

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ УзССР
СРЕДНЕАЗИАТСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ (САИГИМС)

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ АКТИВИЗИРОВАННЫХ ЗОН ТЯНЬ-ШАНЯ

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ УзССР

СРЕДНЕАЗИАТСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ (САИГИМС)

553.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИИ
И МЕТАЛЛОГЕНИИ
АКТИВИЗИРОВАННЫХ ЗОН
ТЯНЬ-ШАНЯ

Ташкент — 1976

В сборнике изложены материалы регионально-металлогенических исследований, результаты средне- и крупномасштабных работ сотрудников САИГИМСа и Опытно-методической экспедиции института. Рассматриваются некоторые проблемные вопросы влияния структурно-геологических форм тектоно-магматической активизации на формирование и размещение оруденения в пределах разномасштабных площадей и ее генетические типы.

Сборник предназначен для широкого круга геологов, интересующихся проблемами региональной геологии, металлогении, генезиса рудных месторождений.

Ответственные за выпуск:

докт. геол.-мин. наук К. Л. БАБАЕВ,

канд. геол.-мин. наук В. Д. ОТРОЩЕНКО

**Среднеазиатский научно-исследовательский институт
геологии и минерального сырья (САИГИМС)
Министерства геологии УзССР, 1976**

ПРЕДИСЛОВИЕ

Повышение эффективности поисково-разведочных работ с целью расширения минерально-сырьевой базы действующих горнорудных предприятий и выявления новых рудных районов возможно при глубоком научном познании условий образования и закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых.

Важное место в решении таких задач занимают вопросы геологии и металлогении областей тектоно-магматической активизации. Большой и сложной проблеме активизированных участков земной коры было посвящено VII Всесоюзное металлогеническое совещание (Иркутск, 1973 г.). Несмотря на усилия ряда исследователей установить связь оруденения с третьим структурным элементом земной коры на примере изучения различных геоструктурных площадей, многие аспекты этой проблемы остаются до сих пор дискуссионными.

Публикуемые работы сотрудников САИГИМСа и Опытного-методической экспедиции (ОМЭ САИГИМСа) можно рассматривать как продолжение исследований по выявлению условий образования и размещения эндогенных месторождений полезных ископаемых.

В статьях К. Л. Бабаева и др., М. А. Ахмеджанова и О. М. Борисова, В. А. Арапова и др. рассматриваются особенности геологического строения Тянь-Шаня и отдельных его секторов, охарактеризованы важнейшие структурно-геологические формы тектоно-магматической активизации, приведены результаты металлогенического анализа рудоконтролирующего значения активизированных структур и на основе формационных признаков намечены пути прогнозирования.

Результаты среднемасштабных прогнозно-металлогенических исследований в ряде золоторудных районов обсуждаются в статьях И. А. Айзенштата, Ю. А. Аверина и Н. П. Холопова, Н. И. Джантуганова, А. А. Абдукаюмова. В них наряду с краткой характеристикой структур активизации ана-

лизируются условия формирования оруденения золота, формаций золотоносных метасоматитов с учетом длительности периодов их образования, вертикального размаха минерализации.

Вопросам формирования месторождений марганцево-вольфрамовой формации в связи с процессами мезозойско-кайнозойской магма-тектонической активизации посвящена работа В. Д. Отрощенко и Л. М. Кринуковой. В статье Т. Ш. Шаякубова, А. Т. Рахубенкова и Е. Р. Бутевой освещаются закономерности размещения свинцово-цинкового и медно-порфирового оруденения в Приташкентском регионе.

В работе А. Г. Шмелева обобщен опыт крупномасштабного прогнозирования колчеданно-полиметаллического оруденения в активизированных структурах. Об использовании минералого-геохимических данных при прогнозировании в активизированных областях сообщается в статье И. Н. Галахова и В. А. Хорвата.

В связи с широким кругом рассматриваемых вопросов по проблеме информативность публикуемых материалов неодинакова. Не удалось избежать и разноречивости в определении понятий генетических типов и структурно-геологических форм тектоно-магматической активизации.

В целом публикуемые материалы отражают основные черты концепции активизации отдельных участков земной коры и, несомненно, будут способствовать развитию исследований по проблеме активизации в Средней Азии.

УДК 553.3.078 : 551.242.4 (235.216)

К. Л. БАБАЕВ, В. Г. ГАРЬКОВЕЦ, А. Д. ШМУЛЕВИЧ,
В. Д. ОТРОЩЕНКО, В. В. ВИРОВЕЦ, О. Г. ТЕРЛЕЦКИЙ

ОСОБЕННОСТИ МЕТАЛЛОГЕНИИ АКТИВИЗИРОВАННЫХ ЗОН ТЯНЬ-ШАНЯ*

На проявление в Тянь-Шане тектоно-магматической активизации (главным образом мезозойско-кайнозойского периода) и связанную с ней металлогению указывали В. В. Белоусов, В. И. Смирнов, А. Д. Щеглов, Чень Го-да.

Структурно-формационными и металлогеническими исследованиями последних лет установлено существенное влияние процессов герцинской тектоно-магматической активизации на рудоносность региона, которая иногда определяет металлогеническую специализацию не только отдельных структурно-формационных зон и рудных районов, но и более обширных провинций и областей.

Впервые влияние процессов герцинской тектоно-магматической активизации на размещение рудных месторождений в палеозоидах Тянь-Шаня было отмечено в середине 60-х годов при прогнозно-металлогенических исследованиях на медь и полиметаллы (САИГИМС, 1966 г.). В дальнейшем при проведении комплексных металлогенических работ сложившиеся представления были расширены (4,9 и др.).

Геологическая история развития Тянь-Шаня подразделяется на два основных этапа (палеозойский — геосинклинальный и мезозойско-кайнозойский — субплатформенный), обладающие специфическими особенностями осадконакопления, метаморфизма, магматизма и металлогении. В палеозойский этап, главным образом в его поздние циклы, широ-

* Доклад, прочитанный на VII Всесоюзном металлогеническом совещании (Иркутск, 1973 г.).

ко проявились процессы тектоно-магматической активизации, с которыми связаны существенные концентрации руд.

В данной статье приводится схема районирования, основанная на типизации геологических зон, областей систем, сложенных определенными структурно-формационными комплексами, с учетом типа их геологического развития и возраста завершающей складчатости (7, 9).

Среди палеозонд Тянь-Шаня выделяются три разновозрастные гетерогенные складчатые системы — Северный, Срединный и Южный Тянь-Шань — резко различающиеся по геологическому строению и истории развития (рис. 1). Процессы тектоно-магматической активизации, обусловившие в ряде случаев закономерное размещение месторождений и своеобразие металлогении, проявились в них по-разному.

Северный Тянь-Шань — байкальско-каледонская складчатая система, геосинклинальное развитие которой закончилось в среднем палеозое (преимущественно ордовике). Для нее характерна незавершенность развития. Об этом свидетельствует практически полное отсутствие магма-тектонических проявлений поздних и конечных этапов каледонского цикла. Геологическое строение Северного Тянь-Шаня мозаичное: основными структурными элементами являются докембрийские срединные массивы, структурно-формационные зоны ранне-, средне-, позднекаледонской складчатости и средне-позднепалеозойские наложенные прогибы.

Докаледонское основание Северного Тянь-Шаня сложено гнейсами, сланцами, амфиболитами ранне-среднего протерозоя (?), образующими отдельные тектонические блоки. Отложения кембрия и ордовика представлены сравнительно слабо метаморфизованными геосинклинальными толщами (сланцы, известняки, базальты и др.). Байкальская складчатость проявилась слабо: почти полностью отсутствуют типичные молассовые формации, а флиш развит весьма ограниченно.

В начале каледонского цикла (ранний кембрий) рифейские и более древние образования фундамента раскалывались на отдельные крупные блоки, в дальнейшем превратившиеся в сравнительно устойчивые срединные массивы (Заилийский, Иссыккульский и, вероятно, Муюнкусский), разделенные каледонскими геосинклинальными прогибами. В раннем палеозое последние развивались либо как миогеосинклинали (Таласо-Каратауская зона), либо как эвгеосинклинали (Карабалтинская, Джетымтауская и другие зоны). В начале ордовика в результате возникновения внутренних поднятий (Макбальская, Бурханская зоны) они об-

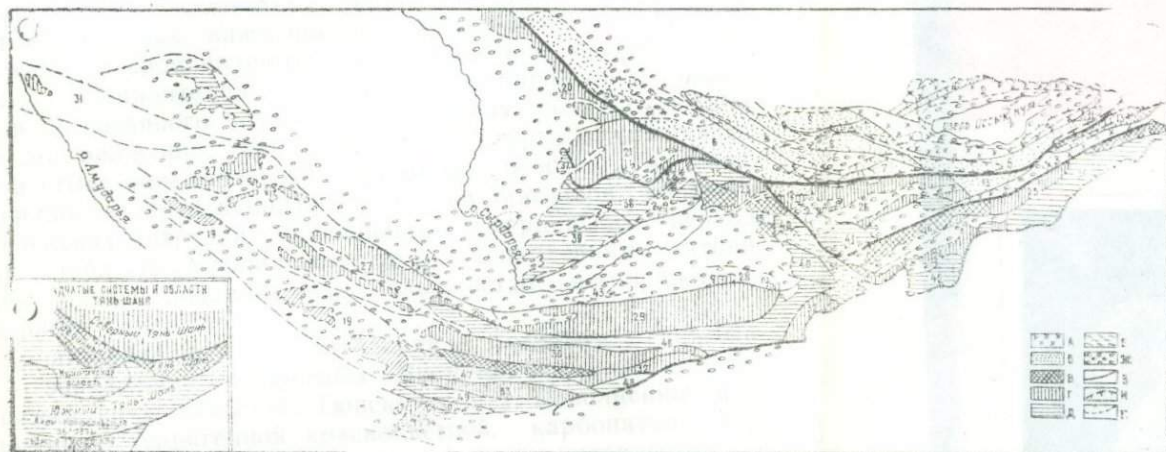


Рис. 1. Схема тектонического районирования Тянь-Шани

А — срединные массивы: 1 — Заилийский, 2 — Иссыккульский, 3 — Сарыджазский. В—Е — структурно-формационные (тектонические) зоны: раннекаледонские — Макбальская (4) и Бурханская (5), среднекаледонская — Каратау-Таласская (6), позднекаледонские — Сусамырская (7), Центрально-Киргизская (8), Карабалтинская (9), Чонкеминская (10), Джергаланская (11), Тахталыкская (12), Джетымтауская (13); В — раннегерцинские — Майлисуйская (14), Урунбашская (15), Атбашинская (16), Иныльчекская (17), Ягнобская (18), Зирабулак-Каратюбинская (19); Г — среднегерцинские — Каратауская (20), Чаткальская (21), Падшаатинская (22), Баубашатинская (23), Аксайская (24), Джангджирская (25), Кавакская (26), Нуратинская (27), Араванская (28), Алайская — зона высоких предгорий (29), Зарафшанская (30), Султануиздагская (31), Восточно-Алайская (32), Южно-Гиссарская (33), Байсунская — Байсунский срединный массив (34); Д — позднегерцинские — Турдукская (35), Кокшаальская (36), Каржантауская (37), Касансайская (38), Кураминская — Кураминский срединный массив (39), Ясинская (40), Джамандаванская (41), Майдантагская (42), Карачатырская (43), Писталитауская (44), Букантауская — (45), Сурметашская (46), Центрально-Гиссарская (47), Гарм-Хайтская (48), Варзобская (49), Мачетлинская (50); Е — киммерийская зона — Суякская (51); Ж — мезозойские и кайнозойские отложения платформ, межгорных впадин, краевых прогибов и т. п.; З — системы глубинных и краевых разломов, разделяющие структуры складчатых поясов, областей, зон; И — границы площадей с проявлениями герцинской постконсолидационной активизации (отложениями эпикаледонских наложенных прогибов, герцинскими субщелочными интрузиями и эффузивами и т. п.); К — контуры выходов палеозоя

разовали частные прогибы. В конце ордовика — начале силура на их месте формируются позднекаледонские поднятия (Центрально-Киргизская, Сусамырская, Карабалтинская, Чонкеминская, Джергаланская, Тахталыкская, Джетымтауская зоны), завершающие геосинклинальный этап развития региона. С этого времени на территории Северного Тянь-Шаня наступил период устойчивого геоантиклинального режима, длившийся более 90 млн. лет. В нижнем карбоне, а местами в верхнем девоне начинается качественно новое геотектоническое развитие — герцинская тектоно-магматическая активизация, важнейшими структурно-геологическими формами которой являются: эпикаледонские прогибы; глубокие подвижные зоны и площади их сопряжения; проявления интенсивного позднегерцинского магматизма; мобильные, долгоживущие тектонические структуры, развивающиеся на стыке эпикаледонских прогибов с относительно малоподвижными сооружениями срединных массивов; контакты каледонских интрузий, обновленные в герцинский период, и др. (табл. 1). Установлено, что с проявлениями активизации связано подавляющее большинство месторождений Северного Тянь-Шаня.

Характерная форма активизации в Северном Тянь-Шане — эпикаледонские прогибы (Восточно-Киргизский, Сонкульский, Иссыккульский, Тюпский и др.), выполненные вулканогенной, терригенной красноцветной, карбонатной формациями. Они образовались в средне-верхнепалеозойское время на фоне преобладающего геоантиклинального режима.

Большие пространства в Северном Тянь-Шане занимают структуры Восточно-Киргизского прогиба, в фундаменте которого отмечаются складчатые комплексы Заилийского и Иссыккульского срединных массивов, Центрально-Киргизской, Карабалтинской и Чонкеминской каледонских структурно-формационных зон. Заложение и характер строения Восточно-Киргизского прогиба в значительной мере предопределены особенностями фундамента.

Нижняя часть разреза прогиба сложена вулканогенными (андезитовой, порфиритовой, базальтовой), а также разделяющими их красноцветной и обломочной формациями девона; верхняя — преимущественно терригенными образованиями девона-карбона, иногда обогащенными вулканогенным и карбонатным материалом. Спорадически развита трахиандезитовая формация пермского возраста; с тектоническими движениями девона-карбона связаны внедрения небольших тел гранитоидов. Движения заключительных стадий (верхний карбон, пермь) знаменуются формированием массивов гранитов и сиенитов.

Металлогения рассматриваемой структуры примечательна развитием месторождений свинцово-цинковой (с висмутом и серебром) и медно-висмутовой — в зонах изменения вулканогенных пород (Ташкоро Южное, Кеминское, Мирновское) формаций. Определенная роль в специализации Восточно-Киргизской металлогенической зоны (выделяемой по контуру эпикаледонского прогиба) принадлежит золоту (свинцово-цинково-золоторудная и мышьяково-золоторудная формации в зонах изменения метаморфических и вулканогенно-осадочных пород).

Интересно отметить, что характер оруденения в пределах прогибов нередко определяется возрастом структур основания. Например, в Сонкульском прогибе, развитом на раннекаледонских структурно-формационных зонах (Макбальской, Бурханской), в зонах изменения гранитондов широко представлены месторождения свинцово-цинковой и вольфрамово-молибденовой формаций. На других площадях, где прогиб накладывался на позднекаледонские зоны (например, Сусамырскую), формировались рудопроявления вольфрамово-золоторудной формации в апомагнезиальных известковых скарнах, свинцово-цинковые месторождения — в кварцевых жилах и др.

На участках эпикаледонских прогибов, наложенных на срединные массивы (Занлийский, Иссыкульский), размещаются рудопроявления редкометально-свинцово-цинковой и олово-вольфрамовой формаций в зонах изменения гранитондов (см. табл. 1).

Таким образом, в подтверждение ранних представлений (10) можно констатировать, что вещественный состав геологических образований и возраст структур основания, на которых развиваются процессы активизации, иногда играют определенную роль в металлогенической специализации активизированных площадей.

Важное значение в истории развития и металлогении Северного Тянь-Шаня имеют своеобразные структуры активизации — трансзональные глубинные подвижные зоны, трассируемые по выходам верхнепалеозойских вулканогенных образований и герцинских интрузий (5).

Глубинные подвижные зоны ориентированы в двух направлениях — субширотном (Тянь-Шаньском) и северо-западном (Ферганском), частично проходят вдоль границ тектонических зон, параллельно им или внутри их. Пространственно они ассоциируют с кембрийскими вулканитами, что, по мнению К. Д. Помазкова (5), указывает на приуроченность их к допалеозойским и нижнепалеозойским разрывным нарушениям. Эти зоны представляют собой длительно раз-

вивающиеся структуры, в тектонической природе которых важнейшими элементами являются продольные (по отношению к ним) разрывные нарушения.

В северной части региона трассируется несколько подвижных глубинных зон северо-восточного (Кеминская, Шекулинская) и северо-западного (Кендыктасская, Курдайская, Южно-Иссыккульская, Сонкуль-Аламединская, Джумгольская) простирания. С ними связано закономерное размещение месторождений Кастекского, Актюзского, Боординского, Кегетинского, Бультекинского, Майторского рудных районов преимущественно свинцово-цинковой формации в зонах изменения интрузивных пород (Боорду), в кварцевых, кварц-кальцитовых, кварц-баритовых жилах (Бультеке, Белентеке, Кегетинское, Аютор).

В Каратау-Таласской зоне, в местах пересечения глубинных подвижных зон с поперечными разломами размещены Чаткарагайский, Кеншаныкский, Курганский и другие рудные районы (преимущественно свинцово-цинковая с оловом формация в измененных карбонатных породах).

Процесс активизации одновременно охватывает значительные территории. Закономерное размещение рудных районов, узлов и месторождений в Северном Тянь-Шане определяется сочетанием многообразных структурно-геологических форм активизации и интенсивностью их проявления.

Срединный Тянь-Шань — складчатая система подциклического развития. Его внутренние структуры сформировались в результате воздействия как каледонского, так и герцинского орогенеза. В раннем палеозое эта территория была периферической частью геосинклинальной системы Северного Тянь-Шаня, а в среднем и верхнем — герцинской геосинклинали Южного Тянь-Шаня. Раннепалеозойские прогибы развивались здесь на докембрийском фундаменте, отдельные блоки которого в течение всего палеозоя выступали в качестве устойчивых внутригеосинклинальных поднятий (Сарыджазский массив). В целом они формировались подобно каледонским прогибам Северного Тянь-Шаня и претерпели орогенез в конце силурийского периода. В начале девона на их месте вновь закладываются квазиplatformенные структуры, характеризующиеся незначительным прогибанием с преимущественным накоплением карбонатных формаций и слабым проявлением вулканической деятельности. Геосинклинальное развитие Срединного Тянь-Шаня завершается в ранней перми, после замыкания поздних (молассовых) прогибов, оконтуривавших ранне- и среднегерцинские поднятия. В позднепалеозойский период (верхняя пермь — нижний триас) на отдельных площадях проявились процес-

сы активизации, связанные с внедрением щелочных интрузий, обусловивших формирование рудопоявлений сурьмяно-золоторудной формации в зонах изменения метаморфических пород, сурьмяной в джаспероидах. Исключительно важное рудоконтролирующее значение имеют обновленные в верхнепалеозойское время краевые разломы на стыке Кураминской и Чаткальской зон; в зонах их влияния размещаются месторождения висмута и флюорита.

Южный Тянь-Шань — моноциклическая герцинская складчатая система завершённого развития. Здесь обособляются территории типа «срединных масс» (по В. А. Николаеву) — Кураминская и Южно-Гиссарская, обрамляющие с севера и юга систему мно- и эвгеосинклинальных средне-верхнепалеозойских прогибов. Процессы активизации наиболее широко проявились в пределах Кураминской и Южно-Гиссарской структурно-формационных областей.

Кураминскую область, включающую ряд зон (Кураминскую, Касанскую, Каржантаускую и др.), мы относим к Южному Тянь-Шаню. Однако о месте этой структуры в региональном плане тектонических подразделений Тянь-Шаня у различных исследователей единого мнения нет. В. И. Попов (6) и др. выделяют ее в качестве подзоны Срединного Тянь-Шаня, Х. М. Абдуллаев, О. М. Борисов (1) относят ее к Западному Тянь-Шаню, В. И. Смирнов (8) — к геосинклинальной раме Южного Тянь-Шаня. В. Г. Гарьковец, В. А. Арапов и др. (2) рассматривают эту территорию как часть Бельтау-Кураминской структурно-формационной зоны Срединного Тянь-Шаня. М. А. Ахмеджанов и О. М. Борисов (3) в результате региональных тектонических исследований пришли к выводу о том, что это — часть Кураминско-Ферганского срединного массива. По В. И. Попову, данная территория входит в состав Кураминской ядерной зоны. Несмотря на различие во взглядах, почти все исследователи отмечают, что в ранне-среднепалеозойское время она представляла собой относительно стабильный, приподнятый участок земной коры типа «срединной массы» либо «подвижной платформы».

Анализ истории геологического развития показывает, что в течение каледонского цикла в пределах Кураминской зоны накапливались преимущественно платформенные, мелководно-морские и молассовидные отложения (ордовик—силур), а также наземные формации андезитовых порфиритов и кварцевых порфиров. Во второй половине девона устойчивый геосинклинальный режим сменяется медленным опусканием; в этих условиях накапливаются карбонатные отложения квазиплатформенного типа. Со среднего карбона на-

чинается период интенсивной вулcano-тектонической деятельности, связанный с активизацией.

Байсунская область по строению и истории развития имеет много общего с Кураминской, однако устанавливаются и существенные отличия, главными из которых являются характер вулканизма (преимущественно подводный, а не наземный) и время начала активизации (ранний карбон).

Рассматриваемая территория в своей центральной, наиболее стабильной части сложена докембрийскими глубоко метаморфизованными толщами гранито-гнейсов, гнейсов и т. д., а в периферической — вулcano-плутоническими формациями карбона и перми.

Области в целом свойственны следующие структурно-геологические формы активизации: а) вулcano-тектонические мульды проседания, выполненные эффузивами и субвулканическими продуктами, образующими в плане единую кольцевую вулcano-тектоническую структуру. Мульды выполнены породами перидотито-габбро-плагногранитовой, андезит-спилитовой, кварц-диорит-гранодиоритовой, гранит-адамеллитовой, гранитовой и липаритовой формаций нижне-среднего карбона — нижней перми; б) глубинные разломы различного простирания и узлы их пересечения. На поверхности эти структуры проявляются в виде зон брекчированности пород, флексурообразных изгибов толщ, поперечных перегибов серий складок, батолитоподобных интрузий, цепочек ксенолитов в батолитах, наложенных депрессий, выполненных вулканогенными и вулканогенно-осадочными формациями карбона и перми. В этих структурах локализуются магматические и рудные образования, возникают мозаично-блоковые постройки.

Эмпирическими траекториями глубинных разломов трех направлений описываемая территория расчленяется на систему крупных блоков прямоугольной формы со сторонами 20—24 км. Совмещение свойств пересекающихся структур наиболее контрастно проявлено в узлах пересечения глубинных разломов, в их пределах размещаются наиболее крупные рудные объекты. В такой позиции, в частности, расположены месторождения олова (Заккан), медно-колчеданных руд (Кульдара и Дондончокан), колчеданно-полиметаллические (Хандиза, Южный Карасан, Вуары) и др. В большинстве случаев узлы пересечения соответствуют рудным районам.

Центральную, наиболее жесткую и стабильную часть Байсунской структурно-формационной области (Гиссаро-Дарвазской ядерной зоны, по В. И. Писову) обрамляет кольцевой рудный пояс колчеданно-полиметаллического орудене-

ния. В тектоническом отношении он соответствует кольцевой вулкано-тектонической структуре. В его пределах, в местах пересечения кольцевой структуры глубинными разломами северо-западного и северо-восточного простирания, а также в участках расположения центров извержения вулканитов выделяется ряд рудных районов (Яккабагский, Чакчарский, Кайракский, Хандизинско-Янгоклыкский и др.). Закономерностям развития Южно-Гиссарского вулкано-плутонического пояса подчинено формирование медно-молибденового* скопелно-гидротермального типом минерализации и редкометалльного (сульфидно-редкометалльного) оруденения пегматитового и скориново-грейзенового типов. Последние связаны с батолитоидными интрузиями в центральной и северной частях Южно-Гиссарского вулкано-плутонического пояса, а также с проявлениями верхнепалеозойской тектоно-магматической активизации по системам активизированных глубинных разломов северо-западной ориентации. Сурьмяно-ртутный Зарафшано-Гиссарский пояс приурочен к внешнему контуру вулкано-плутонического пояса и контролируется зоной глубинного разлома в области сочленения пояса с геосинклинальными прогибами Алай-Кокшаальской системы.

Металлогеническая специализация выделенных подразделений и их зональность по отношению к центральным частям подчеркивают закономерное размещение месторождений в пределах срединных массивов и их обрамления, а также поясное распределение рудных формаций.

Таким образом, из вышеизложенного можно сделать следующие выводы.

В Тянь-Шане выделяются два главных типа тектоно-магматической активизации — постконсолидационный и внутрициклический.

Первый развивается преимущественно в Северном Тянь-Шане — области каледонской складчатости — и характеризуется многообразием структурно-геологических форм, наиболее продуктивными из которых являются эпикаледонские прогибы первой (по А. Д. Щеглову) стадии активизации и глубинные подвижные зоны — второй. Различные структурно-геологические формы постконсолидационной активизации в сочетании с формационным составом и возрастом структур складчатого основания определяют особенности рудно-формационной специализации районов, узлов, полей. Для районов с постконсолидационной активизацией характерны преимущественно гидротермальные, колчеданные и телетермаль-

* Этот пояс совмещен с золоторудным.

ные месторождения свинца, цинка, золота, висмута, флюорита. Существенные концентрации оруденения скарновой и пегматитовой генетических групп практически неизвестны.

