита. Окислительно-восстановительный потенциал среды минералообразования и концентрация сульфидной серы в гидротермальном растворе во многом определяют форму нахождения железа в аргиллизированных породах (пирит, гематит, сидерит, Fe-хлорит и т.д.). Процесс аргиллизации на рассматриваемых месторождениях развивается стадийно. В раннюю стадию происходит формирование предрудных аргиллизитов каолиновой или галлуазитовой фаций, сменяющихся во времени гидрослюдистым метасоматозом, выделяемым нами в качестве рудосопровождающего на ртутных месторождениях. Это позволяет достаточно уверенно отличать зоны рудоносных аргиллизированных пород от безрудных (Борисенко, Оболенский, 1977; Оболенский, Борисенко, 1978).

Метасоматиты формации березитов широко развиты на антимонитовых и золото-сурьмяных месторождениях и лишь в последнее время были установлены на некоторых ртутно-сурьмяных месторождениях в Восточном Забайкалье (Майском, Бульктинском). На этих месторождениях березиты имеют довольно простой и постоянный минеральный состав (кварц, серицит, анкерит, пирит) и сходное строение метасоматических колонок. Внешние зоны их сложены альбитом, хлоритом, эпидотом и карбонатом, промежуточные - альбитом, кварцем и анкеритом, в внутренние - кварцем, серицитом, анкеритом и пиритом. Иногда в составе этих метасоматитов отмечаются пиррофиллит, парагонит, турмалин и смешаннослоистые минералы. Березиты образуют околожильный ореол изменения вмещающих пород вокруг кварц-антимонитовых прожилков, содержащих также Hg-сфалерит, сульфосоли свинца и другие минералы. Иногда в таких зонах березитов отмечается тонкая вкрапленность киновари, локализованная во внешних зонах. Более поздние прожилки кварц-киноварного состава сопровождаются изменениями, близкими к аргиллизитам (кварц, гидрослюда, каолинит, карбонат). Апогипербазитовыми аналогами березитов являются слюдяные листвениты. Изучение физико-химических условий образования березитов показало, что процесс березитизации развивается на фоне общего падения температур от 260° до 70-60°C и давлениях, достигающих 10-15 МПа. Для березитизирующих растворов характерны высокие концентрации углекислоты (до 30 мас.

%) и низкие, либо умеренные концентрации других компонентов (Борисенко, 1981).

Вторичные кварциты — довольно редкий тип гидротермально измененных пород на месторождениях ртути, хотя выделяли их достаточно часто, ошибочно относя к ним сольфатарные или гидротермальные аргиллизиты. Такие настоящие вторичные кварциты были установлены на Чалайлыгском, Алды-пеш-шелигском и Безьянском рудопроявлениях в Туве, где они слагают мощные и протяженные зоны гидротермально измененных пород, состоящих из кварца, пирофиллита, диаспора, зуниита и алунита (Борисенко, Гречищева, 1982). В строении метасоматической колонки вторичных кварцитов установлены следующие зоны (от внешних к внутренним): хлорит-карбонатная, гидрослюдисто-диккитовая, диккит-пирофиллитовая и пирофиллит-диаспоровая. Формирование основного парагенезиса этих метасоматитов (кварц+пирофиллит+диаспор) предшествовало отложению киновари, кристаллизовавшейся в заключительные периоды гидротермального процесса в составе кварц-пирофиллитовых и барит-диккитовых прожилков.

Таким же редким типом околорудных метасоматитов на месторождениях ртути являются и кварц-турмалиновые метасоматиты, более характерные для золоторудных и оловорудных месторождений. В настоящее время они описаны на нескольких ртутных месторождениях: Терлигхайском, Узунсайском, Чаздырском в Туве, Чемпуринском на Камчатке и некоторых других. Сначала они были установлены на Терлигхайском месторождении, где слагают довольно мощные зоны черных или темно-синих кварцитов, состоящих в основном из кварца, турмалина и пирита (Борисенко, 1981). Метасоматическая колонка кварц-турмалиновых метасоматитов состоит из следующих зон (от внешних к внутренним): хлорит-карбонатной, гидрослюдистой, гидрослюдисто-турмалиновой и кварц-турмалиновой.

Пропилиты известны на многих месторождениях ртути и сурьмы, в особенности на месторождениях ртутной и опалитовой рудных формаций, где они описывались как хлоритизированные породы. Процесс их образования выражается в замещении алмосиликатных минералов вмещающих пород хлоритом, карбонатом и незначительным количеством гидрослюда, альбита и эпидота. Преобладание хлорита и карбоната в составе пропилитов ртутных месторождений, а

также низкие температуры их образования (ниже 250°C) позволяют отнести эти метасоматиты к хлорит-карбонатной фации пропилитов. Процесс формирования гидротермально измененных пород этого типа является, в большинстве случаев, одностадийным, поэтому и сами метасоматиты и пересекающие их прожилки сложены одними и теми же минералами – хлоритом и карбонатом. Отложение ртутных руд сопряжено с заключительными периодами процесса пропилитизации и связано с формированием жильного выполнения.

На изученных ртутных, сурьмяных и ртутьсодержащих серебро-сульфосольных проявлениях МНР преобладающим типом околорудных метасоматитов являются аргиллизированные породы. На рудопоявлениях Идермег-Баян-Хан-Ула, Далайамагольском, Манлайском, Харпату развиты аргиллизиты каолиновой фации. Для остальных проявлений ртути и ртутьсодержащей серебро-сульфосольной минерализации более характерна гидрослюдистая фация аргиллизированных пород. Протяженные зоны аргиллизированных пород, к которым тяготеют шлиховые ореолы киновари, установлены во многих районах МНР. Ряд таких участков приурочен к зонам Тёректинско-Толбонурского, Курайско-Кобдинского, Цаганшибетинского, Ихебогдинского и других глубинных разломов (см. приложение). Наиболее перспективными из них являются зоны аргиллизированных пород каолиновой фации, сопровождающиеся интенсивной пиритизацией и развитием более позднего гидрослюдистого метасоматоза, который может рассматриваться в качестве рудосопровождающего.

Для ртутьсодержащих месторождений также играют роль литологического фактора контроля оруденения пестроцветные и черносланцевые толщи $D_2^2 - D_3^I$, ороговикованные в приконтактовой части и над-интрузивных частях интрузивов гранитов позднего палеозоя и затем вовлеченные тектономагматической активизацией позднего мезозоя в зону рудообразования. Значительная роль этих толщ определяется тем, что они богаты захороненными эвапоритовыми поровыми хлоридными рассолами, являющимися концентраторами многих металлов, в том числе и серебра.

Установление различий минерального состава метасоматических фаций предрудных и рудосопровождающих метасоматитов аргиллизированных пород имеет важное значение для понимания кислотно-щелочной эволюции рудоносных растворов и выявления условий локализации концентрированного оруденения. Выделение фаций рудосопро-

вождающих метасоматитов позволяет конкретизировать поисково-оценочные критерии на ртутные и ртутьсодержащие руды, в частности, наличие метасоматитов гидрослюистой фации может рассматриваться как прямой поисковый признак оруденения.

Формирование ртутных и ртутьсодержащих месторождений обычно сопровождается развитием интенсивных первичных положительных ореолов рассеяния во вмещающих породах. Обычно первичные ореолы рассеяния ртути по размерам оказываются гораздо больше зон гидротермально измененных вмещающих пород и выходят далеко за их пределы, достигая мощности нескольких сотен метров, а иногда I-I,5 км и более при значительной, также измеряемой сотнями метров, протяженности по вертикали. Распределение содержаний ртути в эндогенных первичных ореолах на месторождениях носит полимодальный характер и представляет собой сумму её элементарных распределений. Полимодальность вариационных кривых отражает стадийность формирования первичных эндогенных ореолов рассеяния: в них обособляются значения местного геохимического фона, эндогенного ореола и рудной зоны. Кроме того, важно отметить, что эндогенные ореолы рассеяния являются комплексными полиэлементными (Hg, As, Sb, Ag, Zn, Cu и др.), а уровень содержаний элементов-спутников ртути прямо коррелируется с уровнями её содержаний в конкретных ореолах. Комплексный полиэлементный состав первичных геохимических ореолов рассеяния (Hg, Sb, As, Ag, Zn, Cu) имеет также важное теоретическое значение так как доказывает генетическое "родство" рудных элементов, формирующих полный генетический ряд рудных формаций этапа мезозойской тектономагматической активизации. Изучение геохимических ореолов ртутных месторождений МНР имеет первостепенное значение, т.е. они могут являться прямыми поисковыми критериями и индикаторами ртутного оруденения, наряду с наличием шлиховых ореолов киновари.

Металлогеническое районирование

Как это видно из приведенного выше материала, в Монголии, которая рассматривается в качестве самостоятельной ртутной области, рудоносными являются системы граничных внутригеосинклинальных глубинных разломов на продолжении Кузнецко-Алтайского и Монголо-Охотского ртутных поясов. В них намечается развитие генетических рядов рудных формаций, аналогичных установленным в соседних Ал-

тае-Саянской и Забайкальской металлогенических областях. Наиболее перспективными являются Толбонурская, Кобдинская и Цаганшибетинская – в Западной Монголии, а в Восточной – Баянгольская, Ононская и Керуленская зоны. Кроме того, глубинные разломы – Манлайский и Гурбансайтанский, Солонкерский и Южнототошаньский могут рассматриваться как звено крупной рудоконтролирующей структуры – Тянь-Шаньско-Южно-Гобийского ртутного пояса, простирающегося из районов Восточного и Южного Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау в Гобийский Тянь-Шань и Тото-Шань вдоль системы глубинных разломов северного обрамления Таримской и Северо-Китайской платформ. На юге Монголии наиболее перспективной является Южнототошаньская ртутная зона, в которой нами было выявлено рудопроявление промышленного листовитово-киноварного минерального типа Ханги-Обо (Кузнецов, и др., 1973). Проявлений эпitherмальной минерализации других рудных формаций в этих зонах не установлено, что может быть связано с очень низкой степенью их изученности и опоскованности.

Металлогенический анализ территории Монголии показывает, что в различных рудных поясах, линейных металлогенических зонах и рудных районах интенсивность проявления рудной минерализации и полнота генетических рядов рудных формаций не выдерживаются, что может быть связано как с особенностями развития процесса рудообразования (редуцирование генетического ряда), так и ещё с очень слабой геологической изученностью и недостаточной опоскованностью различных ее районов и металлогенических зон. При наличии признаков минерализации с полным основанием можно ставить вопрос о выявлении неизвестных ранее месторождений, относящихся к рудным формациям – закономерным, но недостающим звеньям полного генетического ряда родственных рудных формаций. Сопоставление генетических рядов формаций в линейных металлогенических зонах и рудных районах Монголии с элементами прогноза приведено в табл. 2. Такой сравнительный анализ позволяет сделать вывод о том, что известные рудные зоны Монголии должны рассматриваться как металлогенические зоны сложного профиля, в которых могут быть обнаружены арсенидные никель-кобальтовые, свинцово-цинковые, флюоритовые, золото-серебрянные и серебро-сульфосольные, ртутные и сурьмянные, а также ртутно-сурьмяно-вольфрамовые месторождения, характерные для рудного комплекса (генетического ряда рудных формаций) этапа позднемезозойской тектономагматической активизации (Оболенский, 1984).

Металлогеническая характеристика линейных
рудных поясов, зон и рудных районов Монголии

Рудные пояса, зоны и районы	Генетические ряды рудных формаций	
I. Кузнецко-Алтайский пояс	? — ? — ? —	Ag, Sb, S — Hg
1. Толбонурская	? — ? — ? —	Ag, Sb, S — Hg
2. Кобдинская	? — ? — ? —	Ag, Sb, S — ?
3. Цаганшибетинская	Ni, Co, As — ? — ? —	Ag, Sb, S — ?
4. Ихебогдинская		— Hg
II. Монголо-Охотский пояс		
5. Баянгольская		? — Hg
6. Ерогольская		? — Hg
7. Ононская	? — CaF ₂ —	Ag, Au — Hg
8. Керуленская	CaF ₂ —	? — Hg
III. Тянь-Шаньско-Южно- Гобийский пояс		
9. Гурбансайханская		? — Hg
10. Манлайская	CaF ₂ —	? — Hg
IV. Тотошаньский рудный район		
II. Южнототошаньская		? — Hg

Закономерности проявления ртутной и ртутьсодержащей минерализации, установленные в рудной области Монголии, выдерживаются и в других рудных районах и провинциях Центрально-Азиатского рудного пояса, что позволяет использовать в качестве критериев поисков и оценки весь богатый опыт изучения ртутной минерализации в Алтае-Саянской области, Казахстане и Тянь-Шане (Металлогения ртути, 1976; Геология и генезис ..., 1978; Оболенский, 1985).