Второй тип — внутрициклическая активизация — проявляется главным образом в пределах ядерных зон, обрамляющих систему герцинских геосинклинальных прогибов. Важнейшими структурно-геологическими формами ее являются кольцевые (очаговые) структуры, вулканоплутонические пояса, горсты, грабен-синклинали, купольные структуры, различно ориентированные глубинные разломы и узлы их пересечений. В районах с проявлением внутрициклической активизации широко развиты месторождения скарновой, гидротермальной и колчеданной генетических групп. Типоморфными являются медь, свинец — цинк, золото, вольфрам — молибден, флюорит и др. Изучив закономерности пространственного размещения месторождений в связи с проявлениями активизации, можно по-новому оценивать перспективы отдельных рудных районов, а также определять методику и направление поисковых и разведочных работ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллаев Х. М., Борисов О. М. Геологическое районирование Средней Азии как основа прогнозирования полезных ископаемых. В сб. «Вопросы методики составления металлогенических и прогнозных карт Средней Азии». Ташкент, изд-во «Наука», 1964.

2. Аванов В. А., Бухарин А. К., Гарьковец В. Г. и др. Опыт металлогенического районирования домезозойских образований Узбекистана на эндогенный комплекс полезных ископаемых. В кн. «Основные проблемы металлогении Тянь-Шаня». Фрунзе, изд-во «Илим», 1970.

3. Ахмеджанов М. А., Борисов О. М. О принципе подвижности территорий Х. М. Абдуллаева как основе геологического районирования. В кн. «Итоги петрометаллогенических исследований в Узбекистане». Ташкент, изд-во «Фан» УзССР, 1972.

4. Бабаев К. Л. Основные принципы металлогенического анализа на примере Западного Тянь-Шаня и Памира. В кн. «Основные проблемы металлогении Тянь-Шаня». Фрунзе, изд-во «Илим», 1970.

5. Помазков К. Д. Глубинные подвижные зоны Тянь-Шаня и их рудоконтролирующее значение. Тр. УГ и ОН КиргССР, сб. 2. 1962.

6. Попов В. И. История депрессий и поднятий Тянь-Шаня. Ташкент. Изд. Комитета наук УзССР, 1936.

7. Синицын Н. М. Проект легенды тектонической карты Тянь-Шаня в масштабе 1 : 500 000. В кн. «Геология Средней Азии». Изд-во ЛГУ, 1961.

8. Смирнов В. И. Металлогения геосинклиналей. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 5. М., Изд-во АН СССР, 1962.

9. Шмулевич А. Д., Бабаев К. Л., Палей Л. З., Отрощенко В. Д. и др. Комплексная металлогеническая карта Тянь-Шаня. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 9. М., изд-во «Наука», 1970.

10. Шмулевич А. Д., Огрощенко В. Д. Рудные формации Тянь-Шаня. «Сов. геол.», 1971, № 9.

11. Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. Л., изд-во «Недра», 1968.

УДК 551.242.4 (575)

М. А. АХМЕДЖАНОВ, О. М. БОРИСОВ

ПРОЯВЛЕНИЕ ПРОЦЕССОВ НАЛОЖЕННОЙ АКТИВИЗАЦИИ В СРЕДНЕЙ АЗИИ

Процесс наложенной активизации — это оживление относительно «жестких» участков сиалической земной коры: платформ, срединных массивов, областей завершенной консолидации и т. п. с образованием чуждых по отношению к ним тектонических структур, магматических и металлогенических проявлений. Сочетаясь с режимом автономно развивающегося участка земной коры, активизация усложняет ход его геологического развития, придавая ему особые черты. Этот режим Т. Н. Спичарским назван «импозитивным» (наложенным).

Области с наложенной активизацией стали выделяться в последнее десятилетие в связи с тем, что в них сосредоточены крупные эндогенные месторождения (до 80%, по В. И. Смирнову) полиметаллов, вольфрама, молибдена, меди, олова, золота, серебра, висмута, сурьмы, флюорита, «пятиэлементной» формации и др.

А. Н. Мазарович и В. А. Обручев отмечали различную реакцию отдельных частей альпийской платформы в Средней Азии на движения в геосинклинальных зонах. Позднее В. И. Попов (13) указал на наличие наложенных «центробежных» волн, исходящих из собственно активных центров.

Интерес к процессам активизации значительно возрос в связи с установлением в основании герцинских структур раздробленной эпикарельской платформы (А. В. Пейве, В. М. Симицын, А. В. Королев, В. Н. Огнев и др.) и ряда других «жестких» масс (срединные массивы и глыбы, параплатформы) внутри геосинклинальной зоны герцинид Среднего и Южного Тянь-Шаня (В. А. Николаев, Х. М. Абдуллаев, О. М. Борисов, М. А. Ахмеджанов, В. И. Кнауф, Е. Д. Карпова и др.).

Это потребовало теоретического переосмысливания закономерностей размещения месторождений в земной коре и переоценки промышленных перспектив активизированных

структур земной коры. Были рассмотрены вопросы, связанные с выделением ряда специфических наложенных металлогенических территорий в пределах палеозойского фундамента Средней Азии (1—7, 14, 20). В последующие годы этот вопрос освещался также в работах К. Л. Бабаева, Е. М. Головина, Т. М. Мацокинэй, Ф. И. Вольфсона и других. Обобщены явления наложенной активизации альпийского тектонического цикла (12, 16, 17).

В результате рассмотрения истории вопроса о возникновении и эволюции представлений о наложенной активизации (10, 19) можно заключить, что явления наложенной активизации еще не нашли убедительного научного объяснения. Отсутствует единая терминология, не существует единой классификации наложенных структур, нет единодушия в выделении особых магматических и металлогенических комплексов и формаций, много неясного в соотношении процессов активизации с орогенным периодом геосинклинальных зон (одни исследователи включают его, а другие — исключают) и т. п.

Анализ материалов показывает (9), что области активизации представляют особую «гибридную» группу тектонических структур, характеризующихся определенными морфоструктурами, литологическими, магматическими, метаморфическими, геофизическими и металлогеническими особенностями.

В результате активизации возникает комплекс структурных образований (сводово-глыбовый — по Е. Д. Карповой, резонансно-тектонический — по Ю. М. Пушаровскому, эпигональный — по Ю. В. Комарову и П. М. Хренову, ксенотектонический — по О. М. Борисову), для которого характерна тесная пространственная связь с развивающимися геосинклиналями; с удалением от них степень тектоно-магматической «ревивации» заметно ослабевает. Этот комплекс выражен краевыми системами, вулканотектоническими структурами, складчато-глыбовыми поднятиями и прогибами, наложенными мульдами и прогибами и т. п.

Осадочные породы представлены преимущественно мелководными и континентальными формациями, а вулканогенные — субаэральными продуктами основного и кислого составов с повышенной щелочностью.

Магматические образования либо тесно связаны с вулканическими проявлениями (вулканодуговые, по О. М. Борисову), либо составляют самостоятельные тела кислого состава. Первые формируются в близповерхностных условиях и представлены в основном лакколитами, а также некками, дайками, факолитами, хонолитами, вторые формируются в мезабиссальных условиях и обычно составляют крупные диапир-

батолиты. Для внегеосинклинальных гранитоидов существует обильная терминология: соскладчатые (В. Т. Матвеевко), постиверсионные (М. И. Ициксон), телеорогенные (Л. И. Красный), ксенэорогенные (Е. А. Радкевич), активизированных областей (А. Д. Щеглов), областей ревивации (М. С. Нагибина).

Для каждого типа наложенных структур характерен свой комплекс рудных образований. Так, в краевых системах с многочисленными зонами глубинных разломов располагаются тела базитов и гипербазитов с хлоритом и асбестом, телетермальные проявления сурьмы, ртути, свинца и цинка. В пределах вулканотектонических структур основная часть рудных образований ассоциирует с зонами разломов и трещиноватости, малыми телами и дайками. Главными их особенностями являются многокомпонентность, разнотипность, мозаичность, свидетельствующие о приповерхностных условиях формирования и разновозрастности. Здесь развиты скарны с магнетитом и полиметаллами, гидротермальные месторождения меди, золота, свинца, серебра, висмута, флюорита, молибдена и др. С тектоно-плутоническими зонами дробления в ассоциации с телеорогенными гранитами связаны редкометалльные пегматиты с оловом, вольфрамом и др. Поэтому установление и оконтуривание разных типов наложенных структур — одна из важнейших задач при построении прогнозно-металлогенических карт областей наложенной активизации.

По направлению миграции процессов в пространстве верхнебайкальская и каледонская эпохи активизации Среднего и Южного Тянь-Шаня были фронтальными, а альпийская — тыльной. В герцинскую эпоху наряду с ними имелись участки (срединные массивы), где происходило их сочетание (сложный тип; 10). Каждый из этих типов активизации имеет свои ряды тектонических структур и связанных с ними формаций (осадочные, магматические, рудные). Наиболее перспективными в отношении рудопроявлений являются сложная («внутригеосинклинальная») и тыльная активизация.

Изучение активизации имеет и теоретическое значение. Установление причин и источников энергии активизации позволит уточнить направление эволюции глубинного вещества в отдельных геоблоках тектоносферы.

Как и некоторые другие исследователи, мы считаем, что геосинклинали и структуры наложенной активизации подчинены общему процессу, происходящему в мантии. Гипоцентр тектоно-магматической активизации располагается под подвижной зоной, где генерируются магматические новообразо-

вания из исходного мантийного вещества. Тепловая и химическая энергия в виде глубинных потоков поднималась по зонам интрателлурических разломов в пределы сиалической земной коры и по-разному проявлялась в геосинклиналях и их «жестких» рамах. В последних на первых этапах активизации структуры, магматизм и металлогения ориентированы более или менее согласно с генеральным направлением складчатых структур геосинклиналей, обуславливая по отношению к последним латеральную «отраженность». В орогенный и послеорогенный этапы формируются секущие структуры, магматические и металлогенические зоны. Это определяет их «автономность» по отношению к тем же геосинклиналям.

Поэтому целесообразнее рассматривать «отраженную» и «автономную» активизации как частные проявления более общего процесса наложенной активизации, источником которой является мантия (вероятнее всего астеносферный слой) Земли. Постепенное усиление процесса активизации приводит к образованию геосинклиналей (10).

Для конкретной тектонической области можно выделить прогрессивную стадию активизации, которая, например, в Среднем и Южном Тянь-Шане началась в рифей и завершилась предверхнекарбоновой фазой складчатости.

После главной фазы складкообразования следует регрессивная стадия.

Учитывая последовательность возникновения геосинклинально-складчатых структур с севера на юг (каледониды, герциниды, альпиды), можно предполагать миграцию гипотенузы наложенной активизации в этом же направлении.

В результате выявления изменений характера и интенсивности процессов активизации в пространстве и времени на эпикарельской платформе Средней Азии к югу от «линии Николаева» установлены следующие эпохи наложенной активизации:

верхнебайкальская (эпиплатформенная), охватывшая, вероятно, только территорию Среднего Тянь-Шаня;

каледонская (догеосинклинальная), влияние которой распространяется и на Памир;

герцинская (наиболее интенсивная — сингеосинклинальная), выразившаяся в ревивации (оживлении) «жестких» масс;

альпийская (эпигеосинклинальная), действовавшая преимущественно на Каракумо-Таджикский блок.

Верхнебайкальская эпоха активизации (верхний рифей — венд) выразилась в тектонической дифференциации эпикарельской платформы, образовании крупных по-



логих поднятий и прогибов, субпараллельных верхнерифейско-вендской геосинклинали Северного Тянь-Шаня. В это время сформировались Южно-Тяньшаньский и Северо-Памирский внутриплатформенные прогибы (синеклизы), Каракумо-Таджикское щитовое поднятие и Сырдарьинская краевая антеклиза. Лишь в отложениях верхнего рифея Каратау-Чаткало-Нарынской краевой системы имеются прослои трахибазальтов, а в основании венда отмечены прослои щелочных базальтоидов платформенного типа. В этой же системе располагается несколько телеорогенных массивов плагиогранитов (Бешторский, Музбельский и др.) верхнерифейского возраста (830—950 млн. лет), а также небольшие тела габбро, лейкократовых и щелочных гранитов (600—700 млн. лет).

В каледонскую эпоху активизации (кембрий — нижний девон) продолжился процесс деконсолидации, начавшийся в рифей-вендское время. Усилились тектонические дифференцированные движения и вулканическая деятельность.

Генеральный структурный план в общем повторяет структурный план рифея-венда, лишь в некоторой степени усложняя его поперечными поднятиями. Каратау-Чаткало-Нарынская краевая система унаследовала верхнерифей-вендский предгорный прогиб, но осевая зона осадконакопления несколько сместилась к югу. Южно-Тяньшаньский внутриплатформенный прогиб развился в центральной части рифей-вендской синеклизы, однако центр прогибания сместился к северу, а по окраинам прогиба стали закладываться зоны региональных разломов (Южно-Тяньшаньский и Бесепано-Южно-Ферганский). По нашему мнению, в первую половину тектонического цикла (кембрий-средний ордовик) прогиб был авлакогенным, а во вторую он представлял собой рифтоподобную структуру с довольно интенсивной вулканической деятельностью по его окраинам.

Как в рифей-венде, так и в нижнем палеозое Каракумо-Таджикское поднятие имело вид щита, а Сырдарьинское — краевой антеклизы.

Наибольшее выражение активизация нашла в вулканической деятельности.

В Срединном и Южном Тянь-Шане наличие интрузивных тел нижнепалеозойского возраста не установлено. Имеются предположения, что ряд тел серпентинитов, расположенных в зоне «линии Николаева» и на некотором удалении от нее, могут быть раннекембрийскими. (Геология СССР, т. XXV, Киргизская ССР, кн. 2, 1972).

В то время как в пределах каледонской геосинклинали

Северного Тянь-Шаня шла интенсивная вулканическая деятельность в нижнем кембрии (кератофир-спилит-диабазовая формация), кембрии — нижнем ордовике (базальто-андезитовая), среднем ордовике (андезит-дацитовая), верхнем ордовике — нижнем силуре (андезит-дацитовая) и нижнем девоне (кварцево-порфировая формация), в Срединном и Южном Тянь-Шане наблюдались лишь локальные вулканические извержения, и только в верхнем ордовике они получили площадное развитие.

В Северном Тянь-Шане вначале возникли линейные вулканические пояса, а затем вулканическая деятельность постепенно уменьшилась, в результате чего развились серии локальных очагов извержений. В морских и континентальных условиях на данной территории шло формирование мощных осадочно-вулканогенных толщ. Вулканиты — главные породы геосинклинального трога — относятся к известково-щелочному типу и по составу образуют вариационную кривую от основных базальтов до андезитов и дацитов (реже липаритов).

В Срединном и Южном Тянь-Шане отдельные локальные вспышки сменились площадным извержением в позднем ордовике — раннем девоне. Вулканогенные породы развиты локально и переслаиваются морскими отложениями. Они отличаются более повышенным количеством щелочей и на вариационной кривой либо образуют слабо дифференцированные области, либо составляют базальт-липаритовую ассоциацию. Вулканическая деятельность в основном локализуется по окраинам Среднесырдарьинской краевой антеклизы и в северной части Каракумо-Таджикского щита.

Следовательно, по своей тектонической обстановке, мощностям, последовательности извержений, степени дифференцированности магм и изменению их состава во времени геосинклинальные осадочно-вулканогенные толщи Северного Тянь-Шаня почти противоположны вулканическим образованиям Срединного и Южного Тянь-Шаня.

В пределах Срединного и Южного Тянь-Шаня можно выделить среднекембрийские, средне-, верхнеордовикские, верхнелландверий-нижневенлокские и верхнесилурийско-нижнедевонские вулканические образования.

Среднекембрийские туфогенные образования в виде маломощных линз и пластов диабазов и лагиопорфиров с прослоями кремнистых сланцев и туфопесчаников (20—30 м) в горах Актур отмечены К. Я. Михайловым. Петрографический состав и химизм пород не описан.

Линзы дацитовых и андезитовых порфиров мощностью до 5 м в ассоциации с кремнистыми сланцами в основании

среднего кембрия Чаткальской подзоны (сай Кара-Янгрык) установлены И. Д. Доронкиным.

Среднеордовикские туфы андезитовых порфиритов в виде небольших прослоев встречены во флишовой толще среднего ордовика в центральной части Чаткальского хребта (мазарбашинская свита).

Верхнеордовикская вулканическая деятельность развивалась широко. Она выразилась в образовании ряда вулканических зон, каждая из которых сложена определенным типом формаций.

С севера на юг выделены следующие формации: базальто-кремнисто-сланцевая, андезитовая, оливин-базальтовая, дифференцированная базальто-липаритовая. Базальто-кремнисто-сланцевая (до 350 м) развита в верховьях реки Чаткал, на юге примыкает к «линии Николаева» и представлена миндалекаменными диабазовыми порфиритами, реже андезитовыми порфиритами, образующими горизонты мощностью от 8 до 75 м, которые чередуются с горизонтами (5—30 м) глинистых и кремнистых сланцев.

В Пскемском и Садалашском хребтах количество и мощности прослоев резко уменьшаются до полного выклинивания (Л. М. Глейзер).

Андезитовая формация представлена в басс. реки Кассан и сложена в основном туфами андезитовых порфиритов с редкими прослоями дацитовых порфиритов, туфоалевролитов, туфопесчаников, глинисто-кремнистых сланцев (до 300 м).

Оливин-базальтовая формация распространяется от Букантау (тубабергенская свита) до Северного Тамдытау (вулканогенная часть елемесащинской свиты) и, возможно, до Южной Ферганы. Сложена она в основном диабазом, диабазовыми порфиритами и их туфами с прослоями кремней, туфопесчаников, туфитов, глинисто-кремнистых сланцев и линз известняков (до 300—600 м).

Масштабы вулканической деятельности в Южной Фергане небольшие. По северным предгорьям Алайского хребта среди песчаниково-алевролитовой пачки (до 500 м) условно верхнеордовикского возраста П. В. Зайда, В. Л. Клишевич, Л. Н. Кугуракова и др. зафиксировали редкие маломощные горизонты и линзы диабазов, спилитов и их туфов суммарной мощностью не более 80—100 м.

Следовательно, с запада на восток мощность и площадь вулканических образований сокращаются.

Дифференцированная базальто-липаритовая формация развивалась по северной окраине Каракумо-Таджикского щита и известна в полосе от Кульджуктау до Зарафшанско-

го хребта. Здесь туфы кварцевых порфиров, реже дацитов и диабазов составляют отдельные прослои и линзы, переслаивающиеся с терригенными породами (А. И. Ким, В. С. Корсаков, Е. И. Барковская и др.). Суммарная мощность их 50—80 м. С востока на запад количество их увеличивается.

По мнению Т. Н. Далимова, субвулканические тела и туфы кварцевых порфиров Южного Гиссара (маставатская свита) могут быть также верхнеордовикского возраста.

Верхнелландовери — ранневенлокские образования имеют четкую приуроченность к разломам и занимают узкие полосы в Южном Тянь-Шане и Атойнакском хребте. Они составляют кератофир-диабазовую формацию. Толща мощностью 300—1000 м сложена переслаивающимися горизонтами сланцев и кремнистых пород (10—20 м) с лавами, туфолавами, туфами базальтов, спилитов, гиалобазальтов, кварцевых и бескварцевых кератофиров с дайками альбитофиров. Она известна на южном склоне Северного Нуратау, в Каракчатау, Туркестанском и Алайском хребтах (Д. А. Старшинин, А. И. Гончаров), в Ферганском хребте (Л. И. Турбин).

Верхнесилурийско-нижнедевонская вулканическая деятельность характеризуется возникновением первых, четко выраженных вулканических дуг в период общих восходящих движений и регрессии морского бассейна.

Вулканические дуги первой разновидности возникли вдоль северных окраин авлакогеноподобных прогибов Северного Памира (Дарвазская дуга), Южного Тянь-Шаня (Нуратау-Ферганская) и Кокшаала (Северо-Кокшаальская). Четкая приуроченность дуг к зонам глубинных разломов обуславливает их линейность (сотни км) и узость (несколько км). Извержения принадлежат к трещинному типу, в условиях морского режима над туфами преобладали лавы и лавобрекнии; по составу они отвечают андезито-базальтам (до 1000 м).

Главная вулканическая дуга нередко сопровождается небольшими параллельными дугами аналогичного строения и состава.

Срединно-Тяньшаньская вулканическая дуга, прослеживаемая от района Ханбандытау на юго-западе до Атойнакского хребта на северо-востоке, относится ко второй разновидности. Протяженность ее 500 км, а ширина от 150 (в центре) до 20—30 км (на краевых участках). Дуга формировалась в континентальных условиях и располагалась в пределах жесткого приподнятого блока, пересекая его по диагонали. Извержения происходили из вулканов центрального типа. Общая направленность изменения состава — от кислых (дацитовые и кварцевые порфиры, реже андезито-

вые порфиры) до андезитовых и диабазовых порфиритов. Внизу преобладают игнимбриты и туфы, вверху появляются ксено- и лавобрекчии (1000 м).

Центральная часть дуги сложена главным образом кислыми вулканитами, основность и щелочность которых во внешних частях повышается. Таким образом, в нижнем палеозое Срединный и Южный Тянь-Шань представляли собой относительно спокойно развивающуюся область, по типу тектонического режима близкую к платформенной (подвижная платформа). Об этом свидетельствуют небольшая мощность, незначительный и неравномерный метаморфизм пород, отсутствие фаз складчатости (фаз сжатия), конседиментационный характер структур и их пологие формы, отсутствие интрузивов и слабая вулканическая деятельность, преобладание в составе терригенных отложений кварца.

Однако усиливающаяся во времени и пространстве дифференциация структур, приобретение ими линейных очертаний, усиление вулканической деятельности от кембрия к силуру подтверждают наличие явлений активизации, идущей от Северного Тянь-Шаня. Это влияние особенно сильно испытывала Каратау-Чаткало-Нарынская краевая система, в которой формационный состав пород весьма близок геосинклинальному и локально проявлены фазы сжатия.

Во времени волна кислого вулканизма приближалась к каледонидам Тянь-Шаня. Так, в среднем ордовике вулканическая деятельность с выбросом кислого материала была развита на Памире, в верхнем ордовике — уже по северной окраине Каракум-Таджикского щита, а в нижнем девоне — в пределах восточной части Сырдарьинской антеклизы. По нашему мнению, это — свидетельство усиления во времени степени наложенной активизации.

Герцинская эпоха активизации (средний карбон — нижний триас) характеризуется наличием подвижных геосинклинальных структур — Больше-Каратауской, Чаткальской, Нарынской, Кокшаальской, Южно-Тяньшаньской, Северо-Памирской, южного продолжения Уральской геосинклинали (Аральское море и Южное Приаралье), которые являлись источниками отраженной активизации.

Выделяются тыльная, сложная (внутригеосинклинальная) и фронтальная активизации.

Тыльная герцинская активизация проявилась в Северном Тянь-Шане. Она выразилась в развитии эпикаледонских впадин, заложение которых произошло в раннем — среднем девоне. Некоторые из них образовались на срединных массивах (Тюпский прогиб, значительная часть Восточно-Киргизского),

другие — вдоль крупных разломов, протягиваясь на десятки и сотни километров.

Наибольшей степенью активизации характеризуются периферические прогибы (Сонкульский, Текесский, Турукский), располагающиеся на стыке с геосинклиналями Каратау-Чаткало-Нарынской системы. Они сложены в основном морскими отложениями, в южной части сходными со средне-тяньшаньскими. Возраст вулканитов верхнепалеозойский. Структура в северной части прогибов блоково-складчатая. В южной преобладают изоклинальные складки, опрокинутые на север и осложненные системой надвигов.

Внутренние прогибы обладают большим фаціальным разнообразием преимущественно континентальных пород и широкими пределами колебания мощностей (от 2000 до 8000 м) даже на площади одного прогиба. В наиболее полных разрезах отмечаются наземная андезитовая и дацит-липаритовая формации нижнего — среднего девона, нижняя красноцветная молассовая среднего девона (?), базальтовая формация щелочных базальтоидов калиевого ряда среднего девона, липаритовая среднего — верхнего девона, красноцветы верхнего девона — нижнего карбона, дацитовая формация визе, терригенно-карбонатная верхнего визе-намюра, терригенно-карбонатная, липарит-базальтовая, трахилипарит-андезит-базальтовая формации среднего — верхнего карбона. В структурах преобладают флексурные, сундучные и асимметричные складки, моноклинали и пологие синклинали, а также «складки основания». Среди разломов преобладают крутые надвиги и взбросы. Останцы герцинского чехла имеются и вне наложенных прогибов в виде небольших мульд и полого наклоненных моноклиналией.

Расположение герцинских интрузивов и оруденения контролируется эпикаледонским структурным планом. Они размещаются преимущественно вдоль зон разломов северо-западного и северо-восточного простираний.

Наиболее интересные рудопроявления приурочены либо к краевым частям эпикаледонских депрессий, либо к окраинам внутренних поднятий и разломам, подновленным герцинскими движениями.

Все геологические процессы в Северном Тянь-Шане происходили в условиях геоангклинального режима (В. Г. Королев, И. В. Кнауф). Разновозрастные магматические серии характеризуются наличием сиенитов. Они представлены габбро-монзонит-сиенитовой и более молодыми (пермь) аляскитовой и трахиандезит-сиенитовой формациями. С первым комплексом связаны редкометальная и железорудная минерализации; с аляскитовой формацией — свинцово-ред-

кометальное (олово, молибден) оруденение с флюоритом, редкометально-грейзеновые зоны, кварцево-турмалиновые тела с флюоритом, кварцевые жилы с касситеритом, зоны окварцевания с сульфидами; с трахиандезит-сиенитовой — серебро-свинцово-цинковые, олово-свинцово-цинковые и редкометальные проявления.

Сложная герцинская активизация развита в пределах Курамино-Ферганского срединного массива, испытавшего одновременное воздействие как со стороны Каратау-Чаткало-Нарынской геосинклинальной системы и Уральской геосинклинали (фронтальная активизация), так и со стороны Южно-Тяньшаньской и Кокшаальской геосинклиналей (тыльная).

Дробление кристаллического основания и дифференцированные движения блоков обусловили в целом развитие блоково-складчатой структуры срединного массива, но она была дополнительно осложнена специфичными наложенными структурами. Развитие их происходило одновременно. Этим вызвано изменение фаций и полноты геологических разрезов в латеральном и вертикальном направлениях, количество вулканических и плутонических образований, мозаичность строения и состава срединного массива.