О генетических рядах рудных формаций низкотемпературных гидротермальных месторождений Монголии

Геологические исследования последнего десятилетия выявили существенную роль процессов мезозойской тектономагматической активизации не только в развитии тектонических структур складчатых областей юга Сибири и прилегающих районов Монголии, но и внесли

много нового в понимание условий образования и закономерностей размещения большой группы низкотемпературных гидротермальных (эпитермальных) месторождений свинца, цинка, никеля, кобальта, серебра, золота, висмута, сурьмы, ртути, фтора и других элементов, формирование которых тесно связано с этими процессами. Важнейшими особенностями этих месторождений являются тесная связь с зонами активизированных глубинных разломов – дейтероорогенными структурами Центрально-Азиатского складчатого пояса, отчетливо проявленный контроль оруденения разрывными структурами и вытекающий из этой закономерности линейный характер металлогенических зон и поясов (Кузнецов, 1975; Кузнецов, Оболенский, 1982; Оболенский, 1976, 1981, 1982, 1985).

Признаки мезозойской тектономагматической активизации зон глубинных разломов, в которых преимущественно локализованы эпитермальные месторождения, выражены в формировании мезозойских приразломных (часто унаследованных от позднепалеозойских) прогибов и грабенов, выполненных существенно молассовыми континентальными толщами, а в Забайкалье и Восточной Монголии – мезозойскими вулканогенно-осадочными толщами. Характерным признаком активизации является проявление в этих структурах глубинного базальтоидного и щелочно-базальтоидного мезозойского вулканизма, а также субвулканических дайковых комплексов (самостоятельных малых интрузий) и мелких штоков, трубок взрыва и других типичных субвулканических тел (Оболенская, 1971, 1981; Фрих-Хар, Лучицкая, 1978; Оболенский, Оболенская, 1982).

Низкотемпературные гидротермальные месторождения парагенетически связаны с проявлениями вулканоплутонического позднемезозойского (постнижнеюрского–нижнемелового) магматизма: с базальтоидным вулканизмом и (более тесно) с дайковой щелочно-базальтоидной субвулканической магматической формацией в зонах глубинных разломов и образуют последовательно сформированные во времени генетические ряды рудных формаций. Выделение генетических рядов рудных формаций является главным и ведущим элементом металлогенических построений на основе рудноформационного анализа. Как отмечали Ю.А.Билибин, И.Г.Магакьян, В.А.Кузнецов, Р.М.Константинов, А.Д.Щеглов и другие исследователи, ряды рудных формаций определяют металлогенический тип отдельных рудных районов, рудных поясов и провинций. Выделение генетических рядов рудных формаций низко-

температурных гидротермальных месторождений этапа мезозойской тектономагматической активизации имеет важное значение не только для генетических особенностей, но и для практики, так как позволяет целеустремленно ориентировать геолого-поисковые работы на вероятные, хотя пока не известные в данном районе рудные формации – звенья того или иного генетического ряда рудных формаций.

Как показали наши исследования, многие проблемы генезиса низкотемпературных гидротермальных месторождений кобальта, свинца и цинка, флюорита, золота, серебра, сурьмы, ртути и др., такие как глубинный мантийный источник главных рудных элементов и некоторых минерализаторов, полигенность рудоносных гидротерм, тесная парагенетическая ассоциация этих месторождений с проявлениями мантийного щелочно-базальтоидного магматизма, локализация в зонах активизированных глубинных разломов – достаточно корректно увязываются в общей генетической модели их образования в связи с развитием мантийных очагов щелочно-базальтоидных магм под воздействием потоков интрателлурических растворов, возникающих в корневых частях зон глубинных разломов в ходе их тектонической активизации и дегазации мантии (Оболенский, 1975; Оболенский и др., 1979, 1983; Kuznetsov et.al., 1984). Эта модель объясняет многие, на первый взгляд противоречивые стороны генезиса низкотемпературных гидротермальных месторождений: глубинный источник магм, минералов и рудных компонентов и близповерхностное формирование даек и рудных залежей, присутствие в рудообразующих гидротермах вадозных вод и компонентов рассолов, захороненных в эвапоритовых толщах, установленное прецизионными исследованиями изотопного состава углерода и кислорода как во флюидных включениях, так и в минералах руд (Борцевский и др., 1984), а также изотопного состава серы. Естественно, предполагаемая генетическая модель не разрешает всех дискуссионных вопросов, но она объективно раскрывает смысл парагенетического характера связи эпитептермальных и телетермальных месторождений с магматизмом и своеобразие состава рудного комплекса (генетического ряда рудных формаций) щелочно-базальтоидной магматической формации по Ю.А.Кузнецову (1964). Его формирование обусловлено прерывистым режимом и значительной глубиной отделения фаз, претерпевших затем при дальнейшем продвижении к поверхности Земли значительные изменения агрегатного состояния (конденсация) и состава (многократное разбавление вадоз-

ными и другими типами подземных вод, "автосмещение", окисление и т.д.). При этом внедрение магматического расплава чередовалось с отделением флюидной фазы, и сингенетичные рудам субвулканические тела и дайки оказывались интратрудными. Для месторождений ранних рудных формаций (никель-кобальтовой-арсенидной, свинцово-цинковой) дайки внутриминерализационные или послерудные, для поздних (флюоритовой, золото-серебряной, ртутной) - дорудные. Пространственное же совмещение рудных тел и даек щелочных базальтоидов в одних и тех же разломах достаточно редки, так как пути движения гидротерм и внедряющейся магмы не совпадали в силу их разных геодинамических возможностей.

Реальной основой создания качественной геолого-генетической модели формирования низкотемпературных гидротермальных месторождений послужили результаты рудноформационных исследований Алтае-Саянской складчатой области, Монголии, Забайкалья и других смежных регионов (Геология и генезис ..., 1978; Рудные формации ..., 1981 и др.). Кроме того, в последние годы более детально была разработана схема магматизма и металлогении этапа мезозойского дейтероорогенеза (Оболенская, 1981, 1983; Оболенский, Оболенская, 1982). Формационный анализ мезозойского магматизма показал, что для Алтае-Саянской области и прилегающих районов Западной Монголии он может быть охарактеризован как магматизм областей континентального рифтогенеза (тектонической активизации "базальтоидного" типа по М.С.Нагибиной и др., 1975). Проведенный анализ позволил выявить важную закономерность, состоящую в том, что почти во всех рассматриваемых структурно-формационных зонах в мезозое последовательно проявлены полные или неполные серии базальтоидных и щелочно-базальтоидных магматических комплексов с различной металлогенической специализацией, характеризующие антидромную направленность эволюции магматизма: от оливин-базальтового и толеитового к щелочно-базальтоидному, сменяющемуся иногда щелочно-базитовым, щелочно-ультраосновным (щелочно-сиенитовым) с карбонатитами, и лишь спорадически проявлены щелочно-гранитоидные формации. В Восточной Монголии и в Восточном Забайкалье проявления щелочно-гранитовой формации позднего мезозоя развиты шире по сравнению с западными районами, где пока установлены единичные выходы таких образований (дайки амазонитовых гранитов к востоку от оз. Ачит-Нур и др.).