Структуры срединных массивов подразделены на два класса: «авто- и ксеноструктуры».

«Автоструктуры» своим развитием обязаны автономным причинам. Они включают а) крупные сквозные поперечные просвечивающиеся структуры субмеридионального простирания различного масштаба; б) геотектонические сектора, которые уже не выходят за пределы массива; в) конседиментационные и реже фазовые складки (складчато-блоковые структуры).

«Ксеноструктуры» пространственно связаны с развивающимися геосинклинально-складчатыми системами, синхронны с основными этапами развития геосинклиналей и являются наложенными и нередко дискордантными. К ним отнесены а) краевые системы, включающие фронтальные и тыльные пригеосинклинальные бассейны и краевые (передовые и тыльные) прогибы; б) плутонические телеорогенные зоны; в) вулканические дуги.

Большое значение в строении срединного массива имели разрывные нарушения, обусловившие его блоковую тектонику и являющиеся путями проникновения в верхние слои земной коры магматических масс и гидротермальных растворов. В его пределах выделяются четыре генетических ряда плутонических комплексов, каждый из которых сопровождается своим набором полезных ископаемых: 1) собственно

срединомассивный (трубки взрыва основного состава с редкометальным (?) оруденением); 2) вулканодуговой в пределах наложенных вулканических ареалов и дуг (комплексы гранитоидного состава со скарново-магнетитовыми, скарново-полиметаллическими, скарново-шеелитовыми месторождениями и рудопоявлениями золота, свинца, цинка, меди, серебра, висмута и других элементов, по форме преобладают лакколиты, хонолиты, штоки, дайки, межпластовые залежи); 3) телеорогенный в краевых частях геосинклинальной рамы (гранодиорито-гранитные комплексы — диапир-батолиты с редкометальным оруденением); 4) инъекционно-наложенный в пределах краевых систем по зонам глубинных разломов (комплексы базитов и гипербазитов — штоки, линзы, залежи) с хромитами, проявлениями кобальта и никеля, с районами развития которых ассоциирует пермская ртутно-сурьмяная минерализация.

Фронтальная герцинская активизация затронула Каракумо-Таджикский краевой массив (выступ Русской платформы), в основном его северную окраинную часть. Здесь возникла Преджонтияньшаньская краевая система, формации и структуры которой являются промежуточными между геосинклинальными и платформенными типами. В первой половине тектонического цикла (средний девон — средний карбон) располагался пригеосинклинальный морской бассейн, в котором накапливались терригенно-карботнатная, а затем флишодная формации. Во вторую половину цикла (верхний карбон — нижний триас) прогибание дна бассейна продолжалось на фоне орогенических движений с накоплением нижней и верхней молассовых формаций. Складки представлены крупными брахиструктурами, осложненными системой прерывистых складок, разломами и надвигами.

Для фронтальной краевой системы характерно наличие линейно-вытянутых узких приразломных зон развития вулканитов основного — среднего составов (нижний—средний карбон) и редких тел ультрабазитов. Довольно широко развиты крупные гарполито-лакколитовые тела гранитоидов (средний—верхний карбон), сопровождаемые малыми телами и дайками пестрого состава (пермь) с редкометальной, ртутно-сурьмяной, флюоритовой и полиметаллической минерализацией.

По северной окраине проходит Каракумо-Гиссарская наложенная вулканическая дуга со своим комплексом тектоно-вулканических структур. Она обнажается в Юго-Западном Гиссаре и сложена вулканитами кислого и среднего составов (нижний—средний карбон).

В самом Каракумо-Таджикском краевом массиве, по

данным бурения и геофизики, установлен ряд гранитоидных массивов верхнепалеозойского возраста, которые мы относим к типу телеорогенных.

Альпийская эпоха активизации связана с развитием Средиземноморского альпийского подвижного пояса. В раннюю стадию альпийского цикла тыльная активизация выразилась в возникновении пологих впадин и поднятий, в общем отражавших структурный план герцинид, в образовании эпигерцинского платформенного чехла, представленного в основном морскими отложениями. Слабыми были также магматические и металоогенические проявления (17).

Триасово-юрские вулканогенные породы обнажаются в виде узких полос по границе Северного Памира с мезозойско-кайнозойской краевой системой и представлены лавами и туфами основного и среднего составов, чередующимися с морскими отложениями. Трубки взрывов базальтоидов установлены в последнее время в Предкопетдагском прогибе.

В пределах Южного Тянь-Шаня, особенно в его западной области, в последнее десятилетие обнаружены интрузивные тела и трубки взрывов щелочных базальтоидов (тералит-порфиры, камптониты, слюдяные пикритовые порфириты и др.). По мнению И. В. Мушкина, возраст их вероятнее всего триасово-юрский.

Щелочно-базальтовая формация отмечена в восточной части Срединного Тянь-Шаня (Сарыджаз), представленной банакитами, трахибазальтами, псевдолейцитовыми тефритами, анальцимовыми базальтами и их туфами.

В Северном Тянь-Шане имеются дайки пикритов, камптонитов, мончикитов, оливиновых базальтов кайнотипного облика (хр. Таласский, горы Учкудук и др.), а также щелочных габбро (хр. Молдотау). Кроме того, некоторыми исследователями указано на наличие трубок взрывов.

Следовательно, для триасово-юрского времени характерно возникновение трубок взрывов, реже даек и штоков и небольших покровов. Вдоль северного обрамления альпид в основном развиты продукты андезито-базальтовой формации, в Южном Тянь-Шане — щелочно-базальтовой, а в Северном Тянь-Шане — щелочных габброидов и базальтоидов.

Мы полагаем, что альпийская стадия активизации завершается раннепалеогеновой (не исключается и поздне меловой возраст) трахибазальт-трахидолеритовой формацией, представленной серией даек и штоков, а в межгорных впадинах — небольшими покровами и силами, реже эруптивными брекчиями (Таласский, Иссыккульский, Нарынский, Джумгольский, Тюлекский, Аксайский прогибы, Северная Фергана). Они обычно залегают в ассоциации с красными глинами

и мергелями прямо на породах палеозоя и докембрия и представлены биотито-кварцевыми, анальцимовыми, оливиновыми гназо- или миндалекаменными базальтами и долеритами. Дайки и штоки (хребты Талас и Кокшаал, Присонкулье и др.) сложены трахибазальтами, трахидолеритами, мончикитами и камптонитами.

Проявления эндогенной металлогении немногочисленны и представлены главным образом небольшими гидротермальными полиметаллическими и ртутными образованиями в Западном Гиссаре и районах на границе с Туркменией (Кургитанг). Они размещаются в юрских отложениях, но в толщу меловых не проникают. Проявления эндогенной минерализации в меловых и палеогеновых отложениях в Узбекистане не встречены. Это позволяет предположить, что наблюдаемая полиметаллическая и эпигерцинская ртутная минерализация Южного Узбекистана и Туркмении связана с ранними фазами альпийского тектогенеза. Возможно, сюда же отойдут и некоторые сульфидные проявления юго-западных отрогов Гиссарского хребта, условно относимые пока к верхнему палеозою.

Наиболее важная структурная перестройка, увеличение проявлений магматизма и оруденения характерны для второй половины альпийского цикла. Если учесть, что степень этих преобразований возрастает с севера на юг, т. е. в сторону альпийской геосинклинальной области, и что альпийский цикл здесь весьма интенсивный, то явным становится активизирующее воздействие ее на эпигерцинскую платформу. Об этом свидетельствует и то, что перестройка тектонического плана с субширотного на субмеридиональный (точнее юго-западный) происходила наиболее интенсивно в палеогене. Прогибы и поднятия Таджикской депрессии Юго-Западного Гиссара концентрически располагаются относительно структурных дуг Памира. Следовательно, их формирование обусловлено воздействием на герцинско-киммерийские структуры развивающейся альпийской геосинклинали.

Альпийская магматическая деятельность на территории Узбекистана не отмечалась. Однако небольшие проявления преимущественно базальтового состава известны в центральных и восточных частях Тянь-Шаня. Они представлены дайками и пластовыми залежами и сложены оливиновыми базальтами и долеритами, муджнеритами и абсарокитами, тешенитами и кринанитами, камптонитами и мончикитами, бесполевошпатowymi щелочными и анальцимовыми базальтами. Вероятный их возраст четвертичный, так как они обнаружены Г. М. Гапеевой среди отложений неогена в бассейне р. Тоюна (КНР).

Следовательно, в альпийский цикл Средняя Азия подверглась тыльной активизации, выразившейся в некоторой складчато-блоковой перестройке территории, сопровождающейся локальными проявлениями преимущественно щелочно-базальтоидного магматизма типично платформенного типа, полиметаллическим и ртутным оруденением.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллаев Х. М. Опыт классификации рудно-петрографических провинций. «Узб. геол. ж.», 1959, № 4.
2. Абдуллаев Х. М. О петрометаллогенических рядах магматических пород и эндогенных месторождений. «Сов. геол.», 1960, № 5.
3. Абдуллаев Х. М. Принципы выделения структурно-геологических зон, рудно-петрографических провинций и рудных районов. «Узб. геол. ж.», 1961, № 4.
4. Абдуллаев Х. М. Рудно-петрографические провинции СССР. М., изд-во «Наука», 1965.
5. Абдуллаев Х. М., Борисов О. М. Некоторые закономерности развития срединных массивов. «Сов. геол.», 1963, № 8.
6. Абдуллаев Х. М., Борисов О. М. Геологическое районирование Средней Азии как основа прогнозирования полезных ископаемых. В сб. «Методика составления металлогенических карт». Ташкент, изд-во «Наука» АН УзССР, 1964.
7. Абдуллаев Х. М., Борисов О. М., Лордкипанидзе Л. Н. Главнейшие руднопетрографические провинции СССР. «Узб. геол. ж.», 1960, № 3.
8. Борисов О. М. Типы прогибов Средней Азии. Сб. тезисов «Прогнозы». Л., 1966.
9. Борисов О. М. Курамино-Ферганский срединный массив и его положение среди герцинид Тянь-Шаня. Автореф. докт. дисс., Ташкент, 1970.
10. Борисов О. М., Лордкипанидзе Л. Н. Роль процессов «наложенной» («отраженной») активизации в развитии земной коры. В сб. «Геология и полезные ископаемые Узбекистана». Ташкент, изд-во «Наука» АН УзССР, 1964.
11. Карпова Е. Д. Металлогенические провинции сводово-глыбового типа. В сб. «Металлогения Тянь-Шаня». Фрунзе, изд-во «Илим», 1968.
12. Луйк А. А. Наиболее молодые свинцовые месторождения Центрального Тянь-Шаня. «Геология рудных месторождений», 1960, № 3.
13. Попов В. И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Ташкент. Изд. Комитета наук УзССР, 1938.
14. Семенов А. И. Принципы и методика составления металлогенической карты Восточного Казахстана. «Сов. геол.», сб. 58, 1957.
15. Смирнов В. И. Очерки металлогении. М., Госгеолиздат, 1963.
16. Турбин Л. И., Малыгин В. В. Об альпийском эндогенном оруденении некоторых районов Западного Тянь-Шаня. В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. VII, М., изд-во «Наука», 1964.
17. Хамрабаев И. Х. и др. Некоторые черты киммерийской и альпийской металлогении в Узбекистане. В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. VII, М., изд-во «Наука», 1964.

18. Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., изд-во «Недра», 1964.
19. Хренов П. М., Комаров Ю. В. О положении вулканических поясов в структуре Восточной Азии. В сб. «Тектоника Советского Дальнего Востока и прилегающих территорий». М., изд-во «Наука», 1968.
20. Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации, М., изд-во «Недра», 1968.
21. Чень Го-да. Область «дива» — постплатформенная подвижная область нового типа. «Сов. геол.», 1965, № 10.

УДК 551.242.4+553.3.078 (235.216)

К. Л. БАБАЕВ

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНО- МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ И ЕЕ МЕТАЛЛОГЕНИЯ НА ПРИМЕРЕ ТЯНЬ-ШАНЯ

Тектоно-магматическая активизация как своеобразная форма развития земной коры привлекает внимание исследователей сравнительно недавно. Это понятие возникло в связи с тем, что наряду с классическими формами развития земной коры (подвижной — геосинклинальной и устойчивой — платформенной) наблюдались своеобразные, специфические тектоно-магматические процессы в районах, где циклическое развитие было закончено. Здесь все геологические процессы (тектонические, магматические) и явления отличались от обычных, связанных циклической формой развития земной коры.

Начало учения о новых типах развития земной коры положено, очевидно, В. А. Обручевым, указавшим на своеобразные глыбовые формы горообразовательных процессов. Далее это представление развивается под названием тектоно-магматической активизации, получив различные определения (Т. Ф. Мирчинк, Е. В. Павловский). М. С. Нагибина называет его «ревивацией». Выделяются различные типы проявления активизации, например, «отраженная» или «сателлитовая» (М. И. Ициксон), «автономная» (А. Д. Щеглов), «резонансная» (Ю. А. Пущаровский) и др. В. В. Белоусов, Чень Го-да, А. Л. Яншин, В. И. Смирнов, Г. Н. Щерба, В. Л. Масайтис, Ю. Т. Старицкий, П. М. Хренов, Д. И. Горжевский и др. рассматривали типизацию регионов активизации в планетарном и континентальном масштабах.

Одним из инициаторов отношения к активизации как к самостоятельному направлению по праву можно считать А. Д. Щеглова. Еще в 50-е годы в процессе детальных ме-

таллогенических исследований одного из классических регионов — Забайкалья он отчетливо охарактеризовал специфические и своеобразные черты геотектонических форм и связанные с ними некоторые типы магматизма с рудообразованием.

В дальнейшем понятие «активизация» приобрело четкое и конкретное содержание, и тектоно-магматическая активизация выделилась как самостоятельная естественно-историческая форма развития земной коры.

Однако в характере проявления этого своеобразного процесса, особенно его металлогении, еще много неясного. Это отчетливо выяснилось на специальном Всесоюзном металлогеническом совещании, состоявшемся в 1973 г. в Иркутске. Трудности познания данного процесса особенно остро ощущаются, когда активизация рассматривается на конкретном регионе, например, Тянь-Шане.

С 60-х годов при региональных металлогенических исследованиях Средней Азии мы исследовали проявления тектоно-магматической активизации. При этом установлено следующее:

1. История геологического развития Тянь-Шаня охватывает два главных периода: палеозойский геосинклинальный и мезозойско-кайнозойский субплатформенный; в результате многократных тектоно-магматических процессов формировалось сложное геолого-тектоническое сооружение.

В пределах складчатой системы Тянь-Шаня активизация намечается после консолидации каждого тектоно-магматического цикла (каледонского, герцинского и мезозойско-кайнозойского).

Для подробного освещения особенностей каждого этапа активизации данных пока недостаточно.

По характеру проявления тектоно-магматической активизации В. В. Белоусов относит территорию Тянь-Шаня к тяньшаньскому типу, а А. Д. Щеглов — к зонам «автономной» активизации. Также отмечаются типичные «дива»; по Чень Го-да, они подходят ко второму подтипу его глыбового типа, названному среднеазиатским. Им свойственны разломы большого смещения, в результате которых образовались крупные поднятия (Северо-Тяньшаньский пояс) и опускания — типичные «дива» (Южный Тянь-Шань).

2. В поперечном сечении складчатых областей Тянь-Шаня устанавливается резко выраженное поясно-зональное и ступенчатое строение: Северо-Тяньшаньский пояс сложен преимущественно каледонидами, Южно-Тяньшаньский — герцинидами. Каждый из них имеет двучленное строение: се-

верную и южную ветви, отличающиеся друг от друга по характеру магматизма и геотектонического режима.

Например, северная ветвь Северного Тянь-Шаня отличается от южной тем, что на сложно построенном консолидированном каледонском основании возникает арена интенсивной тектоно-магматической активизации, сопровождающейся свинцово-цинковой, золоторудной и редкометальной минерализациями (Чу-Илийская геологическая зона*), мощным вулканизмом (Кетменьская), проявлением сравнительно мощных гранитоидных и щелочных интрузий.

В пределах южной ветви выделяются зоны автономной активизации, отличающиеся проявлением пермских лейкократовых гранитоидных интрузий (Киргизская геологическая зона — Караджилгинский массив), с которыми связана минерализация редких металлов, олова, золота, свинца, цинка и др.

На территории Южно-Тяньшаньского пояса автономная тектоно-магматическая активизация отчетливо выражена в пределах его ядерных зон, главным образом в Гиссарской и Кураминской.

Гиссарская зона характеризуется развитием в консолидационно-палеозойском основании щелочно-базальтоидных формаций, связанных с процессами эпипалеозойской активизации, а также проявлением трубок взрыва, широко развитых даек основного состава и другими образованиями, типичными для указанных зон активизации.

Эта активизированная ядерная зона состоит из нескольких геологических этажей, в которых размещены месторождения различных генетических типов — от пегматитов, апогранитов, скарнов, связанных с геосинклинальным этапом развития, до телетермальных (свинцово-цинковых, флюоритовых и золоторудных), свойственных зонам активизации.

В Кураминской ядерной зоне широко развиты послеконсолидационные разрывные нарушения, характерные для блоковых структур, сопровождающиеся гипабиссальными и вулканогенными магматическими образованиями среднего и кислого составов. Этой полигенной активизированной зоне присущи весьма сложные рудные формации черных, цветных, благородных и редких металлов.

Как и в Гиссарской зоне, здесь развита скарновая, апогранитовая и гидротермальная рудная минерализация сложного состава, относящаяся к геосинклинальному этапу раз-

*) По схеме районирования К. Л. Бабаева.

вития, а более поздняя — флюоритовая, золоторудная, свинцово-цинковая и некоторые другие типы оруденения — к послекладчатому и связана с процессами «автономной» активизации локального характера.

3. Наиболее ярким выражением проявления автономной активизации в пределах Тянь-Шаньской складчатой системы является проявление интрузий щелочных магм, которые четко отличаются от обычных, образовавшихся в результате внутрициклических тектоно-магматических процессов.

Одни интрузии щелочного состава отмечаются в период послеконсолидационного этапа каледонской складчатости, другие датируются средним палеозоем, но главная масса их отложилась после завершения герцинской складчатости и размещается преимущественно в образованиях перми, реже среднего и верхнего карбона.

Интрузии щелочных пород приурочены к зонам тектонической активизации, представленным региональными разломами; выходы отдельных обособленных массивов расположены последовательно в определенном направлении вдоль контролирующих разрывных нарушений.

В пределах Тянь-Шаня выделяются три крупных региона активизации, связанные с проявлением щелочных магм: Прииссыккульский, Чаткало-Кураминский и Алай-Туркестанский. Кроме того, щелочные интрузии развиты в некоторых других зонах автономной активизации.

Массивы щелочных магм многофазные; они проявляются в следующем порядке: габброидные, щелочноземельные, щелочные и щелочные.

Металлогенические особенности рассматриваемых зон автономной тектоно-магматической активизации сопровождаются сульфидной (свинец, ртуть, сурьма, мышьяк) и флюоритовой минерализацией, в отдельных зонах установлено оруденение редких и рассеянных элементов.

Тектоно-магматическая активизация, в нашем представлении, — это особый тип развития земной коры. Активизацию необходимо рассматривать с четырех позиций: планетарной, континентальной, региональной и локальной. Каждый тип процесса активизации проявляется своеобразно и характеризуется, очевидно, специфическими факторами, определяющими его форму и содержание.

В пределах Тянь-Шаньской складчатой системы отмечены два типа активизации: региональная и локальная. Общая характеристика региональной активизации приведена выше.

Для нас наиболее важной является локальная, или «остаточная» активизация. Она свойственна каждому циклу геосинклинального и платформенного периодов развития земной коры. Активизация, в отличие от циклического развития земной коры, — явление остаточное и представляет собой результат деятельности отдельных термодинамических узлов, поэтому она возникает после завершения главного цикла магматизма в пределах отдельных его участков, геосинклинальных и платформенных областей и проявляется локально. По сравнению с циклическим развитием этот процесс аномальный, поэтому не всегда удается установить определенные закономерности его проявления в пространстве и времени.

В пределах Тянь-Шаньской складчатой системы характерными специфическими признаками зон «локальной» активизации являются следующие факторы: проявления щелочных интрузий, мелких интрузий лейкократовых гранитоидов, гипабиссальных гранит-порфировых интрузий, наличие дайковых полей основного состава, отсутствие пегматитов и скарнов, гидротермальная рудная минерализация определенных элементов. Ниже каждый фактор характеризуется подробно.

1. Проявления щелочного магматизма отличаются сугубо специфическими геологоструктурными, физико-химическими, петрохимическими и геохимическими особенностями. Контактный метаморфизм соответственно имеет свою металлогеническую специализацию. По всем перечисленным признакам он существенно отличается от обычного гранитоидного магматизма, свойственного циклическому геосинклинальному этапу развития земной коры. Характерными примерами могут служить все зоны проявления щелочного магматизма Северного и Южного Тянь-Шаня.

В Средней Азии выявлено и закартировано более ста интрузивных массивов щелочных и субщелочных пород, составляющих всего 3% общей площади, сложенных интрузивной фацией. Такое количественное соотношение свидетельствует о том, что щелочные формации существенно отличаются от обычных геосинклинальных типов магматизма объемом отдельных интрузивных тел и общим количеством проявлений.

2. Следующим специфическим признаком является наличие небольшой интрузии лейкократовых ультракислых гранитов обычно молодого возраста (преимущественно пермского), проявляющихся среди древних осадочно-метаморфических комплексов, а также допалеозойских и нижнепалеозой-

ских гранитоидов. Эти интрузии тоже существенно отличаются от типичных геосинклинальных гранитоидов. Примерами могут служить интрузии лейкократовых гранитов в пределах Актюзского рудного поля (Чу-Илийская геологоструктурная зона, рис. 2), в Караджилгинском массиве (Киргизская геологоструктурная зона, рис 3) и других регионах Северного Тянь-Шаня. Для них характерна редкометальная геохимическая специализация.

3. Проявление гипабиссальных гранит-порфировых интрузий, значительно отличающихся от обычных гранитоидных, характерных для геосинклинальных типов развития. Порфировидные граниты в Тянь-Шане развиты ограниченно (составляют всего 1,6% общей площади, сложенной интрузивными комплексами). Металлогеническая специализация гранит-порфиров еще недостаточно изучена, тем не менее в отдельных районах наблюдаются определенные признаки обогащения; например, в пределах Кугитангского массива (юго-западные отроги Гиссара) установлена оловорудная и флюоритовая минерализация.

4. Району с автономной или локальной магматической активизацией свойственны проявления дайковых образований основного состава, различные порфириты, особенно породы лампрофирового ряда*. Как мы полагаем, во всех случаях дайковые образования основного состава характерны только для зоны активизации.

Рассматриваемые формации магматических пород, особенно лампрофиры, в петрологическом отношении аномальные. Они, как правило, не выдержаны по петрографическому составу, петрохимическим и геохимическим особенностям.

Все вышеперечисленные петрологические типы магматических образований: щелочные интрузии, интрузии лейкократовых гранитов и дайковые поля — остаточного происхождения (отсюда термин «остаточная активизация»); они являются дериватами-дифференциатами крупных батолитовых интрузий. Активизация этих остаточных масс значительно оторвана во времени от деятельности материнских интрузий.

5. Для зон активизации всех типов совершенно не характерны пегматиты и скарны, в то время как они типичны для отдельных этапов геосинклинальной стадии развития земной коры.

* По нашему мнению, большинство лампрофиров ассимиляционного происхождения должно быть рудоносным, несущим золото и особенно олово.

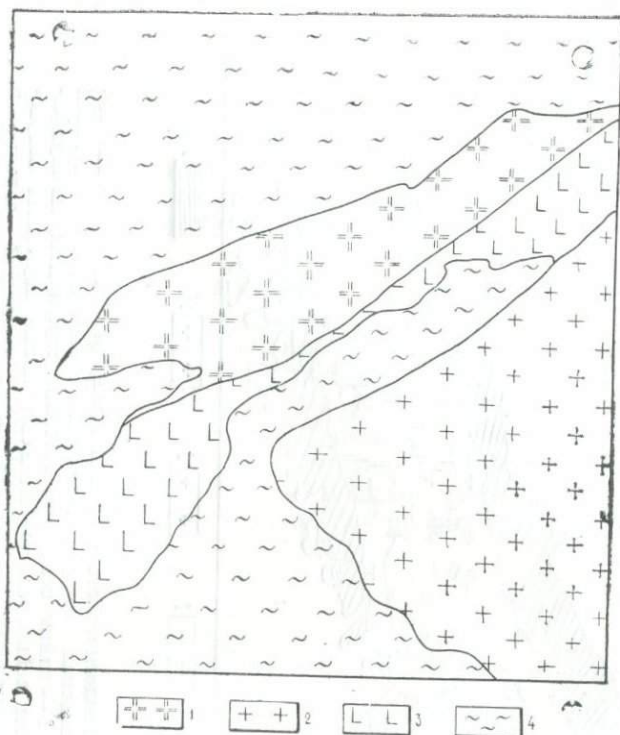


Рис. 2. Схема геологического строения юго-восточной части Чу-Илийской зоны (Актюзское рудное поле): 1 — граниты лейкократовые субщелочного состава пермского возраста, связанные с тектоно-магматической активизацией; 2 — гранитоиды повышенной основности (гранодиориты, кварцевые диориты) Pt_3 ; 3 — гранитоиды основного состава (диориты, габбродиориты, кварцевые монзониты) Pt_3 ; 4 — древние метаморфические комплексы (гнейсы, сланцы, мраморы) Pt_3 .