Предлагаемая качественная генетическая модель образования гидротермальных низкотемпературных месторождений охватывает различные уровни генерации гидротерм: зарождение мантийных металлоносных магм, отделение от них и транспорт ювенильных флюидов в верхние горизонты земной коры, мобилизацию некоторых элементов на путях движения, смешение с различными типами подземных вод. Ведущая роль в низкотемпературном гидротермальном рудообразовании принадлежит восходящим потокам ювенильных растворов. С ними же связан и привнос необходимого количества тепла, обеспечивавшего энергией гидротермальные процессы. Состав ювенильных флюидов на каждом конкретном этапе этого процесса определялся РТ-условиями, при которых различные минерализаторы, способные производить эффективное растворение и массоперенос рудных элементов, отделялись от расплава. Различное сродство металлов к сере, хлору, фтору, углекислоте, протону и др. обуславливало обособление отдельных порций флюидов с различной рудной специализацией. Проникновение металлоносных флюидов в верхние горизонты земной коры, взаимодействие с вмещающими породами и локализованными в них различными типами вадозных вод определяло своеобразие условий эволюции гидротермальных систем низкотемпературных месторождений, характернейшей чертой которых является полигенность. Генетические ряды рудных формаций являются отражением, с одной стороны, прерывистого режима дегазации очагов щелочно-базальтоидных магм и характера металлогенической специализации рудных провинций, которая определяется неоднородностью состава мантии по латерали, а с другой – множественности источников рудообразующих веществ в земной коре на путях продвижения флюида вверх из глубин мантии. Процессы возникновения потоков интрателлурических растворов, зарождения и развития подкоровых магматических очагов в мантии, перемещения магм, отделения металлоносных флюидов от щелочно-базальтоидных расплавов и их последующая эволюция – очень сложны и многообразны. Они проявляются в глубинных структурах с различной геолого-тектонической обстановкой и историей геологического развития, что несомненно, обуславливает специфические особенности протекания процессов минералообразования в каждой такой структуре и её металлогеническое своеобразие – развитие полного или редуцированного генетического ряда рудных формаций.

Таким образом, генетические ряды рудных формаций в рудных провинциях и районах формируют конкретные рудные комплексы, при сравнительном изучении которых, с одной стороны, выделяются промышленные месторождения ведущих рудных формаций и минеральных типов, определяющих металлогенический профиль данного рудного района или зоны, а с другой – выявляются отсутствующие еще не известные в этом рудном районе или зоне, хотя и вероятные месторождения других рудных формаций, типичных для такого генетического ряда рудных формаций эпitherмальных и телетермальных месторождений этапа мезозойской тектономагматической активизации, полнее проявленного в одном из соседних рудных районов. В этом случае метод сравнительного изучения рудных комплексов, являющихся конкретным выражением генетических рядов рудных формаций, может использоваться как важный критерий для прогнозно-металлогенических построений на основе последовательного применения принципов рудно-формационного анализа. Прогнозная оценка опирается на принцип аналогии, ориентирующий на выявление признаков и поиски неизвестных, но вероятных звеньев полных генетических рядов рудных формаций. Именно в этом состоит исключительно важное теоретическое и практическое значение выделения генетических рядов рудных формаций, парагенетически связанных со щелочно-базальтоидной магматической формацией в областях мезозойской тектономагматической активизации (дейтероорогенеза), и использования их не только для решения вопросов генезиса, но и для целей прогнозирования и поисков.

Металлогенический анализ территории Монголии показывает, что в различных рудных поясах, линейных металлогенических зонах и рудных районах интенсивность проявления рудной минерализации и полнота генетического ряда не выдерживаются, что может быть вызвано либо особенностями развития процесса рудообразования (редуцирование генетического ряда), либо ещё слабой геологической изученностью и недостаточной опосредованностью данного района или металлогенической зоны. И тогда при наличии признаков минерализации с полным основанием можно ставить вопрос о выявлении неизвестных ранее месторождений, относящихся к рудным формациям – закономерным, но недостающим звеньям полного генетического ряда родственных рудных формаций. Сопоставление генетических рядов рудных формаций в линейных металлогенических зонах и рудных рай-

онах Монголии (с элементами прогноза) приведено в табл.2. Такой сравнительный анализ позволяет сделать прогноз о том, что известные линейные рудные зоны Монголии должны рассматриваться как металлогенические зоны сложного профиля, в которых могут быть обнаружены арсенидные никель-кобальтовые, свинцово-цинковые, флюоритовые, золото-серебряные и серебро-сульфосольные, ртутные и сурьмяные, а также ртутно-сурьмяно-вольфрамовые месторождения, характерные для рудного комплекса (генетического ряда рудных формаций) этапа мезозойской тектономагматической активизации. Кроме того, могут быть открыты месторождения новых для МНР типов: стратиформные (сопряженные с эпитегрмальными) гидротермально-осадочные месторождения ртути, флюорита, цеолитов и др. (Оболенский, 1981₂, 1984, 1985).

Литература

Васкина В.А. Магматизм рудоцентрирующих структур. Автореф. докт. дис. М.: ИГЕМ АН СССР, 1985. 41 с.

Благонравов В.А., Каленов А.В., Шабаловский А.Е. Проявления киноарной минерализации в Монголии и перспективы обнаружения коренных месторождений ртути. - В кн.: Магматизм и металлогения МНР. М.: Наука, 1971, с.126-133.

Борзаковский Ю.А., Выдрин В.Н., Маринов Н.А. и др. Очерк металлогении Монгольской Народной Республики. - В кн.: Магматизм и металлогения Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1971, с.78-125.

Борисенко А.С. Формации околорудных метасоматитов месторождений ртути, сурьмы и мышьяка. - В кн.: Эндогенные рудные формации и процессы рудообразования. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1981, с. III-III9.

Борисенко А.С., Гречищева В.Н. Формации околорудных метасоматитов ртутных месторождений Тувы. - В кн.: Гидротермальное низкотемпературное рудообразование и метасоматоз. Новосибирск: Наука, 1982, с.43-82.