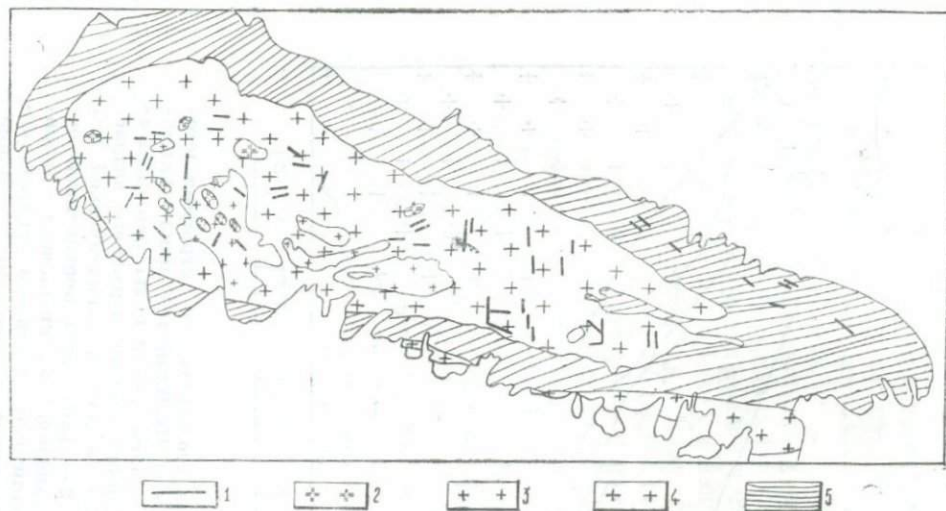


Рис. 3. Схема геологического строения площади Караджилгинского интрузивного массива. Породы, связанные с тектоно-магматической активизацией: 1 — дайки основного состава (порфириды, лампрофиты); 2 — граниты лейкократовые мелкозернистые пермского возраста; вмещающие породы: 3 — гранитоиды повышенной основности (гранодиориты, диориты) C_{m3} — 0; 4 — граниты-гранодиориты Pt_3 ; 5 — осадочно-метаморфические комплексы (сланцы, мраморы) Pt_3 .

6. Зонам активизации свойственны только гидротермальный, отчасти эманационный тип минерализации, несущий определенные рудные элементы (свинец, цинк, золото, сурьма, ртуть, отчасти висмут и особенно фтор).

Особенно характерны для Средней Азии и, возможно, других районов, зон активизации, оловорудная и редкометальная минерализация. Убедительными примерами могут служить Актюзская, Караджилгинская (Северный Тянь-Шань), Сарыджазская, Саргардонская, Кугитангская (Южный Тянь-Шань) группы оловорудных и редкометальных месторождений. Исходя из этого, можно полагать, что все зоны магматической активизации представлены лейкократовыми гранитоидами и перспективны на олово и редкие металлы.

Можно было бы привести еще ряд факторов, характерных для зон «локальной» активизации, но для этого необходимы дополнительные исследования. В то же время перечисленных признаков вполне достаточно для того, чтобы показать специфические особенности активизации как особой формы развития земной коры. С целью выяснения более надежных специфических геологических факторов, характеризующих сущность тектоно-магматической активизации и особенно ее металлогении, необходимо продолжать исследования в этом направлении.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бабаев К. Л. и др. Активизированные зоны Тянь-Шаня и их металлогения. Тезисы докл. VIII Всесоюз. металлоген. совещ. Иркутск, 1973.

2. Белоусов В. В. Явление тектонической активизации в развитии земной коры. В кн. «Активизированные зоны земной коры». М., изд-во «Наука», 1964.

3. Вилибин Ю. А. Общие принципы регионального металлогенического анализа. Избр. тр., т. III. М., Изд-во АН СССР, 1961.

4. Вольвовский Б. С. и др. Строение земной коры и верхней мантии основных геоструктурных зон запада Средней Азии. В кн. «Строение и развитие земной коры». М., изд-во «Наука», 1964.

5. Горжевский Д. И., Фогельман Н. А. Тектоническое и металлогеническое районирование зон активизации на примере Забайкалья. ДАН СССР, т. 166, 1966, № 1.

6. Игнатович В. И. Дайки и молибдено-вольфрамовая минерализация Первомайской интрузии мезозойских гранит-порфиров. Сб. геол.-производ. информ. 1959, № 3.

7. Ицксон М. И. Геологические типы оловорудных формаций складчатых областей и областей тектоно-магматической активизации. В кн. «Геологические типы, условия образования и закономерности размещения месторождений олова и вольфрама северо-запад-

ного сектора Тихоокеанского рудного пояса». Владивосток. Изд-во СО АН СССР, 1966.

8. Ицкисон М. И. Новые аспекты металлогении подвижных поясов восточноазиатского типа в связи с особенностями глубинного строения тихоокеанской окраины СССР. «Сов. геол.», 1966, № 1.

9. Масайтис В. Л., Старицкий Ю. Г. Структуры «дива» Восточной Азии. В кн. «Строение и развитие земной коры». М., изд-во «Наука», 1964.

10. Металлогения активизированных областей. Тезисы докл. VII Всесоюз. металлогенич. совеща. Иркутск, 1973.

11. Мирчинк Г. Ф. Основные закономерности развития земного лика. БМОИП, отд. геол., вып. 3—4, 1940.

12. Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963.

13. Обручев В. А. Рудные месторождения. М., ОНТИ, 1935.

14. Павловский Е. В. О некоторых общих закономерностях развития земной коры. «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1953, № 5.

15. Радкевич Е. А. Полицикличность оруденения и явления активизации в металлогенических провинциях Восточной Азии. В кн. «Вопросы металлогении». М., изд-во «Недра», 1965.

16. Смирнов В. И. Металлогения тектонических зон геосинклиналей. В кн. «Вопросы металлогении». М., изд-во «Недра», 1965.

17. Хамрабаев И. Х. и др. Некоторые черты киммерийской и альпийской металлогении Узбекистана. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 7. М., изд-во «Наука», 1964.

18. Чень Го-да. Область «дива» — послеплатформенная подвижная область нового типа. Сциэнтia Синика (рус. транск.), 14, № 10, 1965.

19. Шульц С. С. Геоструктурные области и положение в структуре Земли областей горообразования по данным новейшей тектоники СССР. В кн. «Активизированные зоны земной коры». М., изд-во «Наука», 1964.

20. Щеглов А. Д. Особенности размещения мезозойских рудных месторождений в активизированных каледонских структурах Западного Забайкалья. Материалы Всесоюзной конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса. Вып. I, Владивосток, 1960.

21. Щеглов А. Д. Об эндогенных месторождениях активизированных складчатых областей. Тр. ВСЕГЕИ, т. 103, 1964.

22. Щеглов А. Д. Металлогения активизированных складчатых областей Востока СССР. В кн. «Вопросы металлогении». М., изд-во «Недра», 1965.

23. Щеглов А. Д. Мезозойские эндогенные рудные формации активизированных складчатых областей Забайкалья. В кн. «Рудные формации Сибири и Дальнего Востока». М., Изд-во АН СССР, 1965.

24. Щеглов А. Д. Главные особенности металлогении областей автономной активизации. ДАН СССР, т. 169, 1966, № 2.

25. Щеглов А. Д. Основные черты металлогении зон автономной активизации. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 8. М., изд-во «Наука», 1967.

26. Щеглов А. Д., Розинов М. И. О признаках связи эпitherмальной минерализации Западного Забайкалья с посленижнемеловыми субщелочными интрузиями. В кн. «Металлогенические специализации магматических комплексов». М., изд-во «Недра», 1964.

27. Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. М., изд-во «Недра», 1968.

28. Яншин А. Л. Тектоническое строение Евразии. «Геотектоника», 1965, № 5.

В. А. АРАПОВ, В. П. КОРЖАЕВ, В. В. МИХАЙЛОВ

ТИПЫ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СТРУКТУР ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКОГО РЕГИОНА И ИХ РОЛЬ В РАЗМЕЩЕНИИ ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ

В пределах Чаткало-Кураминских гор широко развиты структуры, образование которых связано с вулканическими процессами. Общие особенности строения вулканоструктур, их главные группы впервые были выделены В. А. Араповым (3, 4). В дальнейшем отдельные из них получили более детальную характеристику в работах других исследователей (2, 12, 14, 23). За последние годы фациально-формационное расчленение вулканитов и палеовулканологические реконструкции по отдельным площадям позволили, с одной стороны, выявить новые типы вулканоструктур, с другой — установить общность строения и условия формирования выделенных ранее компенсационных структур. Это, в свою очередь, способствовало систематизации их по типам и установлению основных черт металлогенической специализации.

В настоящее время существует ряд классификаций вулканоструктур, основывающихся главным образом на их генезисе.

Впервые со структурами обрушения древних вулканических полей столкнулись шотландские геологи при картировании вулканических центров Шотландии и Северной Ирландии. Представления шотландских геологов о вулканических структурах обрушения были существенно дополнены Р. В. ван Беммеленом. Создав классификацию форм, возникающих в областях современного вулканизма, он выделил тектоно-вулканические депрессии, которые образуются не только за счет обрушения кровли камер в связи с быстрым извержением магмы, но и за счет тектонических явлений. К этой группе были отнесены все переходные формы между вулканическими структурами типа кальдер и тектоническими типа грабенов. Кроме того, он выделил куполообразные поднятия над лакколитоподобными интрузиями.

Положение о связи структур обрушения с катастрофическими извержениями игнимбритов, высказанное Р. В. ван Беммеленом, было развито Х. Вильямсом (1941). Рассматривая геологические особенности вулканических просадок, он пришел к выводу, что существуют два основных типа кальдер: связанные с латеральными извержениями основных лав (тип Гленко); возникшие в результате центральных катастрофических выбросов кислого состава в форме пепло-

вых потоков (тип Кракатау). Кроме того, были выделены вулcano-тектонические грабены, расселины, крупные вулcano-тектонические депрессии. Представления Х. Вильямса о связи кальдерообразования с интрузивным вулканизмом в дальнейшем получили широкое распространение.

В. И. Влодавец (7, 8) в своей классификации, составленной на основе изучения вулканических форм Камчатки, различает вулcano-тектонические депрессии и кальдеры разных типов (обрушения, оседания, провала и расплавления).

Е. К. Мархинин (17) выделил отрицательные формы вулканического рельефа, образованные эндогенными и гравитационными силами или наложением процессов эрозии на первоначальные вулканические формы.

Х. Вильямс (1969) предложил новую классификацию кальдер, подразделяя их на две группы: ассоциирующие с эксплозивными извержениями больших объемов кислой магмы (Кракатау, Катмай, Вэлис); с эффузивными излияниями базальтовой магмы (Масая, гавайский, галапагосский типы).

В Советском Союзе большое внимание уделяется изучению вулcanoструктур в Восточно-Сихоте-Алинской (21, 24), Охотско-Чукотской (6) и Центрально-Казахстанской (1, 13, 22) палеовулканических областях. Появляются первые сводки по структурам магматических комплексов центрального типа (20). Особый интерес к вулcanoструктурам и вулcano-плутоническим структурам вызван приуроченностью к ним огромного количества рудных месторождений (18). Не является исключением в этом отношении Бельтау-Кураминский вулcano-плутонический пояс. Выявление особенностей строения вулcanoструктур, их роли в рудолокализации, типизация имеют определенный практический интерес. Вулcanoструктуры этого пояса по генетическому типу, форме, характеру движений и истории развития разделяются на вулcano-тектонические грабены, мульды проседания, кальдеры, мульды экстрезивных куполов, куполообразные поднятия (рис. 4).

ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Вулcano-тектонические грабены представляют собой линейно-вытянутые депрессионные структуры, ограниченные сбросами и заполненные позднепалеозойскими вулканогенными образованиями. Происхождение их тесно связано с вулканической деятельностью среднекарбонового и нижнепермского возрастов, которая характеризуется преимущественно трещинным типом извержений. Состав вулкаников — основной средний. Выделяются полигенные грабе-

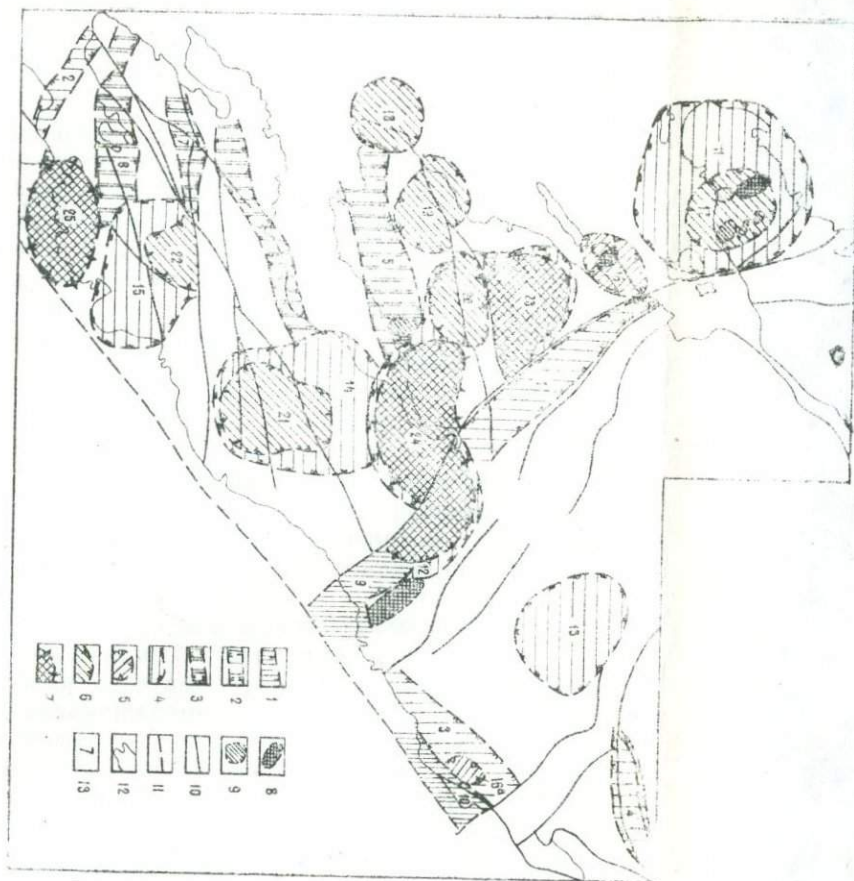


Рис. 4. Схема размещения вулканотектонических структур в Чаткало-Кураминском блоке Бельтау-Кураминского вулканоплутонического пояса:

1 — приразломные депрессии; 2 — моногенные грабены; 3 — полигенные грабены; 4 — мульды проседания (вулканотектонические депрессии). Кальдеры типов: 5 — Кракатау; 6 — Вэлис; 7 — резургентные; 8 — куполообразные поднятия; 9 — мульды экструзивных куполов; 10 — разломы достоверные; 11 — разломы, предполагаемые по геофизическим данным; 12 — границы палеозойских образований; 13 — типы вулканоструктур.

Наименование структур. Моногенные грабены: 1 — Такелийский; 2 — Тереклинский; 3 — Гавасайский; 4 — Касанский. Полигенные грабены: 5 — Шаваз-Дукентский; 6 — Алмалыкский; 7 — Алтынтотканский; 8 — Курусай-Джангалыкский. Приразломные депрессии: 9 — Чадакская; 10 — Коксарек-Кумлайская. Мульды проседания: 11 — Каржантауская; 12 — Камчикская; 13 — Кугалинская; 14 — Лашкерекая; 15 — Адрасманская. Кальдеры Кракатау: 16 — Майгаданская; 16а — Булакбашинская. Кальдеры Вэлис: 17 — Оясайская; 18 — Балгалинская; 19 — Карабашская; 20 — Чилтенская; 21 — Акшуранская; 22 — Тавакская. Кальдеры резургентные: 23 — Кызылнуринская; 24 — Бабайтаудорская; 25 — Самгарская.

ны, сформировавшиеся в течение нескольких этапов вулканической деятельности, и моногенные, возникшие в период извержения пород одной вулканогенной формации.

В пределах Западного и Центрального Карамазара выделяются Курусай-Джангалыкский, Алмалыкский, Алтынтопканский, Долонинский, а на правом берегу р. Ангрен — Шаваз-Дукентский полигенные вулканотектонические грабены (рис. 4, 5). Они располагаются вдоль зон Баштавакского, Алмалык-Наугарзанского, Ахангаранского, Окурдаванского и других глубинных разломов.

Простирание вулканотектонических грабенов преимущественно субширотное с небольшими отклонениями к северо-востоку и северо-западу; длина их — 12—46 км, ширина — от 1—2 до 11 км. Грабены заполнены вулканогенными образованиями андезитовой и дацитовых формаций среднекарбонного возраста, в составе которых преобладают андезитовые, трахиандезит-базальтовые порфиры и дацитовые порфиры. В относительно слабо эродированных структурах (Алтынтопканская, Алмалыкская и др.) широко развиты вулканы эффузивной, экструзивной и эксплозивной фаций. В сильно размытом Долонинском грабене сохранились только субвулканические образования.

Мощность покрова эффузивно-пирокластических и игнибритовых пород описываемых структур — 700—1500 м.

Северо-восточными сдвигами грабены часто разбиты на отдельные блоки, перемещенные относительно друг друга на расстояние от нескольких десятков метров до 5 км (Курусай-Джангалыкский, Алтынтопканский).

Начало формирования вулканотектонических грабенов по времени совпало с вулканической активизацией в московском веке и завершилось в позднем карбоне. До этого времени площади их являлись областями сноса, что подтверждается значительной эрозией мощной карбонатной толщи среднего палеозоя, которая на отдельных участках была уничтожена почти полностью. Можно наметить два этапа образования полигенных линейных депрессий: первый — обновление зон глубинных разломов и мощные трещинные излияния андезитовых и трахиандезит-базальтовых порфиритов с внедрением в завершающие этапы крупных экструзий андезито-дацитовых порфиритов. Синхронно с вулканической деятельностью происходило компенсационное погружение площадей грабенов, заполнявшихся продуктами вулканизма. Второй этап проседания структур связан с кратковременными трещинными эксплозиями огромных масс игнибритовых потоков трахиандезит-дацитового и дацитового составов.

При определении масштабов проседания грабенов учиты-

бается мощность выполняющих их лавово-пирокластических толщ (700—1500 м). Объем сохранившихся вулканитов в пределах Алмалыкского грабена — 20 куб. км; Алтынташканского — 26; Курусай-Джангалыкского — 40, Шаваз-Дукентского — 105 куб. км. Учитывая, что значительная часть вулканитов уничтожена эрозией, а пирокластическая их составляющая рассеяна в воздухе при извержениях, объем вулканического материала можно удвоить.

Проседание дна грабенов происходило неравномерно по всей площади. Это приводило к образованию большого количества синвулканических продольных и поперечных разломов, по которым площади структур разбиты на отдельные блоки со значительной амплитудой относительного перемещения. Вследствие этого в пределах грабенов из-под покрова вулканитов местами обнажаются карбонатные отложения среднего палеозоя и среднекарбонные гранитоиды, слагающие фундамент.

Моногенные грабены (см. рис. 5, 1—А), в отличие от предыдущих, сформированы в один этап вулканизма и выполнены породами одной вулканогенной формации. По времени образования эти структуры подразделяются на среднекарбонные и нижнепермские.

К среднекарбонным грабенам относятся Тереклинский и Гавасайский (см. рис. 4). Первый представляет собой крупную линейно-вытянутую депрессию, протягивающуюся на 70 км в северо-западном направлении от долины р. Ангрен до северных окончаний гор Каржантау. Структура трассирует зону глубинного Угам-Кумбельского разлома и ограничена по периферии Кумбельским и Кенкольским сбросами. Ширина ее — 4—9 км (в среднем 7 км). На северо-западе на грабен наложена Каржантауская, а на юго-востоке Камчикская кольцевые мульды проседания.

Гавасайский грабен расположен в восточной части южного склона Кураминского хребта. В плане это вытянутая в северо-восточном направлении впадина длиной около 30 км при ширине 2—6 км. С севера депрессия ограничена зоной разлома, залеченной штоками и дайками габбро-диоритов, диоритов, гранитов и сиенитов. На юге грабен телескопируется более молодым приразломным прогибом.

Тереклинский и Гавасайский грабены выполнены мощной толщей (1000—4000 м) вулканитов андезит-дацитово-гранодиоритовой формации (средний карбон, башкирский ярус), прорванной среднекарбонными диоритами и гранодиоритами. По фациальному составу это преимущественно лавы и туфы андезитовых, трахиандезитовых и андезито-дацитовых порфиритов. В Тереклинском грабене, кроме названных, сохранились ос-

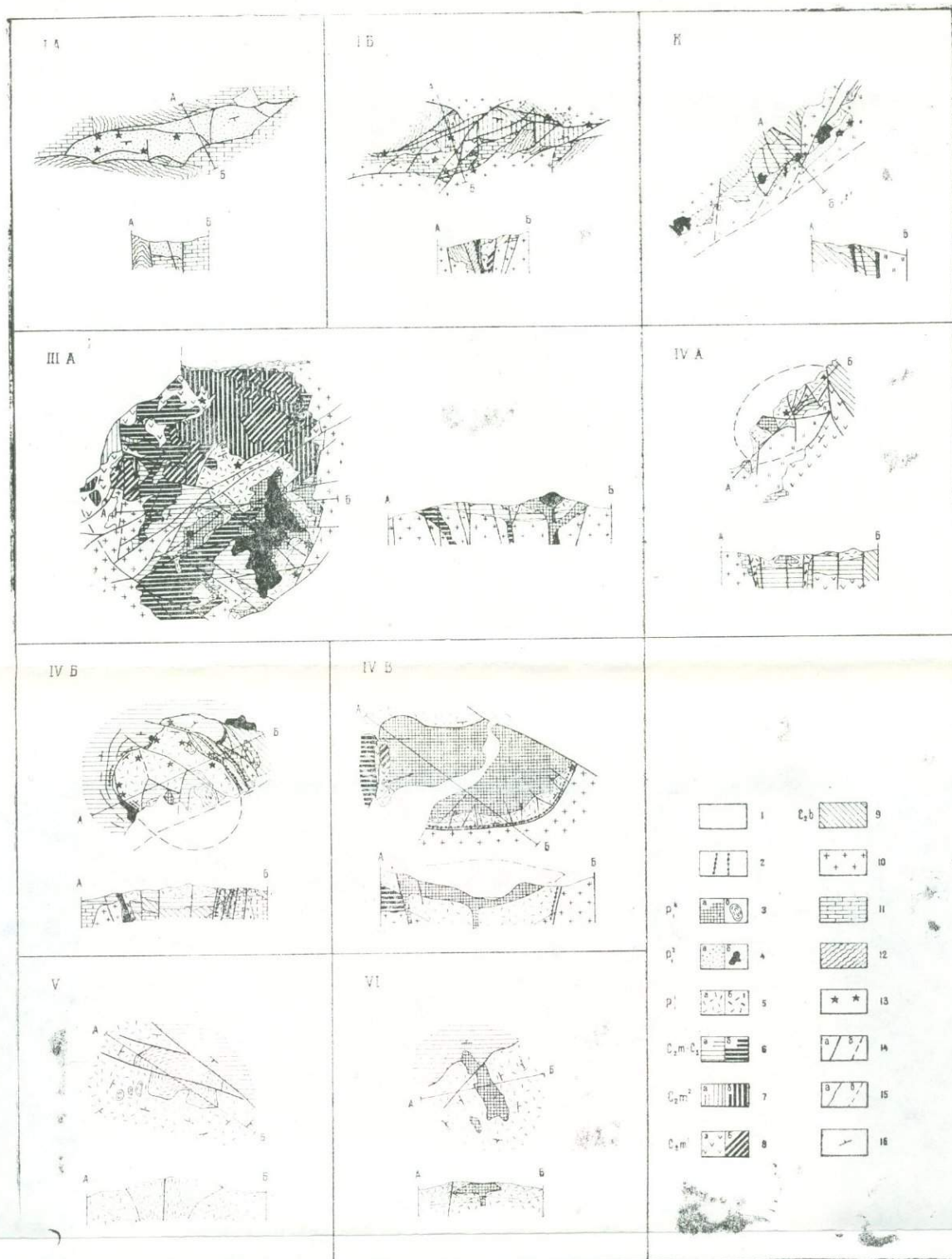


Рис. 4. Схема строения различных типов вулканоструктур в Чаткало-Кураминском блоке Бельтау-Кураминского вулканоплутонического пояса: 1 — мезозойские и кайнозойские отложения; 2 — субвулканические дайки. Формации: 3 — трахилипаритовая (фашии: а — гипабиссальных интрузий, б — экстрезивная); 4 — трахиандезитовая (фашии: а — лавово-пирокластическая, б — гипабиссальных интрузий); 5 — липаритовая (фашии: а — лавово-пирокластическая, б — жерловая и субвулканическая); 6 — дацит-андезитовая (фашии: а — лавово-пирокластическая, б — жерловая и субвулканическая); 7 — дацитовая (фашии: а — игнимбритовая, б — субвулканическая); 8 — андезитовая (фашии: а — лавово-пирокластическая, б — жерловая и субвулканическая); 9 — андезит-дацитовая; 10 — гравитоиды; 11 — известняки; 12 — сланцы, гнейсы; 13 — центры извержений; 14 — разломы (а — прослеженные, б — предполагаемые); 15 — геологические границы (а — прослеженные, б — предполагаемые); 16 — элементы залегания пород.

Типы структур: 1 — грабены (I A — моногенные, I B — полигенные); II — приразломные депрессии; III — мульды проседания (вулканотектонические депрессии); IV — кальдеры (IV A — Кракатау, IV B — Валис, IV B — резургентная); V — мульда экстрезивного купола; VI — куполообразное поднятие

татки толщ липаритовой формации, образование которой связано с сопредельной кольцевой Кызылнуринской депрессией.

К моногенным грабенам относятся также Касанский, Такелийский и Бадамский, заполненные вулканогенными образованиями трахиандезитовой формации (нижняя пермь). Первый — восток-северо-восточного простирания, расположен в восточной части Кураминского хребта; второй протягивается в северо-западном направлении от восточных склонов гор Моголтау до юго-западных окончаний Кураминских гор; последний выделен в северо-восточной части гор Каржантау. Длина грабенов — 25—27 км, ширина — 4—6 км. Мощность покрова вулканитов, представленных лавами и туфами трахиандезитов, трахибазальтов и трахитов, в Касанском грабене — около 1500 м, в Такелийском — примерно 350 м.

Субвулканические тела, экструзии и центры вулканических извержений в пределах грабенов обоих типов тяготеют в основном к зонам ограничивающих разломов, реже отмечаются в центральных их частях в связи с многочисленными продольными и поперечными структурами, разбивающими грабены на более мелкие блоки.

Приразломные депрессии выделяются в регионе впервые и представляют собой линейные асимметричные впадины, располагающиеся в зонах глубинных разломов. В отличие от грабенов, они ограничены разломом с одной стороны (см. рис. 5, II). Одна из таких приразломных депрессий (Кумлай-Коксарекская) приурочена к зоне Северо-Ферганского, другая (Чадакская) — Угам-Кумбельского глубинных разломов (см. рис. 4).

Кумлай-Коксарекская депрессия северо-восточного простирания длиной до 25 км и шириной 3—5 км располагается в северо-западном блоке Северо-Ферганского разлома. Возможно, она протягивается под наносами в юго-западном направлении до Кумбельского разлома, в этом случае ее длина значительно увеличивается.

Чадакская структура расположена в участке сопряжения Кумбельского и Северо-Ферганского разломов и имеет Г-образные очертания в плане. Северо-западная ветвь депрессии длиной до 13 км и шириной 1,5—3 км протягивается вдоль зоны Кумбельского разлома до срезания ее более молодой Бабайтаудорской кальдерой. От узла ссечения разломов, где ее ширина доходит до 6 км, простирание ветви меняется на северо-восточное, и она по-видимому, переходит в Кумлай-Коксарекскую структуру.

Обе приразломные депрессии выполнены вулканитами

трахиандезитовой формации (нижняя пермь), разрез покровной части которых представлен часто переслаивающимися лавами и туфами трахибазальтовых, трахиандезит-базальтовых и трахиандезитовых порфиритов с вулканомиктовыми песчаниками и конгломератами; мощность разреза 700—900 м. Распространены пластовые и штокообразные субвулканические тела, а также жерловые образования.

В Кумлай-Коксарекской структуре широко проявлены гипабиссальные субвулканические интрузии монцонитов и габбро-диоритов с жильными дериватами сиенитового состава.

По истории формирования данные структуры можно отнести к моногенным приразломным депрессиям, образованным в результате интенсивного трещинного вулканизма основного состава, на фоне которого локально извергались и кислые продукты (Чадакская структура).

К мульдам проседания (см. рис. 5—III) относятся крупные изометричные в плане компенсационные депрессии, ограниченные линейными, дугообразными и полукольцевыми разломами и выполненными вулканогенными образованиями (3—5). По классификации Вильямса (1941) мульды проседания региона могут быть сопоставлены с крупными вулcano-тектоническими депрессиями. Размещаются эти структуры в блоках между восток-северо-восточными глубинными разломами в сочетании с субмеридиональными и северо-западными структурами. Размеры мульд в поперечнике — 20—55 км, занятые ими площади составляют 560—1500 кв. км. Возраст заложения описываемых структур — среднекарбон с дальнейшим развитием и усложнением до поздней перми включительно. Мульды сложены вулканами андезитовой (средний карбон московский ярус), дацитовой (средний карбон московский ярус), дацит-андезитовой (средний карбон московский ярус — верхний карбон) и липаритовой (нижняя пермь) формаций. Мощность покрова вулканитов в их пределах достигает 1000—2000 м. Падение пластов чаще всего центриклинальное, под углами 15—40°, во внутренних областях депрессии они залегают почти горизонтально.

Центры извержений центрального и трещинного типов и субвулканические тела приурочены преимущественно к периферии структур, где контролируются ограничивающими их разломами.

Вулcano-тектонические депрессии отчетливо проявляются в физических полях. Аэромагнитной съемкой устанавливается полукольцевое расположение в пределах структур осей магнитных аномалий разной интенсивности и знака.

По морфологическим особенностям среди указанных структур выделяются полигональные и округлые. К полигональным относится Адрасманская структура, все остальные — к депрессиям округлого типа.

Характерными особенностями данных структур являются телескопирование их более молодыми пермскими кальдерами. В центральной части Каржантауской депрессии располагается Оясайская кальдера; в обширной Камчикской структуре — Кызылнуринская, Бабайтаудорская и Чилтенская; в Лашкерекской депрессии — Акшуранская.

Механизм образования мульд проседания и грабенов один и тот же — это компенсационное проседание кровли близ поверхностного периферического очага по мере опустошения последнего и концентрация основной массы извергнутого из него материала на участке поверхности, расположенном над этим очагом. Процесс заложения депрессионных вулканических структур тесно связан с интенсивными выбросами в течение короткого времени большого количества пирокластического материала.

Кальдеры являются неотъемлемыми структурами современных вулканических областей. Обычно это циркуобразные впадины с крутыми стенками и плоским дном, образовавшиеся в результате вулканической деятельности путем провала вершин вулканов, а иногда и прилегающей к ним местности (19). В палеовулканических областях эти особенности выражения кальдер в рельефе, как правило, затушены последующей эрозией и наложением более поздних тектоно-магматических процессов. Однако кольцевая их природа сохраняется. Как уже отмечалось, возможны различные пути образования кальдер. В связи с этим исследователями предложен ряд генетических классификационных схем (15). Наиболее полная из них схема Вильямса (1969). На ее основе, а также с учетом представлений Балея (1963), нами в Чаткало-Кураминских горах выделяются три типа кальдер: Вэлис, Кракатау и резургентные.

К кальдерам типа Вэлис отнесены Болгалинская, Карабашская, Оясайская, Чилтенская, Акшуранская и условно Тавакская (см. рис. 4). Они (за исключением первых двух) располагаются в пределах вулкано-тектонических депрессий (мульд проседания) и, несмотря на различный эрозионный срез поверхности, в целом имеют сходные особенности строения. Это округлые или овальные структуры размером 10—15×15—25 км с центриклинальным залеганием пород и ограниченные кольцевыми или полукольцевыми разломами сбросового типа. Плоскость сместителя разломов наклонена внутрь кальдер под углом 60—85° с амплитудой перемеще-

ния от 500 до 1000 м. Иногда вокруг кальдер наблюдается система фестончатых мелкоамплитудных дугообразных нарушений, часто выполненных субвулканическими дайками. Фундамент кальдер сложен различными породами: вулканитами дацит-андезитовой (Оясайская, Тавакская, Акшуранская), дацитовой формаций и отчасти гранитоидами (Болгалинская, Карабашская и Чилтенская).

Дно кальдер обычно разбито разломами (система «битой тарелки»), по которым произошло обрушение блоков на различную глубину. Структуры выполнены вулканогенными образованиями липаритовой формации (нижняя пермь) с наложенными в последующем изверженными вулканитами трахиандезитовой (нижняя пермь) и трахилипаритовой (нижняя пермь) формаций. Основная масса пород представлена туфами, ксенотуфами, игнимбритами, очень редко лавовыми потоками, чередующимися с продуктами их размыва. Общий объем вулканитов в Карабашской кальдере составляет 95 куб. км, Чилтенской — 330, Акшуранской — 110 куб. км. На долю лав из них приходится лишь около 1%. Мощность лавово-пирокластических толщ достигает 600—2000 м.

В строении кальдер участвуют также субвулканические, жерловые и экструзивные образования. Субвулканические слагают пласто-, штоко- и дайкообразные тела, располагающиеся преимущественно по периферии структур. Иногда эти дайки являются границами кальдер (Чилтенская). Выводные каналы (некки) обычно приурочиваются к зоне кольцевых или дугообразных разломов и лишь изредка располагаются в пределах кальдер. Вдоль границ структур иногда развиты поля поствулканически гидротермально измененных пород, часто сопровождающиеся рудными зонами.

Образование кальдер типа Вэлис связано с извержением огромного количества игнимбритов, пеплов и пемзы в виде пирокластических потоков через дугообразные трещины, не связанные с ранее существовавшими вулканами (Балей, 1963; Вильямс, Бирней, 1969). Источником извергаемого материала является периферический магматический очаг, который занимает достаточно высокое положение близ поверхности земли (до первых километров) и достигает значительных размеров (16, 17). В этих условиях при сильных извержениях, ведущих к частичному или полному опустошению очага, кровля его, не способная противостоять все увеличивающемуся весу вулканической постройки, обрушивается (Оясайская кальдера), проседает (Болгалинская, Карабашская, Чилтенская) либо прогибается (Тавакская, Акшуранская) в освободившееся пространство магматической камеры. Некоторые исследователи (Беллингс, 1945; Уиссер, 1964)

считают, что опускание дна кальдер по кольцевым разломам является реакцией на куполообразующие усилия, развивающиеся в момент внедрения магмы и выброса ювенильного материала. По-видимому, пологое периклинальное залегание пород фундамента вокруг некоторых кальдер (Оясайская, Карабашская), а также субрадиальные и дугообразные нарушения свидетельствуют о купольном воздымании в период, предшествовавший их формированию. Возникновение кальдерных структур на сводах больших куполообразных поднятий отмечается на Камчатке (10), в Казахстане (1), на Урале (11).

К кальдерам типа Кракатау (см. рис. 5, IV—A) отнесена Майгашканская структура, большая часть которой перекрыта мезозойскими и кайнозойскими отложениями. Альпийская складчатость искажила ее структурный план, деформировав в пологую антиклинальную и сопряженную синклиналию складки. Данные аэромагнитной съемки в совокупности с палеовулканологическими реконструкциями позволили наметить площадь ее распространения. Структура размером 8—10×14 км имеет эллипсовидную форму, вытянута вдоль зоны глубинного разлома в северо-восточном направлении. Внутри кальдера разбита радиальными разломами на ряд секториальных блоков, которые опущены на различную глубину, вследствие чего в одном из них вскрыты породы фундамента, представленные вулканитами дацитовый формации.

Кальдера выполнена туфами, ксеротуфами липаритовых порфиров с прослоями вулканических песчаников, прорванными субвулканическими пластовыми интрузиями (липаритовая формация). Развита также субвулканическая гипабиссальная интрузия кварцевых сиенит-порфиров (трахипаритовая формация). Общая мощность разреза вулканитов составляет 600 м.

В центре кальдеры, в узле сочленения радиальных разломов, расположен нект диаметром около 1,5 км, выполненный туфами липаритовых порфиров. Образование кальдеры данного типа связано с обрушением кровли очага вследствие извержения через центральный выводной канал.

Резургентные кальдеры (см. рис. 5, IV—B) осложнены поднятием (резургентный купол), наложенным на структуру кальдеры на заключительном этапе ее развития вследствие выжимания большого количества магматического материала в виде субвулканической интрузии или экструзивного купола. К ним относятся Кызылнуринская, Бабайтаудурская и Самгарская структуры (см. рис. 4). Намечаются три этапа их формирования: 1) трещинно-ареальные извержения пирокластического (туфы, игнимбрты) материала с проседанием

по типу формирования кальдер Вэлис; 2) выжимание по многочисленным полукольцевым или трубчатым каналам вязкой кислой магмы (объем для Кызылнуринского купола — 35—40 куб. км, для Бабайтаудорской интрузии — около 210 куб. км) с формированием купольного поднятия; 3) вторичное обрушение вследствие выжимания из очага большого количества кислой магмы. Основная масса вулканитов, выполняющих кальдеры, относится к трахилипаритовой формации (нижняя пермь). Отмеченные кальдеры в плане имеют округлые (диаметр 17 км) или овальные (15×20—25 км) очертания, ограничены полукольцевыми или кольцевыми разломами, залеченными субвулканическими дайками и штоками. Характерны мелкоамплитудные радиальные разломы. Пирокластические толщи по окраинам этих кальдер имеют центриклинальное падение под углами 10—40°.

Кольцевые структуры (мульды проседания и кальдеры) в общем структурном плане региона размещаются: а) в узлах сочленения и пересечения глубинных разломов северо-восточного и северо-западного направлений (Каржантауская, Майгашканская, Камчикская); б) в узлах сочленения северо-восточных и субширотных разломов (Ташкескенская); в) в блоках между субширотными глубинными разломами в сочетании с северо-западными и субмеридиональными (Адрасманская); г) в блоках между северо-восточными глубинными разломами в сочетании с северо-западными (Лашке-рекская, Карабашская, Кугалинская).

Мульды экструзивных куполов выделяются впервые (см. рис. 5, V). Они установлены в пределах Оясайской кальдеры и Шаваз-Дукентского грабена, но, видимо, более широко распространены в регионе. Это мульдообразные структуры с экструзивным куполом или, в условиях глубокого среза, его подводящим каналом (ножкой) в центральной части. Размер и форма мульд зависят от масштаба и конфигурации экструзивного купола. Форма их овальная или удлиненно-овальная, размеры — 1,5×3—5×9 км. Падение осадочно-пирокластических толщ, подстилающих экструзию, на крыльях мульд центриклинальное (5—20°); по мере приближения к ножке купола угол падения их увеличивается до 50—70°, иногда совпадая с углом падения плоскости контакта экструзивного тела. В отдельных случаях по периферии мульд отмечаются дугообразные трещины с зонами гидротермально измененных пород и субвулканическими дайками вдоль них.

Можно лишь предполагать механизм образования этих структур. В современных вулканических областях в конце экструзивного процесса вследствие оттока магмы в куполах

иногда возникают кратеры или вершинные депрессии (9, 15). Очевидно, во время образования данных структур ввиду сильной вязкости лавы в процессе оттока происходило «засасывание» экструзивной колонны вместе с прилегающим участком вмещающих пород. Этому способствовало также уменьшение объема пород экструзивной колонны при ее последующем остывании.

Куполообразные поднятия установлены в Оясайской и Майгашканской кальдерах, а также вблизи Чадакской приразломной депрессии (см. рис. 4). Это пологие поднятия типа брахиантиклиналей (см. рис. 5, VI) размером 3—5×7—10 км. Образование их связано с нагнетанием магмы в толщу лавово-пирокластических пород вблизи поверхности, вызывающим вздутие вышележащих слоев. В результате многоимпульсного внедрения в структурах отслоения были сформированы полигенные субвулканические интрузивные тела лакколитообразной формы. Например, в ядре Акташского купольного поднятия (Оясайская кальдера) обнажается интрузивное тело, сложенное микросенит-порфирами, сенит-диоритами, кварцевыми монцонитами, граносенит-порфирами, гранит-порфирами. По периферии эродированные купольные поднятия сопровождаются полями метасоматитов, представленных окварцованными, серицитизированными и альбитизированными породами, несущими рудную минерализацию.

ВУЛКАНОСТРУКТУРЫ И ЭНДОГЕННОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Статистический анализ размещения эндогенного оруденения в различных геологических формациях региона показывает, что большинство месторождений и рудопроявлений пространственно связано с магматическими породами орогенного этапа герцинского цикла. Так, в пределах пород позднебашкирской габбро-диорит-гранодиоритовой формации располагается 25% рудопроявлений и 20% месторождений, а в вулканитах среднего карбона — перми — 56,7 и 49% соответственно.

Интересны условия локализации оруденения по фациям вулканитов. Около 55% рудопроявлений и 60% месторождений (от их общего количества в вулканических породах) располагается в субвулканических, экструзивных и жерловых телах. В субвулканических находится 43% рудопроявлений и 41% месторождений, а лавовые и пирокластические толщи контролируют 45 и 40% соответственно.

Ранее нами была показана большая роль вулканизма в формировании металлогенического облика региона. Выделе-

но шесть этапов минералообразования, в общих чертах на-
мечена рудная специализация вулканических формаций
(табл. 2).

Таблица 2

**Рудная специализация вулканогенных формаций
Чаткало-Кураминского региона**

Этапы минералооб- разования	Вулканогенная формация	Элементы
Четвертый раннеперм- ский	Трахилипаритовая	Фтор, висмут, олово, свинец, цинк, сереб- ро, редкощелочные металлы
Второй раннепермский	Трахиандезитовая	Золото, медь, воль- фрам, сурьма, фтор
Первый раннеперм- ский	Липаритовая	Фтор, свинец, цинк, серебро
Средне - позднекарбо- новый	Дацит - андезитовая	Золото, свинец, цинк
Московский	Андезитовая	Золото, алюминий
Башкирский	Андезит - дацитовая	Те же

Из предыдущего описания вулканоструктур отчетливо видно, что главная масса пород вулканогенных формаций сохранилась в пределах грабенов, кольцевых депрессий и кальдер. Это, а также отмеченные общие условия размещения оруденения и рудная специализация вулканогенных формаций привели к тому, что подавляющая масса проявлений эндогенной минерализации располагается в пределах указанных вулканоструктур или по внешним их окраинам. В контурах вулкано-тектонических депрессий зафиксировано около 50% рудопроявлений (от общего количества расположенных на площади региона, табл. 3).

Наиболее подвижными участками депрессий являлись окраинные их зоны, которые представлены системами разломов, ограничивающих кольцевые структуры и грабены. В пределах влияния зон во внешних и внутренних их частях (до 2 км в обе стороны от границ депрессий) локализуется до 40% рудопроявлений (от общего количества учтенных).

Рудовмещающими структурами внутри и по окраинам депрессий являются: а) разломы северо-восточного, субширотного и субмеридионального направлений; б) синвулканические полукольцевые и радиальные разломы; в) области цент-

**Пространственная приуроченность
месторождений и рудопроявлений к вулкано-тектоническим структурам Чаткало-Кураминского региона**

Типы структур	В пределах границ структур		В том числе по периферии структур в пределах их границ [полоса 2 км]		По периферии структур за пределами их границ [полоса 2 км]		Всего		От общего количества, %	
	месторождений	рудопроявлений	месторождений	рудопроявлений	месторождений	рудопроявлений	месторождений	рудопроявлений	месторождений	рудопроявлений
Вулканические грабены										
монокенные	9	71	6	43	7	35	16	106	10	10,8
полигенные	21	185	14	92	30	65	51	250	31,9	25,5
Приразломные депрессии	—	19	—	12	—	12	—	31	—	3,2
Мульды проседания (округлые, полигональные)	27	187	7	35	8	40	35	227	21,9	23,2
Кальдеры:										
типа Кракатау	—	2	—	1	—	—	—	2	—	0,2
типа Вэлис	32	194	13	105	18	115	50	309	31,2	31,6
резургентные	—	27	—	21	8	27	8	54	5	5,5
Итого:	89	685	40	309	71	294	160	979		

ров извержений, представленные субвулканическими, экстрезивными и жерловыми фациями; г) мульды экстрезивных куполов и куполообразные поднятия; д) зоны дайковых поясов.

Нами сделана попытка показать роль каждой из вулканотектонических структур, выделенных в пределах Чаткало-Кураминского региона, в локализации оруденения различных типов рудных формаций (табл. 4).

Анализ полученных при этом данных, а также отмеченные закономерности являются, по нашему мнению, основой разработки принципов структурнометаллогенического районирования и прогнозной оценки Чаткало - Кураминского региона применительно к площади распространения вулканитов позднего палеозоя. Главными из этих принципов являются: многоэтапность поствулканических процессов, металлогеническая специализация вулканогенных формаций (рядов формаций) и линейно-узловой характер размещения оруденения в связи с вулканотектоническими структурами. При этом площади кольцевых структур могут соответствовать рудным районам (узлам), площади грабенов — рудным зонам (поясам), отдельных вулканических построек (палеовулканов, экстрезивных куполов, субвулканов, мульд экстрезивных куполов и куполообразных поднятий) — рудным полям. Закономерности, позволяющие более целенаправленно оценивать перспективы эндогенного оруденения в вулканитах Чаткало-Кураминского региона, сводятся к следующему.

1. Области развития кислых вулканитов липаритовой и трахилипаритовой формаций в пределах кальдер и их внешней периферии требуют серьезного изучения на проявления серебро-полиметаллического, флюоритового, висмутового и оловянного оруденения.

2. Районы кольцевых структур и грабенов, выполненных породами дацит-андезитовой и дацитовой формаций, интересны с точки зрения поисков полиметаллического оруденения. Необходима оценка перспективности вулканитов андезитовой формации в грабенах на алунитовое оруденение.

3. Участки развития пород трахиандезитовой формации в грабенах — это потенциально перспективные районы распространения золотых, медных, сурьмяных и вольфрамовых проявлений.

4. Вертикальный размах оруденения (с позиций отмеченной этапности минералообразования) значительно возрастает, так как депрессионные структуры выполнены породами двух и трех формаций. Например, в Шаваз-Дукентском гра-

бене развиты образования андезитовой, дацитовой и дацит-андезитовой формаций. При оценке территории этого грабена следует иметь в виду присутствие золотого оруденения двух этапов.

При прогнозировании в областях развития средне- и средне-позднекарбонных вулканогенных формаций необходимо учитывать их как вмещающую среду для минерализации пермских этапов. Часть этих областей в момент пермского минералообразования находилась на тех же физических уровнях (температура, давление), что и области развития кислых вулканитов перми. Так, в Алтынтюпканском грабене наряду с минерализацией, свойственной древним андезитовидным формациям, присутствуют месторождения флюорита (Чашлы, Каскана). Месторождение Кызылбаур размещается в еще более древних породах габбро-диорит-гранодиоритовой формации. В аналогичной позиции находится целый ряд флюоритовых проявлений Наугарзан-Кумкольской, Суппаташской и Чадакской площадей.

Таким образом, в вертикальном разрезе при переходе от молодых формаций к более древним набор эндогенного оруденения в вулканотектонических депрессиях будет увеличиваться. В областях развития пермских формаций, подстилаемых среднекарбонными, с глубиной можно ожидать многоэтажность оруденения разных этапов минералообразования. Отмеченные закономерности на разных стадиях их изучения охарактеризованы нами в отчетных материалах за 1967, 1972, 1974 гг. Они положены в основу поисковых работ геологоразведочными экспедициями треста «Ташкентгеология», которые позволят расширить минерально-сырьевую базу Приташкентского района.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авдеев А. В. О кольцевых структурах магматических комплексов. «Сов. геол.», 1965, № 10.
2. Антонов А. Е. О строении Лашкерекской депрессии (Кураминский хребет). «Узб. геол. ж.», 1970, № 4.
3. Арапов В. А. Кольцевые вулканоплутонические структуры Чаткало-Кураминского региона (Тянь-Шань). В сб. «Проблемы вулканизма». Материалы II Всесоюз. вулканол. совещ. Петропавловск-Камчатский, 1964.
4. Арапов В. А. Некоторые особенности герцинской тектоники Кураминского хребта. «Узб. геол. ж.», 1965, № 2.
5. Арапов В. А. Кольцевые вулканотектонические структуры Чаткало-Кураминского региона (Срединный Тянь-Шань). В сб. «Вулканические и вулканоплутонические формации». М., изд-во «Наука», 1966.
6. Белый В. Ф., Гельман М. Л. Об отрицательных вулканоострук

турах Охотско-Чукотского вулканического пояса. В сб. «Ассоциации», 1974.

7. **Влодавец В. И.** Классификация отрицательных вулканических форм рельефа. «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1944, № 5.

8. **Влодавец В. И.** Отрицательные вулканические формы рельефа. Уч. Зап. Моск. обл. пед. ин-та, т. 9. Тр. кафедры геогр. фак., вып. 4, 1947.

9. **Горшков Г. С., Богоявленская Г. Е.** Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения 1953—1963 гг. М., изд-во «Наука», 1965.

10. **Зубинин М. И.** и др. Четвертичные кальдеры Камчатки. В сб. «Вулканизм и глубины Земли». М., изд-во «Наука», 1971.

11. **Каретин Ю. С.** Среднепалеозойский вулканизм западного крыла Тагильского синклинория на севере Среднего и Северного Урала. Автореф. канд. дисс., Свердловск, 1973.

12. **Коржаев В. П., Арапов В. А., Котляревский Л. Н.** Особенности строения Каржантауской вулканотектонической кольцевой структуры. «Узб. геол. ж.», 1974, № 5.

13. **Коптева В. В.** Позднепалеозойские вулканотектонические структуры Северного Прибалхашья. М., изд-во «Наука», 1974.

14. **Лаверов Н. П., Максимов И. Г., Толкунов А. Е.** Карабашская вулканическая депрессия и ее рудоносность. В сб. «Геология липаритовой формации районов Средней Азии и Казахстана», М., изд-во «Наука», 1972.

15. **Лучицкий И. В.** Основы палеовулканологии. М., изд-во «Наука», 1971.

16. **Мархинин Е. К.** Об одной важной стороне проблемы кальдер. В сб. «Вопросы вулканизма». Тр. II Всесоюз. вулканол. совещ. М., Изд-во АН СССР, 1962.

17. **Мархинин Е. К.** Кальдеры и периферические вулканические очаги. Тр. лаб. палеовулканологии, вып. 3. Алма-Ата, 1964.

18. **Невский В. А., Котляр В. Н.** Структура эндогенных месторождений, связанных с кольцевыми разрывами. «Геология руд. м-ний», т. XII. 1970, № 5.

19. Геологический словарь. М., изд-во «Недра», 1973.

20. **Свешникова Е. В.** Магматические комплексы Центрального типа. М., изд-во «Недра», 1973.

21. **Фремд Г. М.** и др. Вулканотектонические структуры Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Изд-во Томского ун-та, 1972.

22. **Шарпенюк Л. Н.** Магматические кольцевые структуры северо-западной части Токрауского синклинория (Центральный Казахстан). Автореф. канд. дисс., Л., 1971.

23. **Юдин В. Г.** О верхнепалеозойских депрессионных структурах Кураминской подзоны. ДАН УзССР, 1967, № 10.

24. **Ярмолюк Е. В.** Вулканические структуры обрушения Охотско-Чукотского вулканического пояса. Изд-во СО «Наука», 1973.

25. **Уиссер Э.** Проблемы эндогенных месторождений, вып. 2, М., изд-во «Мир», 1964.

26. **Яковлев П. Д.** Структурные типы рудных месторождений, связанных с трубками взрыва. «Сов. геол.», 1966, № 10.