Борисенко А.С., Оболенский А.А. О соотношении аргиллизации вмещающих пород и рудоотложения на ртутных месторождениях. - В кн.: Геохимия процессов миграции рудных элементов. М.: Наука, 1977, с. III9-138.

Борисенко А.С., Оболенский А.А., Метасоматиты и условия лока-

лизации в них ртутного оруденения. - В кн.: *Метасоматизм и рудообразование*. М.: Наука, 1978, с.168-176.

Борисенко А.С., Лебедев В.И., Тьлькин В.Г. Условия образования гидротермальных кобальтовых месторождений. Новосибирск:Наука, 1984. 172 с.

Борщевский Ю.А., Оболенский А.А., Борисова С.Л. и др. Изотопный состав кислорода и углерода жильных минералов низкотемпературных гидротермальных месторождений Центральной Азии. - В кн.: *Геохимия и генетическая минералогия рудных месторождений Сибири*. Новосибирск: Наука, 1984, с.100-112.

Васильев В.И. Новые минералы руд ртутных и ртутьсодержащих месторождений и их парагенезисы. - В кн.: *Эндогенные рудные формации и процессы рудообразования*. Новосибирск, 1981, с.119-126.

Васильев В.И., Лаврентьев Ю.Г. Новые находки ртутьсодержащих сфалеритов и их значение. - *Геол. и геофиз.*, 1976, № 1, с.48-53.

Геология и генезис ртутных месторождений Алтае-Саянской области /В.А.Кузнецов, В.И.Васильев, А.А.Оболенский, И.П.Щербань/. Новосибирск: Наука, 1978. 294 с.

Геология МНР. - М.: Недра, 1973, т.1, 750 с.

Геология МНР. - М.: Недра, 1973, т.2, 750 с.

Геология МНР. - М.: Недра, 1977, т.3, 701 с.

Дистанов Э.Г., Кузнецов В.А., Оболенский А.А. и др. Рудные формации и общие вопросы металлогении складчатых областей юга Сибири. *Законом. разм. полезн. ископ.*, т.ХV. М.: Наука, 1985, с.94-102.

Иванов Ю.Л., Девяткин Е.В., Цукерник А.Б. Проявление мезозойского магматизма в Котловине Больших Озер (Западная Монголия). *Докл.АН СССР*. 1974, т.275, № 3, с.691-696.

Кузнецов В.А. Выступление на Объединенной сессии по металлогеническим и прогнозным картам. - В кн.: *Металлогенические и прогнозные карты*. Алма-Ата: Изд.АН КазССР, 1959, с.201-205.

Кузнецов В.А. Центральнo-Азиатский пояс мезозойской тектономагматической активизации и ртутного оруденения. - В кн.: *Закономерности размещения полезных ископаемых*. т.ХI, М.:Наука, 1975, с.190-200.

Кузнецов В.А., Оболенский А.А. Ртутный пояс Центральной Азии и проблемы генезиса ртутных месторождений. - *Материалы по геоло-*

гии, минералогии и геохимии ртутных месторождений. Киев, 1982, с.5-12.

Кузнецов В.А., Оболенский А.А., Борисенко А.С. и др. Первое рудопоявление ртути в МНР. - Геол. и геофиз., 1973, № 6, с.113-116.

Кузнецов В.А., Оболенский А.А., Васильев В.И. Опыт систематики ртутных месторождений Сибири и Дальнего Востока. - В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1966, с.197-202.

Кузнецов В.А., Оболенский А.А., Васильев В.И., Борисенко А.С. Монголия - новая ртутная область. - Геол. и геофиз., 1977, № 5, с.67-73.

Кузнецов В.А., Оболенский А.А., Васильев В.И. Борисенко А.С. Ртутное оруденение Монголии. - В кн.: Геология и генезис редкометалльных и полиметаллических месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1978, с.5-26.

Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. - М.: Недра, 1964. 387 с.

Металлогения ртути. - М.: Недра, 1976. 256 с.

Нагибина М.С., Бадамгарав Ж. Стратиграфия позднего мезозоя СВ Монголии. - В кн.: Стратиграфия мезозоя Монголии. Л.: Наука, 1975, с.198-225. (Труды Советско-Монгольской н.-и. геол. экспед., вып.13).

Нагибина М.С., Хаин В.Е., Яншин А.Л. Типы структур тектономагматической активизации и закономерности их развития. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т.ХI. М.: Наука, 1975, с.41-45.

Оболенская Р.В. Чуйский комплекс щелочных базальтоидов Горного Алтая. Новосибирск: Наука, 1971. 147 с.

Оболенская Р.В. Магматизм этапа раннемезозойской тектонической активизации юго-восточной части Горного Алтая, Центральной и Западной Тувы. - В кн.: Магматические формации складчатых областей Сибири. Новосибирск, 1981, с.100-102.

Оболенская Р.В. Мезозойский магматизм Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Изд.ИГиГ СО АН СССР, 1983. 48 с. (Препринт 2).

Оболенский А.А. Критерии прогнозирования ртутных месторождений в складчатых областях юга Сибири и Монголии. - В кн.: Основы

научного прогноза месторождений полезных ископаемых. Л.: Наука, 1971, с.387-388.

Оболенский А.А. Источники рудного вещества и геохимические условия образования месторождений ртутной рудной формации в зонах тектонической активизации складчатых областей юга Сибири. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т.ХI. М.: Наука, 1975, с.200-210.

Оболенский А.А. Некоторые вопросы генезиса ртутных месторождений в областях тектонической активизации. - В кн.: Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении. Новосибирск: Наука, 1976, с.170-188.

Оболенский А.А. Кузнецко-Алтайский ртутный пояс. - Геология рудных месторождений, 1981₁, т.ХХIII, № 3, с.55-66.

Оболенский А.А. Проблема гидротермально-осадочных стратиформных месторождений флюорита. - В кн.: Стратиформные месторождения цветных, редких, благородных металлов и других полезных ископаемых. Фрунзе: Изд. Фрунзенский политехнический институт, 1981₂, с.324-326.

Оболенский А.А. Роль глубинных разломов в локализации эпитермального оруденения. - В кн.:Разломы Байкало-Амурского района и связь с ними эндогенного оруденения. М.:Наука, 1982, с.36-48.

Оболенский А.А. О генетических рядах рудных формаций низкотемпературных гидротермальных месторождений Монголии и юга Сибири. - В кн.:Эндогенные рудные формации Монголии. М.:Наука, 1984, с.163-172.

Оболенский А.А. Генезис месторождений ртутной рудной формации. Новосибирск: Наука, 1985. 194 с.

Оболенский А.А., Борисенко А.С. О соотношении лиственитизации и рудоотложения на ртутных месторождениях магнезиально-карбонатно-киноварного (лиственитового) типа. - В кн.:Геология и генезис редкометалльных и полиметаллических месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1978, с.27-42.

Оболенский А.А., Борисенко А.С., Оболенская Р.В. Природа гидротермальных растворов и источники рудного вещества эпитермальных месторождений ртути, сурьмы и мышьяка. - В кн.:Природа растворов и источники рудообразующих веществ эндогенных месторождений. Новосибирск: Наука, 1979, с.42-71.

Оболенский А.А., Оболенская Р.В. Критерии связи эпитермаль-

ного оруденения с магматизмом. - В кн.: Критерии прогнозной оценки эндогенного оруденения Алтае-Саянской области. Новосибирск: Наука, 1982, с.96-107.

Оболенский А.А., Оболенская Р.В., Борисенко А.С. Актуальные аспекты генетических моделей рудообразования эпitherмальных месторождений. - В кн.: Генетические модели эндогенных рудных формаций. т. I. Новосибирск, 1983, с.154-161.

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

Прогнозирование рудоносных площадей. М.: Наука, 1976. 275 с.

Рудные формации Тувы. Новосибирск: Наука, 1981. 200 с.

Самойлов В.С., Коваленко В.И. Комплексы щелочных пород и карбонатитов Монголии. М.: Наука, 1983. 199 с.

Смирнов В.И. Геология ртутных месторождений Средней Азии. М.: Госгеолтехиздат, 1947. 80 с.

Смирнов В.И., Рыженко Л.М. Некоторые особенности образования и размещения ртутных месторождений. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. т. I. М.: Изд. АН СССР, 1958, с.289-301.

Фрих-Хар Д.И., Лучицкая А.И. Позднемезозойские вулканы и связанные с ними гипабиссальные интрузивы Монголии, М.: Наука, 1978. 167 с.

Фрих-Хар Д.И., Лучицкая А.И. Мезозойский вулканизм. - В кн.: Континентальный вулканизм Монголии. М.: Наука, 1983, с.138-164.

Щепотьев Ю.М., Четырбоцкая И.И., Потапьев В.В. и др. Основные тенденции и перспективы развития минерально-сырьевой базы серебра в зарубежных странах. - М., 1982. 64 с. (Обзор ВИЭМС МГ СССР).

Kuznetsov V.A., Obolensky A.A., Borisenko A.S., Obolenskaja R.V. Oreforming systems of low-temperature hydrothermal deposits.- In: Proceedings of the Sixth Quadrennial JAGOD Symposium. E.Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nagels u. Obermiller) Stuttgart, Germany, 1984, p. 143-147.

О Г Л А В Л Е Н И Е

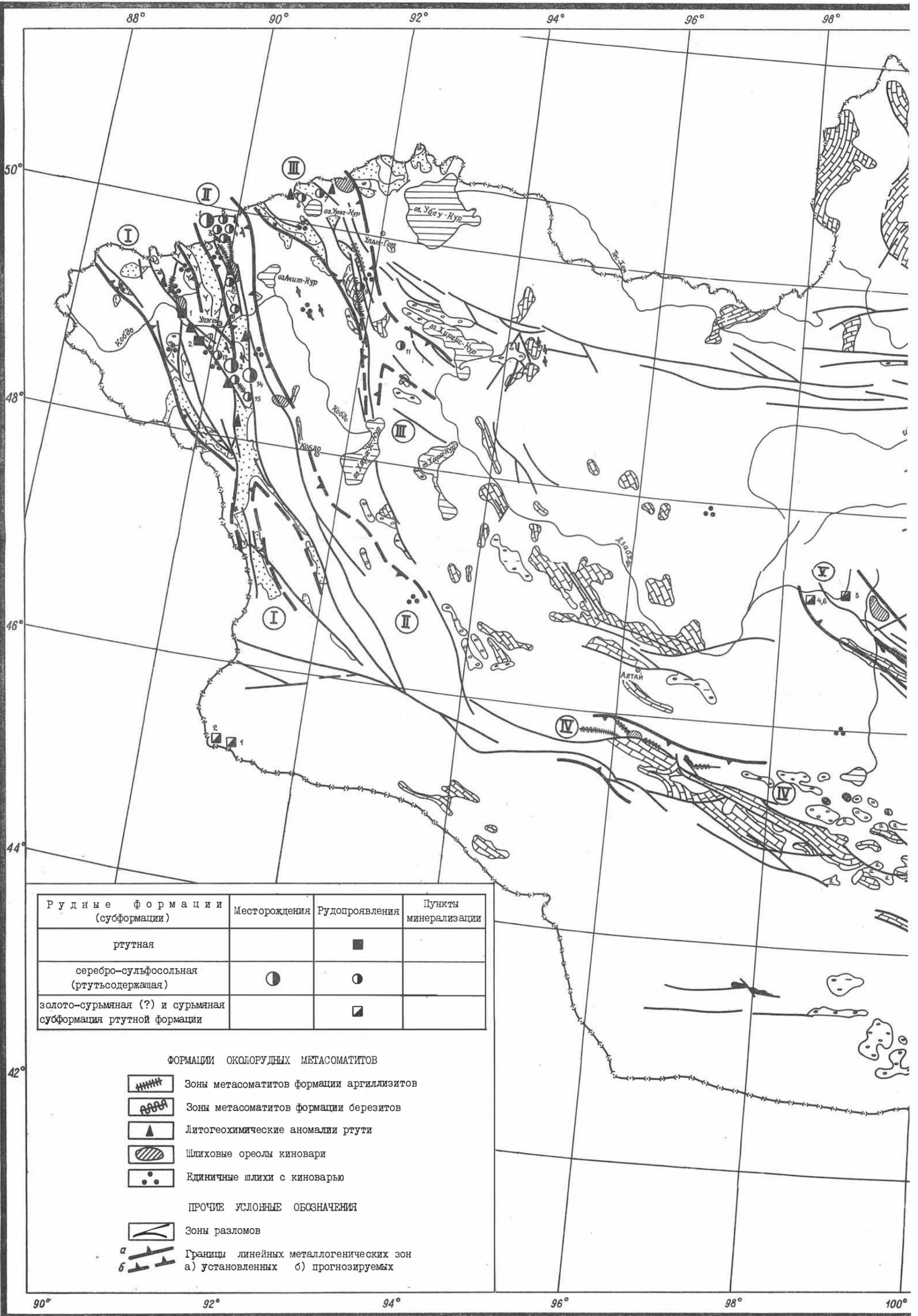
	стр.
В в е д е н и е	I
Рудные формации ртутных и ртутьсодержащих месторождений	3
Основные рудоконтролирующие и рудоконцентрирующие факторы	I7
Закономерности размещения ртутного оруде- нения, рудные пояса и зоны	I7
Структурные и литологические факторы конт- роля ртутной и ртутьсодержащей минерализации	2I
Магматические факторы контроля ртутного и ртутьсодержащего оруденения	22
Околорудные изменения вмещающих пород и геохимические ореолы	27
Металлогеническое районирование	33
О генетических рядах рудных формаций низкотемпера- турных гидротермальных месторождений Монголии	35
Л и т е р а т у р а	4I
П р и л о ж е н и е . Металлогеническая карта МНР (ртуть)	