ЛОКАЛЬНЫЕ ВУЛКАНО-КУПОЛЬНЫЕ СТРУКТУРЫ КУРАМИНСКОГО ХРЕБТА И ИХ РОЛЬ В РАЗМЕЩЕНИИ ОРУДЕНЕНИЯ

Кураминская подзона, сформированная на базе Средне-кышаньского срединного массива и ставшая к началу позднего палеозоя областью завершённой складчатости, в постинверсионный этап развития региона претерпела процессы тектоно-магматической активизации, сопровождавшиеся блоковой перестройкой. В соответствии с идеями А. Д. Щеглова (8) об автономной активизации, в рассматриваемом районе нами выделены три периода активизации: в первом (средний и средне-верхний карбон) вдоль глубинных разломов возникли линейные вулcano-тектонические депрессии — грабен-синклинали, выполненные вулканитами среднего состава; во второй (ранняя пермь) в блоковых поднятиях, сложенных преимущественно гранитоидами, широко проявился комплекс трещинных малых порфировых интрузий гранодиоритового и адалеллитового составов; в третьем (пермо-триас) формировались крупные кольцевые вулcano-тектонические депрессии — мульды проседания, заполненные вулканитами контрастного состава (табл. 5).

В первый период активизации образовалось, главным образом, алунитовое оруденение, во второй — медно-молибденовое, кварцево-сульфидное и свинцово-цинковое и в третий — медно-висмутовое, полиметаллическое, флюоритовое и редкометальное. Устанавливается, что каждому периоду активизации свойственны определенные тектоно-магматические и металлогенические особенности. Наиболее мощно рудные процессы развивались во второй и третий периоды активизации. При этом в первом (ранний вулcanoгенный) происходила тектоно-магматическая подготовка структур, служивших впоследствии местом локализации оруденения.

Описываемые локальные вулcano-купольные образования в Кураминских горах размещаются в грабен-синклиналях, областях пересечения глубинных разломов северо-восточного и северо-западного направления (3). По И. Н. Томсону (6), в подобных позициях развиваются очаговые структуры, формирование которых связывается с динамическим воздействием на вмещающие толщи магматических очагов или очагов разуплотнения масс внутри коры.

Аналогичные структуры рассмотрим на примере Кочбулакского и Каульдинского рудных полей.

Установленное в первом из них локальное вулканокупольное поднятие, с которым автор связывает золотое оруденение, приурочивается к пересечению северо-восточного Кураминского глубинного разлома с северо-западным Лашкерек-Дукентским, где в среднем карбоне в очаговой структуре возникла зона высокой проницаемости, в процессе развития которой сформировался купол.

Геологическая обстановка рудного поля с учетом данных С. О. Волейшо, Д. Т. Хана и В. Г. Шабалина (1972 г.) характеризуется развитием вулканитов дацит-трахиандезит-дацитовой формации среднего карбона, приуроченных к линейной вулканотектонической депрессии северо-восточного простирания вблизи Лашкерекской кольцевой депрессии. В южной части площади обнажаются гранодиориты среднего карбона, прорванные штоками и дайками гранодиорит-порфиров пермского возраста. Последние секут вулканиты в пределах рудного поля. Все породы пересекаются нижнетриасовыми дайками фельзит-порфиров, кварцевых порфиров и диабазовых порфиритов. Площадь разбита многочисленными разломами разных порядков, преимущественно северо-восточной и северо-западной ориентации.

Рудное поле расположено вблизи Ангренской депрессии, от которой оно отделяется северо-восточным Шаугазским разломом альпийского возраста.

Вулканокупольная структура размещается на севере площади. Северо-западная ее часть срезана Шаугазским разломом, северо-восточная опущена на 200—300 м по Караташскому, а западная — по Ашуйскому разломам. Общая площадь — около 100 кв. км, площадь выхода изометричного ядра купола на поверхность — 20 кв. км (рис. 6). В пределах структуры отмечается концентрическая зональность вулканогенных пород, фаций метасоматитов и оруденения.

Вулканиты полого (обычно под углами 20—35°) падают к ее центру. Их отдельные фазы размещались концентрически вокруг купола от более древних по периферии к более молодым к ядру купола, что отражает последовательность образования структуры. При большем удалении от купола четкость эта теряется, хотя указанная выше последовательность расположения вулканитов сохраняется.

В формировании купольной структуры в основном участвовали их глубинные фации, в том числе экструзивные одиннадцати фаз. При этом на начальных этапах преобладали породы андезитового состава, а на конечных — андезито-дацитовые и дацитовые.

Характеристика периодов тектоно-магматической активизаций

Период пост-орогенной активизации	Тектонические структуры (геолого-тектонические однородные блоки)	Вмещающие оруденение породы	Рудогенерирующие магматические комплексы	Продуктивные золотосодержащие формации	Глубина формирования оруденения	Характер пост-магматических околорудных процессов
I Ранний вулканогенный (средний—верхний карбон)	Формирование линейных вулканогенных тектонических депрессий (грабен-синклиналей)	Промышленное оруденение отсутствует				Пропилитизация, вторичные кварциты
II Интрузивный (нижняя пермь)	Блоковые поднятия (горст-антиклинали)	Сиенит-диориты среднего карбона, кварцевые порфиры девона	Трещинные малые интрузии порфировидных адамеллитов, гранодиоритов, их апикальные порфировые фации	Золото - кварц-сульфидная; кварц-молибденово - медная с золотом; скарново-молибденово - медная с золотом	Гипабиссальная (1000—2000 м)	Березитизация
III Поздний вулканогенный (верхняя пермь — нижний триас)	Формирование кольцевых вулканогенных тектонических депрессий (мульд проседания). Активизация линейных депрессионных структур	Вулканиты среднего состава (средний—верхний карбон)	Контрастные по составу субвулканические интрузии липарит - трахилапиритовой (нижний триас) и липарит - трахиандезит - долеритовой (верхняя пермь) формаций	Золото - кварцевая: золото-серебро (электрум) - карбонат-кварцевая; золото-серебро - кварц - сульфидная; золото - кварц-сульфидная	Близповерхностная и субвулканическая (до 1000 м)	Аргиллизация (березитизация)

Центральная часть купола представлена условно неизменными породами с проявлением I внешней фации пропилитизации — карбонат-альбитовой (эпидотовой). Эта площадь мало затронута разрывной тектоникой. Содержания золота здесь несколько превышают кларковые*.

Краевые части ядра купола, а также окружающие их вулканы охвачены процессами аргиллизации и березитизации с формированием промежуточной карбонат-серицитовой (гидрослюдистой) и внутренней околорудной кварц-серицитовой (гидрослюдистой) фаций метасоматитов.

Следующая мощная зона, окружающая с юга и юго-востока зону аргиллизации и березитизации, характеризуется преимущественным развитием II внешней фации пропилитов — серицит-хлоритовой (эпидотовой). Содержания золота в ней крайне низкие (0,0001—0,001 г/т).

Остановимся на зональности рудных процессов в пределах вулcano-купольной структуры.

Центральная часть ядра купола, сложенная слабо нарушенными крупнопорфировыми андезитовыми порфиритами, оруденения не несет.

Зона, охватывающая краевую часть ядра и вмещающие его породы, подвергшиеся процессам аргиллизации и березитизации, вмещает оруденение золото-серебро-кварц-сульфидной формации.

В процессе формирования купольной системы, а также в III период активизации в связи с развитием Лашкерекской кольцевой вулcano-тектонической депрессии, вблизи которой размещено Кочбулакское рудное поле, возникли две системы трещин: концентрическая и радиальная. В них локализовалось пермо-триасовое оруденение (6).

Рудные тела в концентрических трещинах полого падают к центру купола и размещаются чаще всего в зонах контакта вулканитов разного состава (зоны Узун, Кальта, Четвертая). Крутопадающие секущие рудные тела приурочены к радиальным трещинам. Большую роль здесь играло экранирование рудных растворов пологопадающими вулканическими породами, что благоприятствовало локализации руд в межформационных концентрических трещинах и особенно в радиальных.

Эксплозивные брекчии сопутствуют оруденению и широко распространены в Кочбулакском рудном поле. Они пересе-

*По П. М. Анкудович и Л. П. Хаустовой (1968)

кают пропилиты, содержат обломки ранних монокварцитов и сами секутся рудными телами.

Ядро купола, сложенное плотными слабоизмененными гидротермальными процессами пород, было труднопроницаемым для рудных растворов. Поэтому роль главного рудоподводящего канала сыграла его периферическая часть, претерпевшая интенсивные тектонические воздействия.

В следующей зоне располагаются многочисленные кварцевые жилы с малой сульфидностью и низкими содержаниями золота.

По мере удаления от ядра купола кварцевые жилы сменяются кварц-халькопиритовыми и кварц-халькопирит-висмутиновыми с убогими концентрациями золота. Ее окаймляют площади развития кварц-серебро-цинк-свинцовой формации, выходящие за пределы карты (см. рис. 6).

Из сказанного следует, что для Кочбулакской вулканокупольной структуры характерна зональность рудных процессов. Здесь наблюдается развитие пяти зон (от центра к периферии):

- 1) безрудная центральная часть купола;
- 2) зона золото-серебро-кварц-сульфидной формации;
- 3) зона кварцевых жил с низкими содержаниями золота;
- 4) зона кварц-халькопиритового и кварц-халькопирит-висмутинового оруденения с убогими концентрациями золота, а иногда и без него;
- 5) зона кварц-серебро-цинк-свинцового оруденения.

Содержания золота уменьшаются от 2-й к 5-й зоне. В последней оно чаще отсутствует или фиксируется в ничтожных количествах.

Отмечается, что вначале образовалось оруденение, размещенное ближе к центральной части структуры (золото-серебро-кварц-сульфидная формация). Оно формировалось позже даек пермских гранодиорит-порфиров и пермо-триасовых фельзит-порфиров, но до наиболее молодых даек диабазовых порфиров. Кварц-халькопиритовое иногда с висмутом и кварц-серебро-цинк-свинцовое оруденение внешних зон, секущее дайки диабазовых порфиров, локализовалось позже.

Последовательность в формировании оруденения можно объяснить тем, что в ранний период рудоотложения в трещинах (концентрических и радиальных) вблизи ядра купола происходила локализация рудных тел и сформировалось кварц-сульфидное оруденение. При этом роль рудоподводящих каналов играли трещины, непосредственно окаймляющие купол. По мере разрастания радиальных тре-

щин рудоносные растворы из рудоподводящей структуры проникали в рудолокализирующие трещины на более глубоких горизонтах. Поздние растворы формировали рудные тела в более удаленных трещинах и отличались более низкой температурой минералообразования (цинк-свинцовое и кварц-кальцит-барит-полиметаллическое оруденение).

По отношению к ядру купола зоны вытянуты в северо-восточном направлении. Это, видимо, вызвано влиянием многократно обновлявшейся северо-восточной зоны Кураминского глубинного разлома с многочисленными разрывами той же ориентации. В этой связи радиальные трещины при формировании и разрастании купольной структуры на большом протяжении развивались именно в северо-восточном направлении, что и предопределило образование здесь более широких поясов размещения оруденения.

Сходная зональность оруденения устанавливается Э. Уиссером (7) для рудного поля Санлайт (США, штат Вайоминг), приуроченного к радиально-концентрической системе трещин, окружающих вулcano-купольную структуру, сложенную экструзивными и интрузивными породами третичного возраста. В непосредственной близости от безрудного сиенит-диоритового штока, размещенного в центре купола, развиваются халькопирит-золото-кварцевые жилы, соответствующие нашей золото-серебро-кварц-сульфидной формации. Далее распространены халькопирит-кварц-карбонатные жилы и минерализованные брекчин, сходные с золото-кварц-халькопиритовой и золото-кварц-халькопирит-висмутовой минерализацией с низкими концентрациями золота, иногда содержащей карбонаты. Внешние зоны на Санлайте, образованные галенит-серебряными жилами, вполне сопоставимы с кварц-серебро-цинк-свинцовой формацией (Лашкерек).

Кочбулакская вулcano-купольная структура формировалась в течение трех циклов. В четвертом произошло разрушение вулканоструктуры.

В первом цикле (I период активизации), охватывающем среднее и средне-позднекарбовое время, образовалась Ангренская левобережная линейная вулcano-тектоническая депрессия северо-восточного простирания. Здесь в течение первого импульса на пересечении глубинных разломов северо-восточного и северо-западного простирания, в области развития эруптивного центра, возникла вулcano-купольная структура. Рост ее был многофазным. Внедрение субвулканических и экструзивных тел протекало последовательно и завершилось образованием ядра купола, сложенного крупнопорфировыми андезитовыми порфиритами и их брекчиями.

Второй импульс обусловил увеличение статического давления в структуре и опустошение очага магмы. Это привело к проседанию постройки и образованию многочисленных концентрических и радиальных трещин. Первые развивались преимущественно между пологопадающими телами вулканитов отдельных фаз и носили характер межформационных срывов, вторые характеризуются крутым падением. Внедрение магматического материала сопровождалось процессами региональной пропилитизации с образованием монокварцитов, кварцевых метасоматитов и алунитового оруденения.

Второй цикл (II период активизации) связан с формированием даек и штоков гранодиорит-порфиров пермского возраста. Дайки эти размещались в радиальных трещинах субмеридионального простирания, расположенных на месторождении, и концентрических северо-восточных трещинах в юго-восточной и восточной частях рудного поля.

В третьем цикле в связи с пермо-триасовым периодом активизации возникла крупная Лашкерекская кольцевая вулкано-тектоническая депрессия. Расположенная в ее краевой северо-западной части локальная Кочбулакская вулкано-купольная структура под влиянием новых тектонических воздействий подверглась дополнительному проседанию и деформации.

Наряду с обновлением древних структур возникли новые, главным образом, радиальные, что привело к значительным подвижкам отдельных блоков и благоприятствовало формированию трещин, вместивших золотое оруденение (первый импульс).

Второй импульс привел к локализации оруденения золото-серебро-кварц-сульфидной формации. Рудный процесс сопровождался интенсивной аргиллизацией (березитизацией). Формирование рудных тел было многостадийным. Образовалось большое количество рудных минералов (пирит, галенит, тетраэдрит, халькопирит и др.). Рудные тела образуют зону концентрации оруденения, окружающую ядро купола, и тесно ассоциируют с эксплозивными брекчиями.

Третий импульс характеризуется размещением во внешних зонах кварц-халькопирит-висмутиновой и кварц-серебро-цинк-свинцовой минерализации. Последняя является более молодой и отделена от продуктивного оруденения предыдущего импульса дайками диабазовых порфиров.

На основании изложенного устанавливается, что оруденение по отношению к вулкано-купольной структуре имеет не генетическую, а часто структурную связь.

В ходе четвертого цикла произошло разрушение купольной структуры, связанное со сбросами по Караташскому,

Ашуйскому и Шаугазскому разломам ее северо-восточной, западной и северо-западной частей.

Аналогичная структура (Каульдинское рудное поле) отмечается в Центральном блоке Алмалыкского района. По характеру геологического строения, размещения фаций метасоматитов и оруднения она сходна с Кочбулакской вулкано-купольной постройкой и относится к геологическим явлениям одного порядка. Каульдинское рудное поле возникло в области пересечения северо-восточного Кураминского глубинного разлома с северо-западным Болгалы-Алмалыкским в западной части грабен-синклинали.

Геологическое строение площади с учетом данных Ю. В. Нечаева (1972 г.) определяет многоимпульсное внедрение в основном глубинных фаций вулканитов среднего состава (средний карбон). Экструзивные и субвулканические тела образуют пологие инъекции и обычно падают к центру структуры. Купол пересекает широтная дайка пермских гранодиорит-порфиров. Западную часть площади прорывает шток (15 кв. км) верхне-пермских сиенит-диоритовых порфиров,падающий к востоку и юго-востоку и представленный в западной части купола мелкими апофизами. Южная его часть пересекается дайкой того же состава.

Слабо измененное ядро купола, сложенное трахиандезит-дацитовыми порфирами, подверглось лишь региональной пропилитизации (первая внешняя фация метасоматитов — эпидот-карбонат-альбитовая).

В облекающей купол зоне в связи с оруденением развиваются околорудные фации метасоматитов — карбонат-гидрослюдисто-хлоритовая и кварц-каолинит-гидрослюдистая с низкими содержаниями золота. Локальные участки аргиллизированных пород размещаются среди более широко развитой второй внешней фации пропилитов (серицит-хлорит-эпидотовая) с низкими концентрациями золота. Пропилиты данной фации распространены на больших площадях на периферии описываемой зоны.

Концентрическая зональность эндогенного оруденения в вулкано-купольной структуре проявилась в размещении вокруг ядра купола сначала золотой, а затем свинцово-цинковой минерализации.

В ядре, сложенном плотными слабо измененными породами, золотая минерализация отсутствует. Непосредственно окружающая его зона содержит золото в системах радиальных и концентрических трещин. При этом существенная роль принадлежит экранированию.

Рудные формации, образованные в близповерхностных

условиях в пермо-триасовое время, представлены золото-кварцевой, реже золото-серебро(электрум)-карбонат-кварцевой и золото-кварц-сульфидной.

Устанавливается структурная связь оруденения с вмещающими вулканитами.

На периферии купольной постройки, за зоной золотого оруденения, иногда перекрывая ее, распространена свинцово-цинковая минерализация, приуроченная в основном к подстилающим вулканиты известнякам верхнего девона — нижнего карбона.

Развитие Каульдинской вулкано-купольной структуры и связанного с ней оруденения также протекало в течение четырех циклов.

В первом на пересечении глубинных разломов в очаговую структуру последовательно четырехкратно внедрялись экструзивные и субвулканические тела дацит-трахиандезит-дацитово-гранитной формации среднекарбонового возраста, образовавшие купольную постройку. В завершающую фазу вулканизма возникло грибовидное экструзивное тело крупнопорфировых трахиандезит-дацитовых порфиров, закупорившее магматический канал.

Выброс из магматического очага больших объемов материала вызвал во втором импульсе цикла просадку центральной части сооружения вокруг ядра купола. Это привело к подвижкам блоков пород по многочисленным межформационным поверхностям и образованию концентрических и радиальных трещин, по которым происходила разрядка напряжений. Интенсивная трещинная тектоника в породах, окружающих плотное ядро купола, благоприятствовала возникновению зоны дробления и высокой проницаемости пород, что впоследствии способствовало локализации здесь золота.

Второй цикл связывается с пермским трещинным интрузивным магматизмом, широко проявленным в соседнем Северном блоке Алмалыка. В Каульдинском рудном поле он развит более ограниченно. Однако здесь возник ряд разломов северо-восточного и субширотного направлений с дайками гранодиорит-порфиров.

В третьем цикле (пермо-триас) в западную часть купола внедрилось субвулканическое тело сиенит-диоритовых порфиров, что обусловило дополнительную просадку структуры, обновление старых и появление новых трещин (первый импульс). Второй импульс привел к локализации золота вокруг ядра купола, фиксируемого на современном эрозионном срезе в вулканитах от фундамента, представленного известняками, до наиболее высоких горизонтов. Вер-

тикальный размах оруденения лимитируется мощностью вулканитов. Ему сопутствовала интенсивная аргиллизация пород. В третьем импульсе образовалось свинцово-цинковое оруденение в известняках девон-карбона, подстилающих вулканиты, с развитием процессов скарирования, серпентинизации и хлоритизации.

В четвертом цикле в альпийское время произошли крупные горизонтальные и вертикальные перемещения по Мисканскому разлому и менее значительные по Бургундинскому, окончательно оформившие депрессионную структуру и уничтожившие северную и юго-восточную части вулкано-купольной постройки.

В результате сопоставления Кочбулакской и Каульдинской вулкано-купольных структур и связанного с ними оруденения мы устанавливаем ряд сходных черт, дающих основание считать их типовыми для рассматриваемого региона. Главнейшими из них являются следующие.

1. Вулкано-купольные структуры возникают в пределах линейных вулкано-тектонических депрессий, на пересечении северо-восточных и северо-западных глубинных разломов, в областях развития очаговых структур.

2. В их строении участвуют в основном экструзивные и субвулканические фации андезитового, андезито-дацитового и дацитового составов среднего и средне-верхнего карбона 1 периода тектоно-магматической активизации. Купольные постройки слагаются преимущественно глубинными фациями вулканитов при подчиненном значении покровных.

3. Отдельные фазы средне-верхнекарбонных вулканитов размещаются от более древних по периферии к молодым в центральной части с пологими углами падения к центру структуры. Ядро купола формировалось на завершающей стадии процесса. Его слагают плотные породы, образующие грибовидное тело. Средние по составу со щелочным уклоном магмы (андезиты, трахиандезиты) приобретали на начальных и особенно завершающих этапах тенденцию к раскислению с образованием андезито-дацитов и дацитов. В породах широко развиты автосубвулканические брекчии. После значительного перерыва в Каульдинскую купольную постройку внедрилась верхнепермская субвулканическая интрузия сиенит-диоритовых порфиритов.

4. Вокруг центральной части купола наблюдается концентрическая зональность фаций метасоматитов и оруденения.

В плотном ядре купола развивается эпидот-карбонат-альбитовая фация метасоматитов (первая внешняя зона пропилитизации) с новообразованными минералами (30%) и

концентрациями золота в пределах кларковых значений. Оно окружено зоной аргиллизации (березитизации) с фациями метасоматитов: карбонат-гидрослюдисто-хлоритовой и околорудной кварц-каолинит-гидрослюдистой, содержащей 70—100% новообразованных минералов. Мощная внешняя зона метасоматитов — серицит-хлорит-эпидотовая развивающаяся также между отдельными аргиллизированными участками, содержащая 30-70% новообразованных минералов и низкие (в несколько раз менее кларковых) концентрации золота, является зоной выщелачивания.

Оруденение пермо-триасового возраста III периода активизации размещается по периферии ядра купола, иногда захватывая его краевые части в радиальных и концентрических трещинах. Существенную роль в локализации руд сыграло обновление трещинных структур, заложенных в среднем-верхнем карбоне, экранирование в связи с пологими, часто межформационными структурами в вулканитах.

Интенсивное дробление пород вокруг ядра, возникшее вследствие просадок в купольной структуре, создало здесь зону высокой проницаемости для рудоносных растворов и способствовало отложению руд.

Внешнее концентрическое размещение минерализации по отношению к золотому оруденению представлено на Кочбулакском рудном поле зонами кварцевых жил с убогим содержанием золота, золото-кварц-халькопиритовыми иногда с висмутином и серебро-цинково-свинцовыми жилами, а на Каульдинском — свинцово-цинковыми (скарновыми, колчеданными, кварцево-жильными) рудами. Следовательно, для внешних зон характерно свинцово-цинковое оруденение.

Приведенная характеристика рудоносных вулcano-купольных структур может играть роль поискового критерия, способствующего выявлению их в вулканогенных депрессиях Кураминской подзоны при поисковых, геолого-съёмочных и специальных геохимических исследованиях. Кроме того, установление конкретных зон концентрации оруденения, окружающих ядро купола, дает возможность целеустремленно и наиболее эффективно вести поисковые и разведочные работы в известных рудных полях, приуроченных к купольным структурам.

ЛИТЕРАТУРА

1. Айзенштат И. А., Айзенштат В. И. Кураминская структурно-металлогеническая зона в Узбекистане. В кн. «Некоторые закономерности в размещении эндогенного оруденения в Узбекистане». Ташкент, изд-во «Фан» УзССР, 1966.

2. Айзенштат И. А. и др. Об одном проявлении золота в При-ташкентском районе. «Узб.геол.ж.», 1973, № 4.

3. Айзенштат И. А. Рудоконтролирующие факторы золотого оруденения Чаткало-Кураминского региона в Узбекистане. «Узб.геол.ж.», 1974, № 3.

4. Айзенштат В. И. Малые интрузии гранитоидов северного склона Кураминского хребта. В кн. «Гранитоидные формации Узбекистана». Ташкент, изд-во «Фан» УЗССР, 1970.

5. Арапов В. А. История Бельтау-Кураминского вулканоплутонического пояса (Тянь-Шань). Тезисы докл. В сб. «Эволюция вулканизма в истории Земли». М., 1973.

6. Томсон И. Н. Структурные факторы контроля оруденения. В кн. «Металлогенический анализ рудоконтролирующих факторов в рудных районах». М., изд-во «Недра», 1972.

7. Уиссер Э. Связь оруденения с купольными структурами в Северо-Американских Кордильерах. В кн. «Проблемы эндогенных месторождений». М., изд-во «Мир», 1964.

8. Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. Л., изд-во «Недра», 1968.

УДК 551.242.4:553.2.411.062/.(067)

Н. И. ДЖАНТУГАНОВ

О РОЛИ ПРОЦЕССОВ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ В ФОРМИРОВАНИИ ЭНДОГЕННОГО ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

В строении исследуемого региона участвуют докаледонские срединные массивы, каледонские складчатые зоны и структуры эпикаледонских наложенных прогибов (4). В их пределах широко проявлены осадочно-метаморфические, вулканогенные и интрузивные комплексы.

Первые формировались в подводный геосинклинальный (допалеозой, нижний палеозой) и наземный полуплатформенный (средний-верхний палеозой, мезокайнозой) этапы развития. Особенно интересен последний. Киргизские геологи (3) выделяют в нем следующие наземные вулканогенно-осадочные и вулканогенные свиты и частично сопряженные с ними субвулканические и субэкструзивные тела: сугандинскую (нижнедевонская андезитовая формация), кастекскую (нижне-среднедевонская липаритовая), аральскую (верхнедевонская базальтоидная), талдысуйскую (нижнекарбоневая трахилипаритовая), ашукольторскую (пермская липаритовая, трахиандезит-кератофировая), горизонты базальтов перми.