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Технический редактор Н.Н. Александрова

Подписано к печати 24.02.86. МН 12029.
Бумага 60x84/16. Печ. л. 3,0 + 1 вкл. Уч.-изд. л. 2,95.
Тираж 200. Заказ 113. Цена 20 коп.

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



Рудные формации (субформации)	Месторождения	Рудопроявления	Пункты минерализации
ртутная		■	
серебро-сульфосольная (ртутьсодержащая)	●	○	
золото-сурьмяная (?) и сурьмяная субформация ртутной формации		▣	

ФОРМАЦИИ ОКОЛОРУДНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ

- Зоны метасоматитов формации аргиллизитов
- Зоны метасоматитов формации березитов
- Литогеохимические аномалии ртути
- Шлиховые ореолы киновари
- Единичные шлихи с киноварью

ПРОЧИЕ УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

- Зоны разломов
- Границы линейных металлогенических зон
а) установленных б) прогнозируемых

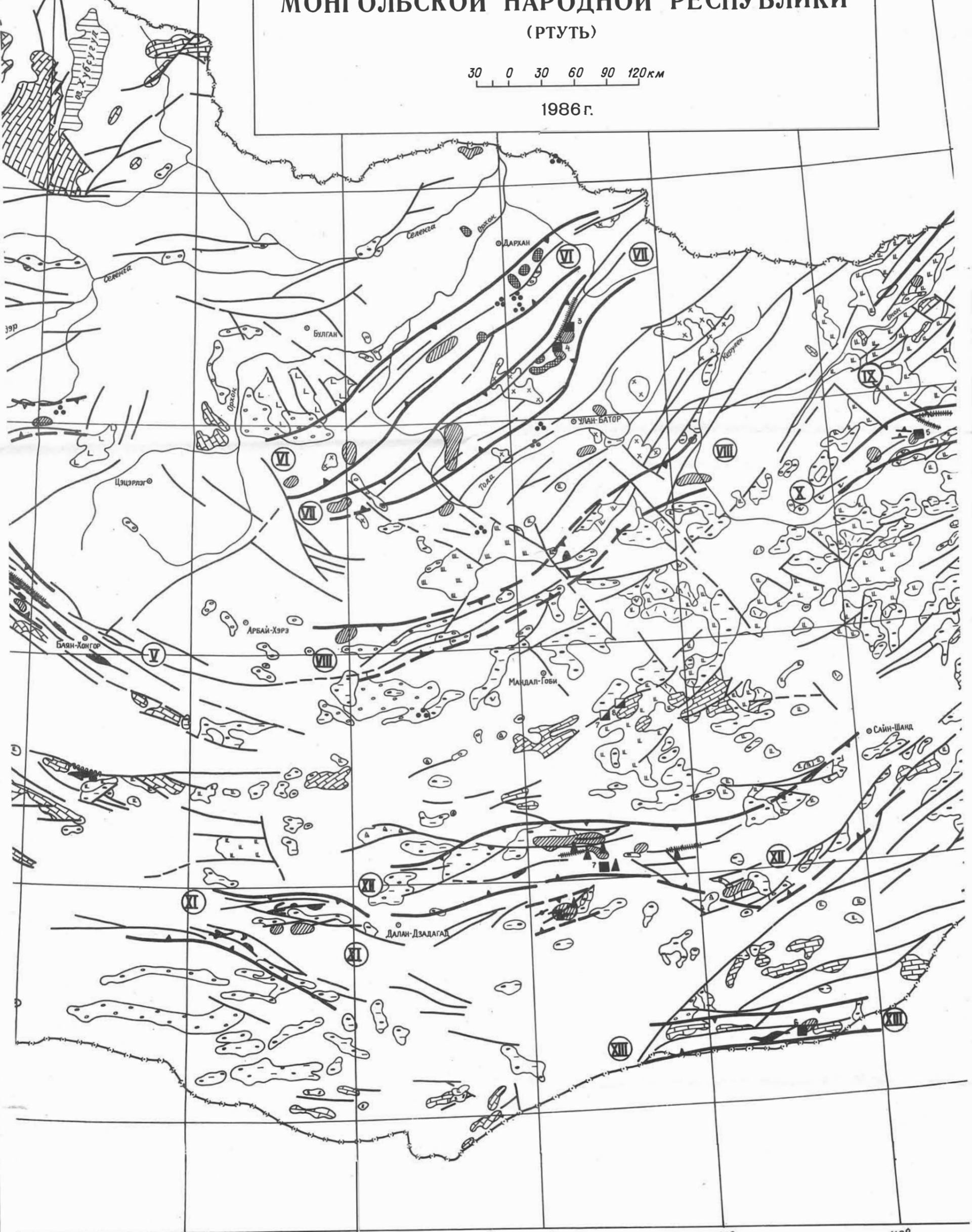
100° 102° 104° 106° 108° 110° 112°

ПРИЛОЖЕНИЕ

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ КАРТА МОНГОЛЬСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ (РТУТЬ)

30 0 30 60 90 120 км

1986 г.



102° 104° 106° 108° 110°

114°

116°

118°

120°

122°

124°

50°

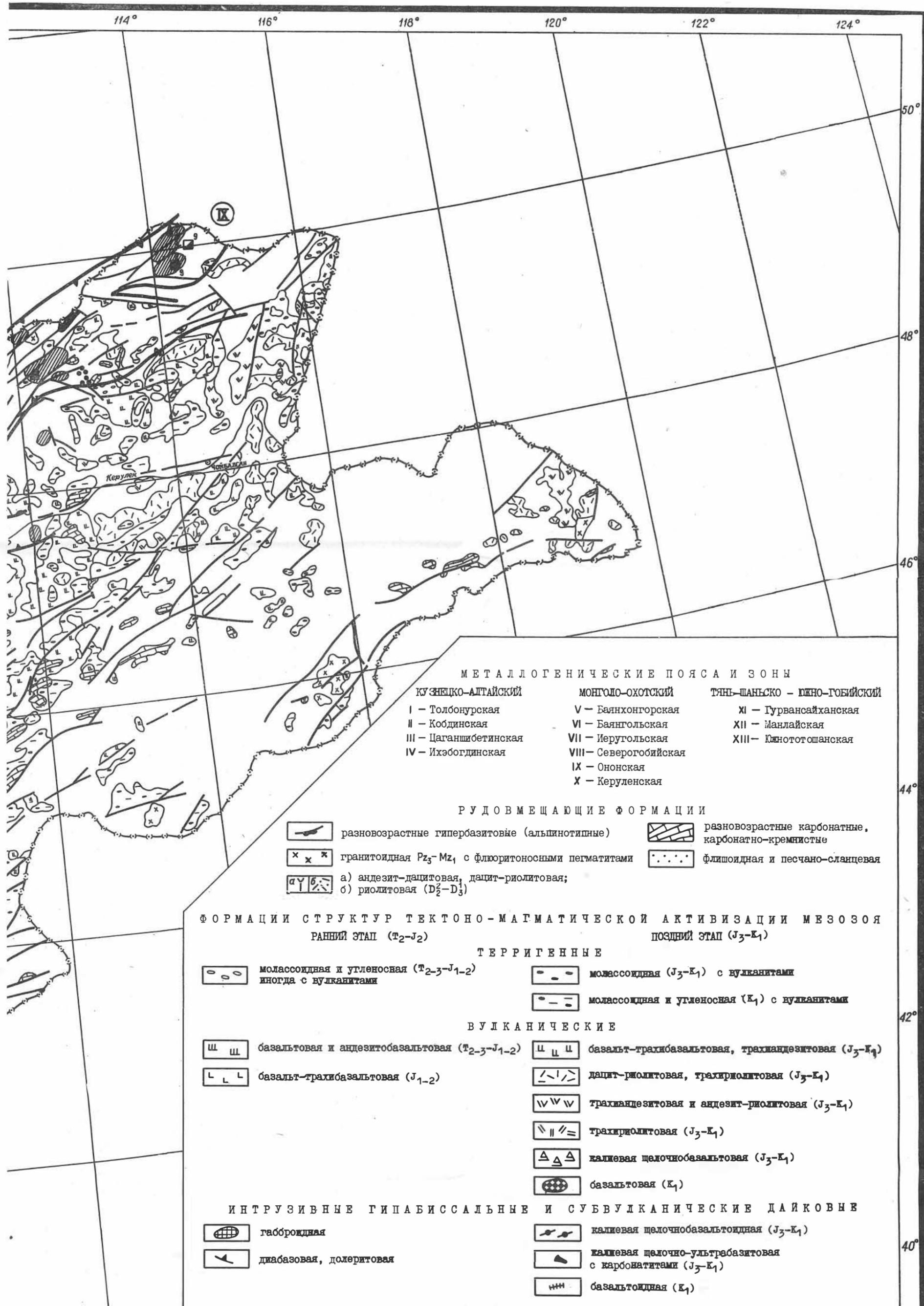
48°

46°

44°

42°

40°



МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ПОЯСА И ЗОНЫ

- | | | |
|---------------------------|-------------------------|--------------------------------------|
| КУЗНЕЦКО-АЛТАЙСКИЙ | МОНГОЛО-ОХОТСКИЙ | ТЯНЬ-ШАНЬСКО - ЮЖНО-ГОБИЙСКИЙ |
| I - Толбонурская | V - Баянхонгорская | XI - Гурвансайханская |
| II - Кобдинская | VI - Баянгольская | XII - Манлайская |
| III - Цаганшибетинская | VII - Иеругольская | XIII - Юнототоманская |
| IV - Ихэбогдинская | VIII - Северогобийская | |
| | IX - Ононская | |
| | X - Керуленская | |

РУДОВМЕЩАЮЩИЕ ФОРМАЦИИ

- | | |
|--|--|
| разновозрастные гипербазитовые (альцинотипные) | разновозрастные карбонатные, карбонатно-кремнистые |
| гранитоидная Pz ₃ -Mz ₁ с флюоритоносными пегматитами | флисовая и песчано-сланцевая |
| а) андезит-дацитовая, дацит-риолитовая;
б) риолитовая (D ₂ ² -D ₃ ¹) | |

ФОРМАЦИИ СТРУКТУР ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ МЕЗОЗОЯ

- | | |
|---|---|
| РАННИЙ ЭТАП (T₂-J₂) | ПОЗДНИЙ ЭТАП (J₃-K₁) |
| ТЕРРИГЕННЫЕ | ТЕРРИГЕННЫЕ |
| молассовидная и угленосная (T ₂₋₃ -J ₁₋₂) иногда с вулканитами | молассовидная (J ₃ -K ₁) с вулканитами |
| | молассовидная и угленосная (K ₁) с вулканитами |
| ВУЛКАНИЧЕСКИЕ | ВУЛКАНИЧЕСКИЕ |
| базальтовая и андезитобазальтовая (T ₂₋₃ -J ₁₋₂) | базальт-трахибазальтовая, трахиандезитовая (J ₃ -K ₁) |
| базальт-трахибазальтовая (J ₁₋₂) | дацит-риолитовая, трахирiolитовая (J ₃ -K ₁) |
| | трахиандезитовая и андезит-риолитовая (J ₃ -K ₁) |
| | трахирiolитовая (J ₃ -K ₁) |
| | кальцевая щелочнобазальтовая (J ₃ -K ₁) |
| | базальтовая (K ₁) |
| ИНТРУЗИВНЫЕ ГИПАБИССАЛЬНЫЕ И СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ ДАЙКОВЫЕ | ИНТРУЗИВНЫЕ ГИПАБИССАЛЬНЫЕ И СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ ДАЙКОВЫЕ |
| габброидная | кальцевая щелочнобазальтоидная (J ₃ -K ₁) |
| диоритовая, долеритовая | кальцевая щелочно-ультрабазитовая с карбонатами (J ₃ -K ₁) |
| | базальтоидная (K ₁) |

112°

114°

116°

118°

120°