В регионе широко распространены также субвулканические и субинтрузивные тела (штоки, дайки) средне-верхнепалеозойского возраста, являющиеся, возможно, глубинными аналогами упомянутых вулканогенных свит. Косвенно это подтверждается тесной пространственной связью указанных образований (рис. 7), а также результатами проведенных исследований на известных золоторудных полях Северного Тянь-Шаня (1,2). На некоторых месторождениях и проявлениях (Султансары, Карабулак, Куранджайляу, Байболот, Джайсан, Мироновское, Акташ и др.) субвулканические и субэкструзивные тела выполнены гранит-порфирами, дацитовыми, кварцевыми и фельзитовыми порфирами, снит-диорит-порфирами, трихандезитами, лавобрекчиями, трахандезитами и кварцевых порфиров. Большинство их размещается среди или вблизи вулканогенных толщ среднего-верхнего палеозоя. Часто периферийные участки тел сложены эруптивными брекчиями и кластолавами. В протоловках, отобранных с этих тел, обнаружены знаки самородного золота и киновари. Покровы описываемых вулканогенных образований и субвулканические тела обычно контролируются глубинными подвижными (активизированными) зонами ферганского (северо-западного) и кеминского (северо-восточного) направлений (5), пересекающими упомянутые геотектонические структуры.

Вероятно, формирование наземных постконсолидационных вулканогенных образований и подводящих каналов, выполненных и представленных в зависимости от степени эрозионного среза субвулканическими, субэкструзивными и субинтрузивными телами, отражает этап тектоно-магматической активизации региона.

Выше отмечалось, что значительная часть золоторудных проявлений исследуемого района находится в тесной пространственной и, возможно, парагенетической связи с описанными магматическими образованиями (1). Эта связь относительно четко устанавливается в пределах известных рудных полей.

В качестве примера рассмотрим особенности геологического строения рудного поля Куранджайляу (Боординский рудный район). В его строении участвуют отдельные фрагменты Заилийского и Иссыкульского срединных массивов и Восточно-Киргизского эпикаледонского прогиба. Отмеченные срединные массивы разделены Кеминской активизированной зоной, в пределах которой размещается описываемое рудное поле. Оно сложено терригенными отложениями нижнего карбона и средне-верхнепалеозойскими вулканогенными

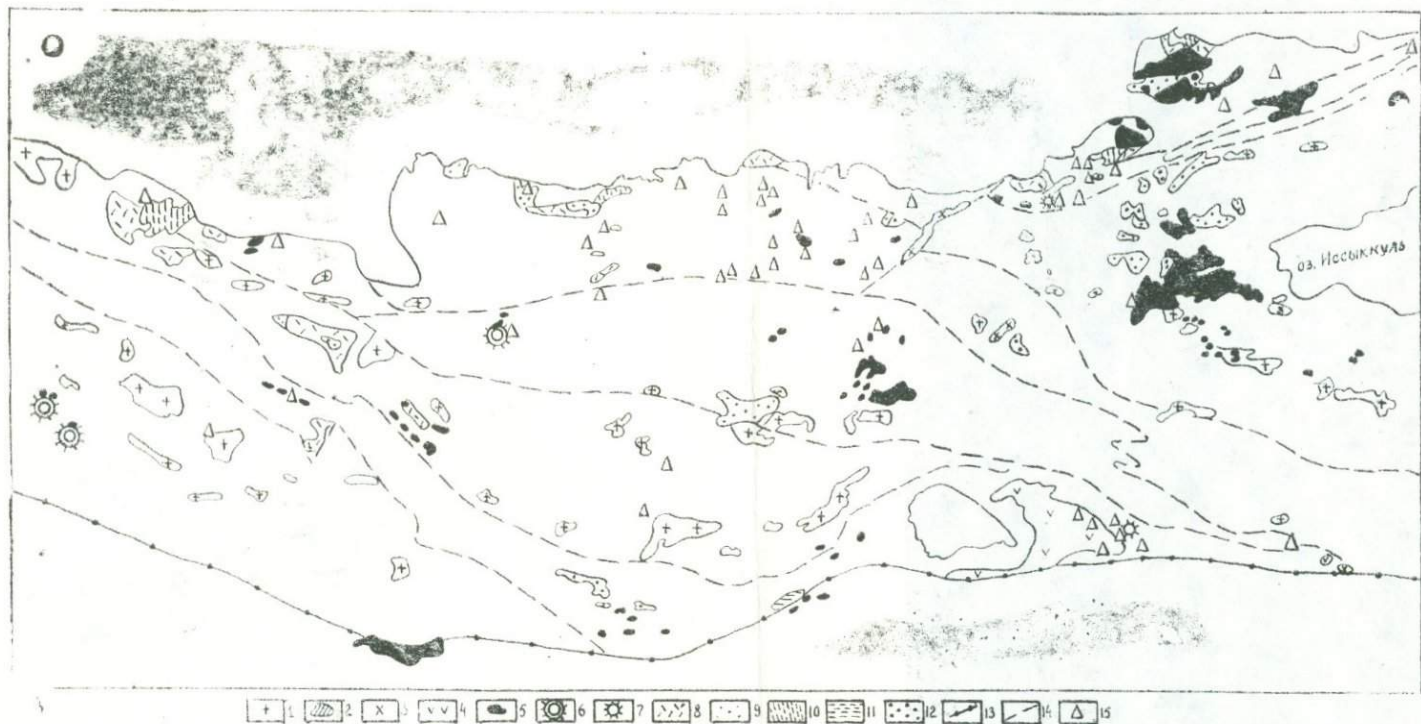


Рис. 7. Схема пространственной связи интрузивных (возможно, субвулканических) тел, эффузивных образований средне-верхнепалеозойского возраста и проявлений золота центральной части Северного Тянь-Шаня (составил Н. И. Джантуганов по материалам В. И. Кноауфа, Г. А. Додоновой и др., 1964 г.).

1 — граниты, риолитовые порфиры нижнего девона; 2 — гипабиссальные интрузивные тела сиенит-диоритов девона; 3 — субвулканические тела гранит-порфиров, граносиенит-порфиров, гранофилов девона; 4 — гранодиориты, граниты среднего карбона; 5 — сиениты, граносиениты, габбросиениты, граниты, гранит-порфиры перми; 6 — достоверно установленные субэкструзивные тела; 7 — предполагаемые субэкструзивные тела; 8 — вулканогенные породы андезитового состава нижнего девона (сугандинская свита); 9 — вулканогенные породы кислого состава нижнего и среднего девона (кастекская свита); 10 — вулканогенные породы преимущественно основного состава верхнего девона (аральская свита); 11 — осадочно-туфогенные породы верхнего карбона; 12 — вулканогенные породы преимущественно среднего возраста (ашукольторская свита); 13 — «важнейшая структурная линия Тянь-Шаня»; 14 — границы структурно-формационных зон; 15 — золотосодержащие проявления

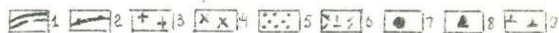
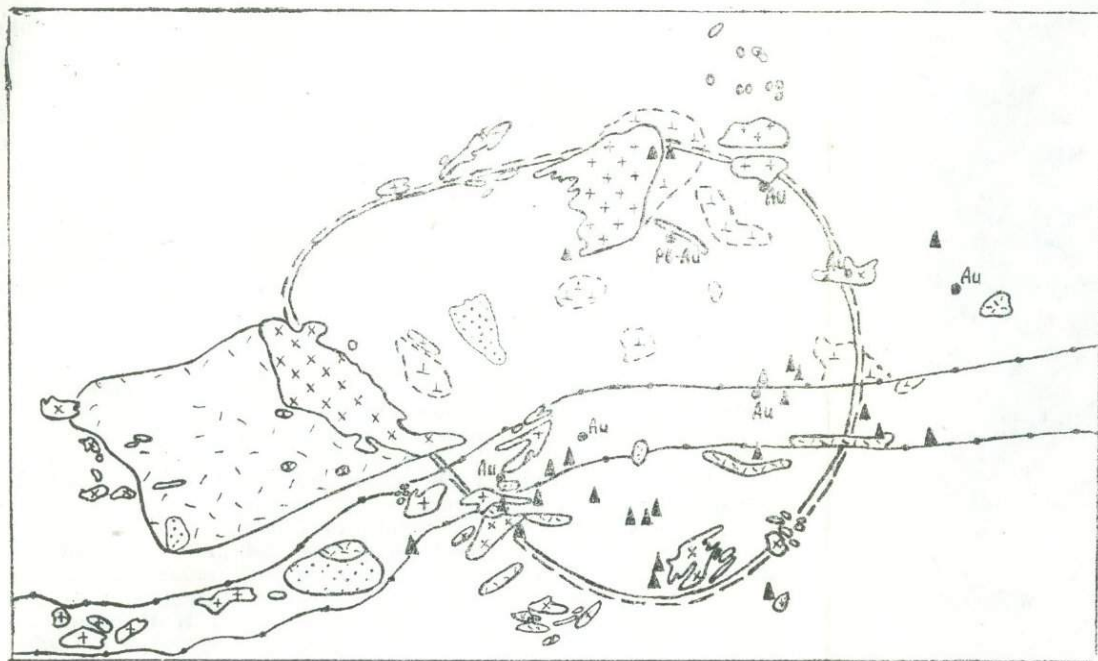


Рис. 8. Схема размещения кольцевой структуры (горы Окторкой; составил Н. И. Джантуганов)

1 — предполагаемая внешняя граница кольцевой структуры; 2 — кеминская шовная зона; 3 — верхнепалеозойские субвулканические, субинтрузивные тела (фельзиты, фельзит-порфиры, диориты, сиенит-диориты, андезитовые и диоритовые порфиры); 4 — субвулканические, субинтрузивные тела девонского возраста (граносиениты, гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры и т. д.); 5 — площади развития верхнепалеозойских эффузивов (лавы и туфы кислого и среднего составов); 6 — аналогичные площади среднедевонского возраста (лавы, туфы среднего и основного составов); 7 — золоторудные проявления; 8 — медные проявления; 9 — сиенит-диориты условно кембрийского возраста

и интрузивными породами. Особенности размещения последних косвенно указывают на существование кольцевой структуры (рис. 8). Она контролирует ряд рудных проявлений. К участку пересечения кольцевой структуры с субширотной зоной разломов приурочены штоки, дайки сиенит-диоритов, пород фельзитового состава (фельзиты и их туфы), андезитовых и диоритовых порфиритов верхнепалеозойского возраста, а также жилло- и линзообразные рудные тела месторождения Куранджайляу (2).

Таким образом, активизированные зоны в прошлом были ареной мощных вулканических извержений, с которыми пространственно и, возможно, парагенетически тесно связано формирование разнообразной эндогенной минерализации, в том числе золоторудной.

ЛИТЕРАТУРА

1. Джантуганов Н. И. Изучение вулкано-плутонических формаций — один из путей развития золоторудной базы Северного Тянь-Шаня. В сб. «Пути развития минерально-сырьевой базы горнорудной промышленности Средней Азии». Изд. САИГИМСа, 1971.
2. Джантуганов Н. И., Корчевская Ю. Г. Минералого-геохимические особенности измененных пород золоторудного месторождения Куранджайляу (Северный Тянь-Шань). «Узб.геол.ж.», 1971, № 5.
3. Додонова Г. А., Зайченко Е. И., Захаров И. Л. Вулканогенные формации Киргизии. Тр. Среднеазиатского регионального петрограф. совещ. (Тезисы докл.). Ташкент, изд-во «Наука», 1965.
4. Кнауф В. И. О глубинно-глыбовой структуре Тянь-Шаня. Тр. УГ при СМ КиргССР, 1962, № 2.
5. Помазков К. Д. О роли тектонических структур в размещении герцинских интрузий Северного Тянь-Шаня. ДАН СССР, т. 122, 1956, № 5.

УДК 553.2.411:551.242.4 (235.216)

Ю. А. АВЕРИН, Н. П. ХОЛОПОВ

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ЗОНАХ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ (КУРАМИНСКАЯ СТРУКТУРНО - ФОРМАЦИОННАЯ ЗОНА)

Понимая под тектоно-магматической активизацией процессы резкого усиления или возобновления тектонических движений в стабилизированных участках земной коры, сопровождавшиеся повторяющимися проявлениями магматизма, многие авторы (2,4) рассматривают Кураминский вулкано-

плутонический пояс как одну из наиболее ярко выраженных структур «отраженной» активизации, возникших под влиянием тектонических движений конечного этапа развития Южно-Гяньшаньской геосинклинали (4).

В Кураминской структурно-формационной зоне устанавливаются ранняя и поздняя стадии развития областей активизации. На ранней стадии (средний-верхний карбон) сформировались разнообразные вулканотектонические структуры: грабен-синклинали и вулканические мульды проседания (1), выполненные вулканотерригенными отложениями большой мощности (5—7 км и более), прорванными многочисленными субвулканическими или гипабиссальными интрузиями. Вулканыты представлены пирокластическими и излившимися породами андезитовой, андезит-дацитовый и липаритовой формаций, интрузивные породы — гранодиоритовой и гранитовой. На поздней стадии образовались локально проявленные депрессии, сложенные вулканитами базальтоидного и липаритового составов и синхронного интрузивного магматизма пермского и, возможно, нижнетриасового возраста, а также крупная Ангренская депрессия с ее мощной толщей угленосных отложений юрского возраста. Магматизм для заключительного этапа поздней стадии не характерен.

С обеими стадиями тектоно-магматической активизации связаны многочисленные проявления разнообразной эндогенной минерализации, в том числе золоторудной, которая в пределах Кураминского вулканического пояса представлена рудопрооявлениями трех структурно-морфологических типов. Эти рудопрооявления характеризуются существенно различными геологоструктурными позициями локализации, особенностями состава и размещения продуктивных минеральных комплексов и сопутствующих им метасоматитов. Размещаются они на разных глубинах и вулканогенных, вулканотектонических структурах и разломах фундамента.

Рудопрооявления в вулканогенных структурах представлены жильными телами в околожерловых разрывных нарушениях. Выделяются рудопрооявления зоны переходных (1—1,5 км) глубин. В них пучки рудовмещающих трещин веерообразно обрамляют вулканическое жерло с кольцевыми пологопадающими межформационными срывами, вмещающими кварцевые умеренносulfидные (по Н. В. Петровской) жильные тела простого строения. Сульфиды представлены более чем 30 минералами (по Э. А. Марковой), среди которых наиболее распространены пирит, тетраэдрит, сфалерит и галенит. Весьма многочисленны теллуриды.

Средне-верхнекарбоновые лавы, пирокласты и эруптивные брекчии андезитового и андезит-дацитового составов, вмещающие рудные жилы, в околожильной зоне подверглись интенсивной пропилитизации. Мощность пропилитизированных пород в согласных зонах на один порядок выше, чем в секущих. В составе измененных пород существенно преобладают пиритсодержащие кварцево-серицитовые метасоматиты среднепермского (3) возраста. Л. З. Палей и др. (1970) предполагают наличие на рудопроявлении мезозойской минерализации. Не имея цифровых данных, подтверждающих гипотезу, отметим, что на основании четко установленных различий золото-серебряного отношения для руд в согласных и секущих телах можно утверждать существование двух этапов формирования золоторудной минерализации. Причем возраст золоторудной минерализации моложе среднепермского.

Рудопроявления в вулcano-тектонических структурах образовались в зоне приповерхностных (менее 1 км) глубин. Они представлены простыми и сложными жилами в трещинных зонах, развившихся среди вулканитов андезит-дацитового состава средне-верхнекарбонового возраста в тесной связи с крупными тектоническими структурами, контролирующими размещение вулканических центров. На всех рудопроявлениях отмечается тесная пространственная и возрастная связь жильной минерализации с вулканизмом. Она выражается в многократно повторяющихся внедрениях эксплозивных брекчий, секущих жильный кварц ранних генераций, но пересекающихся более поздним рудным кварцем. Руды, как правило, убогосульфидные высокосеребристые. Золото обычно пылевидное и дисперсное, представленное электрумом. Среди жильных минералов преобладает кварц с подчиненными карбонатами (часто анкерит) и адуляром. В околожильной зоне по вмещающим породам развиваются карбонат-серицитовые метасоматиты, которые накладываются на более раннюю пропилитизацию. На одном из рудопроявлений, по определениям авторов, возраст адулярсодержащих новообразований— 233 ± 10 млн. лет (верхняя пермь—нижний триас), кварцево-ортоклазовых золотосодержащих жил—253 млн. лет (нижняя пермь), пропилитизированных пород—267—272 млн. лет (верхний карбон). Таким образом, формирование золоторудных проявлений данной группы было многоэтапным и длительным (от верхнего карбона до нижнего триаса).

Рудопроявления в разломах фундамента отличаются наибольшим разнообразием структурно-морфологических типов и условий локализации. Они формировались как в зоне приповерхностных, так и переходных глубин. Приурочены к

горст-антиклинальным поднятиям. Вулканогенные породы перекрывающего яруса характеризуются небольшой мощностью, причем связь оруденения с вулканизмом сохраняется. Это генетическое родство выражается в тесной пространственной связи с центрами вулканизма и присутствии в рудовмещающих разломах единичных тел эксплозивных брекчий, а также в тождестве вещественного состава, текстурных признаков руд с близлежащими вулканогенными рудопроявлениями.

В зоне приповерхностных глубин сформировалось рудопроявление в каледонском разломе, хорошо трассирующимся по останцам сланцев силура в неокаледонских гранитах. Линзовидные и жилообразные рудные тела локализуются в четко выраженных сместителях, фиксирующих плоскости реализации средне-верхнекарбонových фаз тектоногенеза: штокверковые зоны захватывают всю мощность древнего разлома. В базальных слоях перекрывающей туфогенной толщи средне-верхнекарбонového возраста присутствуют внутрипластовые залежи линзовидной формы.

Руды представлены преимущественно кварцем, в том числе халцедоновидным с незначительным (менее 1%) количеством сульфидов, золото (электрум) — пылевидным классом.

Оруденение, приуроченное к структуре древнего морфогического хорошо выраженного разлома, сохраняет главные свойства на значительном протяжении по простиранию и падению. Околожилные метасоматиты сложены пропилитами кварцево-серицитового (с хлоритом или без него) состава; в вулканитах перекрывающей толщи — кроме того, вторичными кварцитами кварцево-серицит-каолинитового состава.

Рудопроявление в зоне переходных глубин приурочено к системе трещин, оперяющих региональный долгоживущий разлом. Вмещающими являются сланцы силура и карбонатные породы девона. Оруденение представлено колчеданными жильными телами с наложенной на них блеклорудной с теллуридами и золотом минерализацией. Изменения вмещающих пород проявлены слабо и выражены окварцеванием и сульфидизацией.

Рудопроявление комплексных прожилково-вкрапленных медно-молибденовых руд, локализующихся в пропилитизированных сиенит-диоритах, находится в тесной пространственной и, по-видимому, генетической связи с граодиоритами. Вокруг штока зонально размещаются как отдельные фации пропилитов, так и оруденение. Золото тяготеет к наиболее внешним зонам, где ассоциирует с халькопиритом или является главным компонентом рудных тел. Рудный

штокверк на отдельных участках трансформируется в системы сложных трещинных зон, значительно удаленных от главной контролирующей структуры. В них локализуются весьма компактные золоторудные тела с сульфидами (пирит, галенит, халькопирит и др.). Время формирования золоторудных проявлений верхнекарбонное.

Таким образом, для Кураминского вулканогенного пояса характерны рудопроявления зон приповерхностных и переходных глубин с убогой сульфидностью руд на первых и высокой на вторых. Вулкано-тектоническим структурам свойственно простое строение, вулканогенным — сложное.

Преобладающая часть рудопроявлений формировалась длительное время. На рудопроявлениях в вулканогенных структурах возрастной интервал растягивается от средне-верхнего карбона до конца перми. В вулкано-тектонических структурах совмещение разновозрастной минерализации обычно для зоны приповерхностных глубин и не выражено — для зоны переходных. Последним проявлениям свойственны большие вертикальные размахи минерализации. Ее главные характеристики (сульфидность) обычно сохраняются на всем интервале развития рудной минерализации, что указывает на определяющее значение верхней границы глубинности. В распределении же минерализации выявляется вертикальная зональность, более выраженная в рудопроявлениях зоны переходных глубин.

ЛИТЕРАТУРА

1. Арапов В. А. Типы вулканогенных формаций Бельтау-Кураминского вулкано-плутонического пояса. В сб. «Вопросы стратиграфии и палеогеографии». Науч. тр. ТашГУ, вып. 408, 1972.
2. Горжевский Д. И., Фогельман Н. А. Тектоническое и металлогеническое районирование зон активизации на примере Забайкалья. ДАН СССР, т. 166, 1966, № 1.
3. Палей Л. З., Шер С. Д. Об абсолютном возрасте золотого оруденения Узбекистана. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. IX, М., изд-во «Наука», 1970.
4. Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. М., изд-во «Недра», 1968.

А. А. АВДУКАЮМОВ

ФОРМАЦИИ ЗОЛОТОНОСНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ РАЗМЕЩЕНИЯ В ТАЛАСО-АКТАШСКОМ РАЙОНЕ (КИРГИЗСКИЙ ХРЕБЕТ)

Региональная геологическая позиция района, расположенного на южном склоне Киргизского хребта (включая горы Ортау), определяется размещением его между двумя жесткими структурами—Макбальским брахиантиклинорием и Аспаринской геоантиклинальной зоной (10, 11). Тектоно-магматическая активизация проявилась здесь в условиях эпигеосинклинального и субплатформенного развития. На первом ее этапе сформировался внутренний прогиб, обновились разломы и контактовые зоны каледонских интрузий, произошло внедрение гипабиссальных и субвулканических трещинных интрузий повышенной щелочности. Второй сопровождался расколами субстрата и внедрением щелочных интрузий во все типы структур. Для каждого этапа характерно образование определенных типов метасоматитов и сопряженных руд, которые существенно различаются условиями локализации.

Исследованием установлено, что в полях измененных пород обычно наблюдается ассоциация из двух-трех формаций в различной степени золотоносных метасоматитов, находящихся в тесной пространственной, а нередко и временной связи. В соответствии с геологической обстановкой формирования (6) выделены две группы метасоматитов и сопутствующего оруденения—плутогенная и вулканогенная. В первой с известковыми скарнами, содержащими оруденение золота и меди, ассоциируют эпидозиты, изменения типа березитов-лиственитов, сопровождаемые плутогенными кварц-золоторудными жилами, и апоизвестняковые монокварциты. Вулканогенная группа представлена полями пропилитизации с локальными телами окложильных кварц-серицитовых (березитовых) метасоматитов с кварц-золото-полисульфидной (медь-свинец, висмут) минерализацией. Рассмотрим состав, строение метасоматитов и взаимоотношение их с рудами на примере жильного и вкрапленного оруденения вулканогенных золоторудных месторождений Барколь (Чонур) и Талдыбулак. На первом широко распространена дорудная пропилитизация пород, проявленная в зоне Молтайского и Баркольского разломов северо-западного простирания. В штоке кварцевых диоритов и вулканитах нижнего девона развита ассоциация

из карбоната, хлорита, эпидота и кварца, характерная для формации пропилитов средних температур (9). С удалением от разломов интенсивность пропилитизации понижается, что указывает на контроль ее трещинными структурами. В слабо-эродированных участках она проявляется в виде кварц-эпидотовых и карбонат-эпидотовых прожилков. Околожилные изменения включают комплекс новообразований, в составе которого установлены серицит, кварц, карбонат, хлорит. Они сопровождают зальбанды всех золоторудных жил и зон, характеризуются симметричной зональностью строения (рис. 9, 10). Во внешней зоне биотит и роговая обманка замещаются карбонатом, хлоритом с образованием лейкоксена; плагиоклаз серицитизируется. В промежуточной серицит почти полностью замещает плагиоклаз, карбонат, в значительной степени хлорит, появляется метасоматический кварц. При переходе к внутренней кварц-серицитовой зоне замещается калишпат, дезинтегрируются зерна кварца, количество его и серицита увеличивается. В центральной части зоны находится золотоносная кварцевая жила с карбонатами и сульфидами (халькопирит, пирит, галенит, минералы висмута). В местах выклинивания их по простиранию и восстанию увеличивается количество карбоната, уменьшается мощность кварц-серицитовой зоны при возрастании промежуточной. В строении зон изменений и характере золоторудной минерализации месторождения Барколь установлена вертикальная зональность. На наиболее высоких гипсометрических уровнях устойчивым является альбит, внутренняя зона имеет небольшую мощность, а оруденение в ней представлено вкрапленностью халькопирита, пирита и маломощными (2—5 мм) кварц-сульфидными прожилками (см. рис. 10). На уровнях, расположенных на 100-120 м ниже, встречаются более мощные внутренние зоны серицитизации (см. рис. 9) со стержневыми кварц-сульфидно-золоторудными жилами, параллельно основной располагается ряд маломощных жил с кварц-серицитовой оторочкой. Крупные сопровождаются более мощными зонами серицитизации. Последние содержат сульфиды и совместно с жилой образуют рудное тело.

Рассмотренные соотношения позволяют сделать определенные выводы. Метасоматические околожилные изменения, в том числе призальбандовая серицитизация, и оруденение в жилах формируются с незначительным разрывом во времени. Это позволяет использовать зоны серицитизации в качестве надежного поискового критерия слепого оруденения. Вертикальная зональность указывает на увеличение мощностей рудных тел с глубиной, что отражает небольшой эрозионный срез месторождения, особенно его юго-западной части.

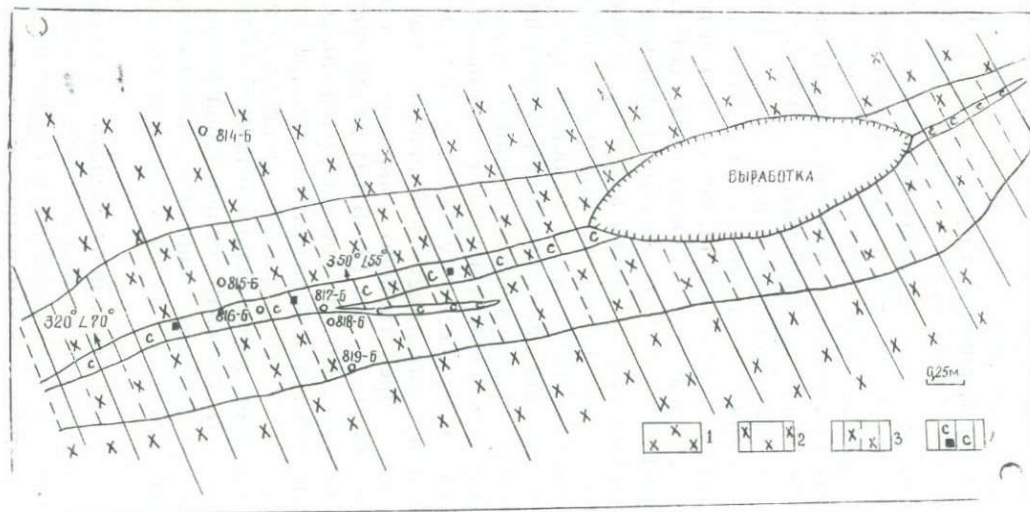


Рис. 10. Взаимоотношение прожилково-вкрапленного оруденения и зоны березитизации на верхних уровнях месторождения Барколь: 1 — кварцевый диорит. Зоны березитов: 2 — внешняя; 3 — промежуточная; 4 — внутренняя с вкрапленностью сульфидов и кварц-сульфидными прожилками

Химизм процесса окolorудного изменения, рассчитанный атомно-объемным методом, выражается в привносе кремния, углекислоты, выносе алюминия и всех оснований. Часть компонентов ведет себя дифференцированно на различных уровнях месторождения (табл. 6). На верхних уровнях установлен небольшой вынос натрия, калия, а на более низких отмечается привнос калия в промежуточную и вынос части его и всего натрия из внутренней зоны. Химизм рудоотложения (пробы 842-Б и 837-Б) сопровождается резким выносом алюминия, калия, привносом серы, железа, меди, свинца и золота.

На месторождении Талдыбулак широко развита пропилитизация, подчиненная Унгурсай-Талдыбулакской зоне разломов. При этом в разломах, ограничивающих рудное поле с запада и востока, развита эпидот-хлоритовая фация пропилитов. В расположенном же внутри блока оперяющем Джалгизталском разломе интенсивно проявлены их более внутренние зоны. Здесь наблюдаются различные сочетания взаимопереходных ассоциаций из хлорита, эпидота, адуляровидного калишпата, кварца и халькопирита, слагающих зоны прожилковых выделений в туфопесчаниках, а также маломощные кварцевые жилы с эпидотом, халькопиритом и низким содержанием золота в микродиоритах. Следовательно, развитие пропилитового комплекса изменений (второй тип) на месторождении Талдыбулак сопровождается синметасоматическим оруденением. Однако преобладающая часть оруденения (золото, медь, висмут, свинец) связана во времени с формированием кварц-карбонат-хлорит-серицитового комплекса изменений. Последний редко представлен маломощными (до 0,2 м) рудоносными зонами кварц-серицитового состава. На большой площади в штоке микродиоритов развита сеть тончайших кварц-хлорит-сульфидных и кварц-серицит-сульфидных прожилков, что обусловило преобладание вкрапленного и прожилково-вкрапленного синметасоматического кварц-золото-сульфидного оруденения, частично совмещенного в пространстве с минерализацией пропилитового этапа. Следовательно, формирование близких по составу метасоматитов и руд в специфических геологических условиях месторождений протекало с неодинаковым разрывом во времени. Наряду с безрудными (Барколь) установлены продуктивные (Талдыбулак) пропилиты, что отмечали исследователи и для других объектов (1,14). По составу, строению и химизму процесса кварц-карбонат-хлорит-серицитовый комплекс изменений близок метасоматитам формации березитов (4, 3, 9). Подчиненная роль карбонатов в зонах метасоматоза, вероятно, обусловлена эффектом частичного экранирования покры-

вающими пачками, масштабы изменений в которых резко уменьшаются. Дифференциальная подвижность компонентов (12) на различных вертикальных уровнях среза метасоматических колонок, отмеченная выше для Барколя, характерна и для других золоторудных районов (5).

В результате анализа условий локализации полей метасоматических пород выявлено, что их размещение закономерно связано с определенными геологоструктурными блоками района. С учетом работ ряда исследователей разработана схема структурно-металлогенического районирования, на кото-

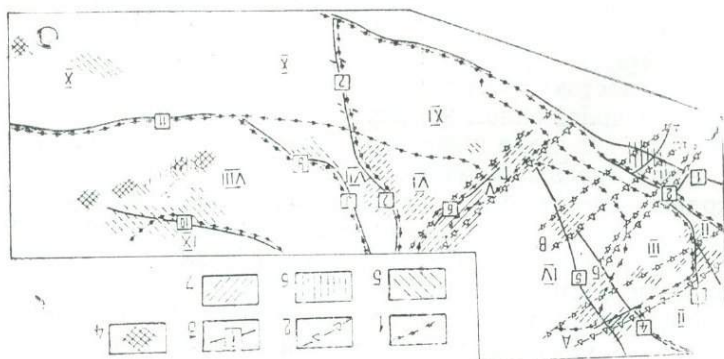


Рис. 11. Схема размещения метасоматитов Таласо-Акташского района (составлена по материалам автора и В. В. Киселева, В. Г. Королева, В. И. Кнауфа, А. А. Черепанова, Я. С. Висньевского, В. Э. Доброго, И. Х. Когай, В. П. Колоскова, Л. И. Сатыбалдиева, А. А. Черепанова, В. Ф. Ялового):

1 — границы блоков (I — Акджарский; II — Терекский; III — Западное обрамление мульды; IV — Аральская вулканогенная мульда; V — Унгурсай-Талдыбулакская зона; VI — Восточное обрамление мульды; VII — Джолголот-Кенташская зона; VIII — Акташский блок; IX — Каракистакская грабен-синклиналь; X — Бакайташский блок; XI — Ортауаский блок); 2 — зоны длительно развивавшихся скрытых разломов фундамента в обрамлении Аральской мульды (А — Кукалаташская; Б — Чонурская; В — Тегерексазская; Г — Талдыбулакская); 3 — крупные разломы (1 — Кызылташский; 2 — Нижнесарыбулакский; 3 — Сарыбулакский; 4 — Кагарчинский; 5 — Баркольский; 6 — Талдыбулакский; 7 — Джолголотский; 8 — Кенташский; 9 — Купринский; 10 — Чаканский; 11 — Ашпаринский). Установленные поля метасоматитов (предполагаемые — пунктир): 4 — известковые скарны; 5 — формация березитов-лиственитов; 6 — монокварциты; 7 — пропилиты с локальными телами околожилных кварц-серицитовых (березитовых) метасоматитов.

Окислы	Зальбанд стержневой жилы				Зальбанд одиночной жилы				Зона оруденения на верхнем уровне			
	833-Б	834-Б	836-Б	837-Б	840-Б	841-Б	843-Б	842-Б	786-Б	814-Б	815-Б	817-Б
SiO ₂	61,77	61,36	63,99	94,32	64,27	67,01	73,46	74,52	63,60	66,18	64,13	70,83
TiO ₂	0,50	0,50	0,45	—	0,55	0,55	0,40	0,12	0,55	0,60	0,62	0,45
Al ₂ O ₃	15,48	15,48	13,86	0,54	15,12	14,94	11,45	3,42	15,04	14,58	15,57	12,98
Fe ₂ O ₃ *	1,26	0,54	7,02	0,02	0,90	—	2,00	9,50	1,20	0,60	0,62	0,45
FeO	3,37	3,30	2,33	3,59	3,37	3,30	2,01	3,26	3,08	3,09	2,80	1,50
MnO	0,06	0,05	0,02	—	0,03	—	0,03	0,03	0,06	0,02	0,02	0,02
MgO	3,12	2,96	1,68	—	1,68	1,60	1,44	0,16	2,40	2,32	1,76	1,04
CaO	3,14	3,47	0,34	—	2,12	1,12	0,55	0,25	3,92	1,57	2,90	2,12
Na ₂ O	3,32	2,72	—	—	3,00	2,70	0,10	—	3,38	3,40	2,94	2,94
K ₂ O	3,64	3,36	4,20	—	4,50	5,42	3,84	0,86	3,86	3,60	3,72	2,64
P ₂ O ₅	0,24	0,23	0,31	0,01	0,24	0,24	0,18	0,05	0,24	0,20	0,40	0,18
H ₂ O+	2,42	3,04	4,92	0,48	2,38	1,84	3,00	2,68	1,30	2,40	2,18	2,06
H ₂ O-	—	0,06	0,34	—	0,42	0,18	0,64	0,10	0,14	0,40	0,42	0,28
S	0,12	0,04	0,06	0,37	0,03	0,03	0,15	1,52	0,02	0,03	0,03	0,03
SO ₃	—	—	0,01	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CO ₂	1,82	2,69	0,06	0,19	0,69	0,14	0,03	0,11	0,41	0,61	1,82	1,27
Cu	0,07	0,03	0,25	0,92	Не опр.	Не опр.	0,41	0,82	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,31
Pb	—	Не опр.	0,24	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,04	1,16	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,07
Ппп	4,38	5,73	5,66	Не опр.	3,69	2,66	4,14	Не опр.	2,28	3,74	4,48	3,86
Σ	100,28	99,80	99,28	99,52	99,30	99,10	99,28	98,54	99,20	99,45	99,86	98,79
dv	2,56	2,56	2,25	2,53	2,64	2,56	2,53	2,49	2,64	2,56	2,63	2,68

786-Б — кварцевый диорит; 833-Б, 840-Б, 814-Б — внешняя зона; 834-Б, 841-Б, 815-Б — промежуточная зона; 836-Б, 843-Б, 817-Б — внутренняя зона, 837-Б, 842-Б — кварцевые жилы.

Примечание. Данные получены в лаборатории САИГИМСа, — аналитик Е. Н. Спиридонова.

рой выделено 11 блоков (рис. 11). Акджарский и Терекский блоки протерозойских карбонатно-терригенных (караджилгинская, западно-киргизская серии) и вулканогенных (терекская свита) пород слагают западную и юго-западную части района. На востоке и юге в каледонском структурном этаже, включающем крупные поля гранитоидов, эффузивные и карбонатно-терригенные образования кембрия (караарчинская свита) и ордовика, выделены Акташский, Бакайташский и Ортотауский блоки. На севере Акташский блок по Чаканскому разлому граничит с герцинской Каракистакской грабен-синклиналию, выполненной эффузивами нижнего девона. Наиболее сложным строением отличается центральная часть района, охватывающая Аральский эпикаледонский внутренний прогиб (В. И. Кнауф, Т. А. Додонова, 1964 г.). Эта структура, сложенная наземными андезитами (сугандинская свита), андезито-базальтами и базальтами повышенной щелочности (аральская свита), обломочными и субвулканическими породами нижнего, среднего-позднего девона, сформировалась на протерозойском и каледонском основаниях зон завершенной складчатости и характеризуется признаками областей тектоно-магматической активизации (2, 8, 15). Время проявлений последней в Северном Тянь-Шане датируют различно. Е. Н. Горецкая, Т. А. Додонова, В. И. Кнауф (7) период с девона по нижнюю пермь, когда преобладали поднятие и размыв территории, относят к эпигеосинклинальному орогенному, а период со второй половины перми по нижний палеоген — к платформенному этапу развития Северного Тянь-Шаня. К. Л. Бабаев и В. Г. Гарьковец (2) указывают, что после геоантиклинального режима развития (силур-карбон) «в карбоне широко проявились процессы тектоно-магматической активизации». Однако изометрическая форма, состав, фации пород и строение Аральского прогиба, формирование которого началось в нижнем девоне, соответствуют структурам первой стадии тектоно-магматической активизации (по А. Д. Щеглову (15), стадии образования «континентальных вулканогенных прогибов»). Учитывая неравномерность распределения оруденения в прогибах, для выделения локальных перспективных площадей необходимо изучение тектонического строения структуры, по времени проявления вулканизма и составу оруденения сопоставимой с зонами тектоно-магматической активизации вулканических дуг Центрального Казахстана, и условий размещения в ней интрузивных и постмагматических образований.

Блоковое строение — характерная черта прогиба. Крупной составной структурой является Аральская мульда с ее внутренней и периферической частями, сложенными соответственно верхне-или нижнеаральской (средний-верхний де-

вом) и каракольской (средний девон) свитами. В качестве самостоятельных блоков с характерными для них комплексами пород выделены западное и восточное обрамления мульды, переходная Унгурсай-Талдыбулакская и Джолголот-Кенташская тектонические зоны. В период образования андезитов в западном и восточном обрамлениях и грубообломочных красноцветов (средний девон) в самой мульде Джолголот-Кенташский блок, ограниченный одноименными разломами, испытывал интенсивное поднятие, вследствие чего эффузивы аральской свиты залегают здесь на отложениях каледонского этажа. Границами блоков служат крупные разрывные структуры и зоны длительно развивавшихся скрытых разломов фундамента северо-восточного простирания. На наличие здесь Каракистакской подвижной зоны, контролирующей размещение прогиба, указывал К. Д. Помазков (13). Представляется, что она складывается несколькими зонами более высокого порядка: Кукалаташской, Чонурской, Тегерексазской и Талдыбулакской (см. рис. 11). Они намечены нами по приуроченности к ним крупных полей штокообразных интрузий, даек и метасоматических пород. Кукалаташская зона прослеживается от реки Курганташ по азимуту 60° до Баркольского рудного поля. Талдыбулакская зона является восточной границей мульды, простирается от гор Ортотау по азимуту 50° и уходит за пределы района. В геологическом отношении зоны представлены протяженными поясами прерывистых полей трещинных субвулканических интрузий, постмагматических изменений и участками развития приразломных деформаций, т. е. являются типичными структурами стадии активизации. Интрузивные породы по составу и времени формирования близки соответствующим эффузивам и образуют с ними вулканоплутонические комплексы. Выделяются кварцевые диориты и микродиориты среднего девона (А. А. Черепанов, 1964 г.), которые по химическим характеристикам соответствуют андезитам сугандинской свиты. Разнообразие пород отличает дайки среднего-позднего девона, с которыми пространственно и парагенетически связано оруденение. Нами выделены кварцевые сиенит-порфиры, сиенит-диоритовые и пироксеновые порфириты. По составу они близки к интрузиям второй стадии тектономагматической активизации (15). К этим же зонам приурочены субвулканические тела габбро-диабазов и сферолитовых липарит-порфиров. Чонурская (азимут 40°) и Тегерексазская (азимут 55°) зоны четко выражены только в юго-западном окончании (узлы концентрации даек среди протерозойских пород и отдельные поля постмагматической минерализации в девонских отложениях).

Закономерности размещения измененных пород тесно связаны с историей развития блоков в течение циклов. Метасоматиты плутоногенной группы приурочены к блокам протерозойского и каледонского структурных этажей и размещаются в зонах контактов каледонских гранитоидных интрузий (скарны, монокварциты), при обновлении которых в герцинский цикл проявились пестрые интрузии и зоны безрезитизации. Последние приурочены также к зонам разрывных нарушений на границах блоков с герцинскими структурами. Для них характерно поясное распределение и парагенетическая связь со средне-позднедевонскими гипабиссальными малыми интрузиями кварцевых сиенит-диоритов. С пермской тектономагматической активизацией указанных блоков связаны зоны калишпатовых метасоматитов с низкими концентрациями золота, местами также содержащих редкие металлы. Метасоматические породы вулканогенной группы, особенно крупные поля, размещаются в узлах пересечения зон северо-восточного простираения с разломами субмеридионального и северо-западного направлений и имеют изометричную форму. Наиболее благоприятны эти позиции в участках периферической части и блоках обрамления Аральской мульды, где развиты субвулканические интрузии. Несомненно, периферия мульды в указанных позициях также перспективна, как и блоки обрамления, прилегающие к северо-восточным зонам, но отличаются от них меньшим надрудным эрозийным срезом. В наиболее удаленных от мульды участках обрамления среди известняков появляется золотосодержащая метасоматическая формация халцедоновидного кварца. Ввиду вертикальных перемещений часть опущенных блоков в узлах пересечения перспективна на слепое оруденение. Из других типов слабо золотосных метасоматитов вулканогенной группы следует отметить кварц-серицитовые (гидрослюдистые) породы и кварц-турмалиновые брекчии Талдыбулака с признаками оловоносности, ассоциирующие со сферолитовыми липарит-порфирами. Наличие оруденения слова предполагалось для зон активизации Тянь-Шаня (15).

Из изложенного видно, что тектоно-магматическая активизация в широком понимании этого термина проявляется в разнообразных формах. Характерно, что она протекала вскоре после геосинклинального этапа. При этом на первой стадии активизации сформировались сравнительно небольшие по масштабам структуры (эпикаледонский внутренний прогиб и Чаканская зона развития малых интрузий в бортах Каракистаекской грабен-синклинали). Следовательно, активизации подвергались отдельные блоки (структуры) или их краевые приразломные части. При субплатформенном состо-

янии субстрата более поздняя активизация различной интенсивности охватила значительные площади двух-трех подзон. Поэтому выделение соответствующих структур в пределах района затруднительно. Недостаточно разработаны вопросы о соотношении масштабов и структурных форм проявления, количестве стадий активизации на неодинаковом субстрате и специфике рудоносности их в конкретных зонах и районах. Наблюдается частичное пространственное совмещение участков развития максимально дифференцированных по составу магматических образований различных этапов активизации, что обусловлено унаследованным расположением магматических очагов и наличием крупных магмовыводящих структур. Если на раннем этапе формам активизации первой стадии соответствуют по составу магматические образования второй стадии (в объеме термина, по А. Д. Щеглову), то при наличии на золоторудных площадях флюорита, барита, сурьмы возникает вопрос о возможном сближении во времени оруденения двух стадий активизации. Вероятно, небольшой разрыв между временем окончания консолидации складчатой зоны и началом активизации и сокращением периода (совмещение) между двумя стадиями активизации причинно связаны друг с другом, что отражает специфику процессов в конкретной обстановке.

При оценке перспектив рудоносности площадей не всегда имеются достаточно обоснованные критерии для выделения наиболее благоприятного эрозионного среза этих структур. Особенно это касается данных по количественному соотношению площадей развития пород субвулканических и эффузивных фаций на различных уровнях из-за трудности определения глубины формирования и степени экранирования оруденения в каждом конкретном случае. Например, в пределах минерализованных зон Барколя и Талдыбулака площадь выхода штоков и даек составляет 30—60%. Остальная сложена осадочно-вулканогенными образованиями. Глубина формирования обнаженной части оруденения по геологическим данным определяется в 800—1400 м. В расположенных к югу от района Арамсинской и Сусамырской подвижных активизированных зонах разломов на однотипных с Барколем по характеру минерализации проявлениях Чолоктор и Джайсан субвулканические тела распространены меньше, близкие им по времени образования эффузивы сохранились незначительно в узких грабенах или практически эродированы, а содержания полезных компонентов существенно не различаются. Частично оценку таких полей можно обосновать путем изучения метасоматитов, особенно в менее эродированных блоках.

В результате анализа условий локализации выделены перспективные и прогнозные площади развития метасоматитов с учетом степени эродированности участков. Площадь на пересечении Сарыбулакского разлома и Кукалаташской зоны выдвигается как слабо эродированное поле метасоматитов, основная часть которых, вероятно, размещается вблизи поверхности залегания девонских эффузивов на породах протерозоя. Участки возможного развития нескрытых рудоносных метасоматитов расположены в местах пересечения Баркольского разлома с Тегерексазской и Талдыбулакской зонами. Изучение закономерностей размещения и строения продуктивных метасоматитов, принимая во внимание их более значительные масштабы развития по вертикали и на площади по сравнению с участками рудной минерализации, способствует повышению эффективности поисковых и оценочных работ, в том числе и на слепое оруденение в районе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бабаев К. Л. Петрология околорудноизмененных пород и их классификация (на примере золоторудных месторождений Средней Азии). «Изв. АН ТаджССР», 1971, № 2 (40).
2. Бабаев К. Л. и др. Активизированные зоны Тянь-Шаня и их металлогения. В кн. «Металлогения областей тектоно-магматической активизации. Тезисы докл. VII Всесоюз. металлоген. совещ.». Иркутск, 1973.
3. Бабаев К. Л., Абдукаюмов А. А. О золоторудных параберезитах в кварцево-биотитовых сланцах Тереккана. Зап. Узб. отд. ВМО. Ташкент, изд-во «Фан» Уз ССР, вып. 27, 1974.
4. Бородаевский Н. И., Шер С. Д. Об околорудных изменениях в месторождениях золота. Тр. ЦНИГРИ, вып. 76, 1967.
5. Бурак В. В. О химизме околорудных изменений на месторождениях золота (Ленский золотоносный район). ДАН СССР, т. 202, 1972, № 3.
6. Генезис эндогенных рудных месторождений. Под. ред. В. И. Смирнова. М., изд-во «Недра», 1968.
7. Геология СССР, т. XXV, Киргизская ССР, Под ред. К. Д. Помазкова. М., изд-во «Недра», 1972.
8. Горжевский Д. И., Козеренко В. Н., Гинзбург А. И. Тектоно-металлогенические типы областей активизации и их рудные формации. В кн. «Металлогения областей тектоно-магматической активизации. Тезисы докл. VII Всесоюз. металлоген. совещ.». Иркутск, 1973.
9. Жариков В. А., Омеляненко Б. И. Некоторые проблемы изучения изменений вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями. В сб. «Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов». М., изд-во «Недра», 1965.
10. Киселев В. В., Королев В. Г. Основные черты тектоники западной части Киргизского хребта. В сб. «Тектоника западных районов Северного Тянь-Шаня». Фрунзе, изд-во «Илим», 1964.
11. Кнауф В. И. Тектоника палеозойной восточной части Советского Тянь-Шаня. Автореф. докт. дисс. Ташкент, 1973.
12. Коржинский Д. С. Проблемы метасоматических процессов.

Е кн. «Проблемы метасоматизма» (Тр. II конференции по околорудному метасоматизму). М., изд-во «Недра», 1970.

13. **Помазков К. Д.** Глубинные подвижные зоны Тянь-Шаня и их рудоконтролирующее значение. Тр. УГ и ОН при СМ КиргССР, сб. № 2. М., Госгеолиздат, 1962.

14. **Русинов В. Л.** Геологические и физико-химические закономерности пропилитизации. М., изд-во «Наука», 1972.

15. **Щеглов А. Д.** Основные черты металлогении зон автономной активизации. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. VIII. М., изд-во «Наука», 1967.

УКД 553. 41. 041:551. 242. 4(575.1).

И. Н. ГАЛАХОВ, В. А. ХОРВАТ

К ХАРАКТЕРИСТИКЕ ПЕРСПЕКТИВ ЗОЛОТО- СЕРЕБРЯНОГО ОРУДЕНЕНИЯ ЭТАПОВ ПОСТКОНСОЛИДАЦИОННОЙ АКТИВИЗАЦИИ В ЗАПАДНОМ УЗБЕКИСТАНЕ

Основная масса золотых руд западного сектора Южного Тянь-Шаня (Западный Узбекистан) оформилась в течение герцинского эпигессинклинального орогенного этапа (C_2 —Р). В результате интенсивных минералого - геохимических и металлогенических исследований в последние годы выделены эпитермальные рудные формации сурьмы, ртути и благородных металлов, связанные с процессами постконсолидационной активизации (1, 5).

Выявлению истинных масштабов золото-серебряной минерализации, локализующейся в основном в домезозойских образованиях, препятствует отсутствие надежных геологических реперов ее возрастной привязанности и неразработанность критериев онто- и филогенетических (по Д. В. Рундквисту) отношений между совмещенными мезо- и эпитермальными золотоносными минеральными парагенезисами.

В этих случаях косвенными диагностическими критериями приповерхностного образования руд и околорудноизмененных пород, совмещенных с гипабиссальным оруденением, служат дислокационные и минералогические признаки. Частично они были рассмотрены А. Т. Бендиком на примере золото-серебряной формации (Мурунтау), дополнены нами при изучении некоторых метасоматитов (адулярсодержащие породы, аргиллизиты) и могут применяться к другим эпитермальным образованиям известных золоторудных полей (Кокпатасское, Кульджуктауское, Зармитанское, Каракутанское и др.).

Вспомогательными критериями в данном случае являют-

ся признаки существенных изменений геологии среды эпиптермального рудообразования (резкое повышение хрупких деформаций), что характерно для Каракутана, Кокпатаса и др.

С другой стороны, принимая во внимание глубину орогенных и постконсолидационных тектоно-магматических процессов, влияющую на масштаб дислокаций и профили магматизма, ту же задачу можно свести к установлению признаков рудных формаций корового и мантийного происхождения. Для ее решения привлекается геохимическая информация — состав комбинаций элементов руд (с учетом локального геохимического фона) и пока единичные сведения по геохимии изотопов. Так, по данным А. М. Гаврилова (ЦНИГРИ), в Кокпагасском рудном поле для сульфидов продуктивной золотоносной ассоциации (пирит-арсенопирит) величина и пределы вариаций приращений (S^{34}) позволяют предполагать смешанный источник серы, тогда как антимониты содержат устойчиво тяжелую серу, близкую троилитовому стандарту.

Геохимическая характеристика руд, по мнению А. Циссара и фон Гелена, не может служить надежным критерием для рассматриваемой диагностики. Однако сопоставление геохимических формул совмещенных рудных формаций Западного Узбекистана (И. Н. Галахов, 1972—1973 гг.) приводит к заключению о возможности использования этого критерия как вспомогательного в комплексе с геологическими и минералогическими. В частности, на фоне возрастания содержания серебра, сурьмы, ртути, свинца и снижения концентраций вольфрама, золота, свойственных эпиптермальному оруденению вообще, золото-серебряные формации постконсолидационного этапа часто характеризуются перестройкой корреляционных связей некоторых элементов (вольфрам-висмут и др.), а также уменьшением содержания элементов, определяющих специализацию рудовмещающих и подрудных толщ, в частности, молибдена, ванадия, меди, цинка, висмута, селена.

Однако наряду с золото-серебряными формациями постконсолидационных этапов в Западном Узбекистане достаточно широко проявлены сходные парагенезисы заключительных стадий минерализации орогена, связанные с соответствующими золоторудными формациями стадийными (онтогенетическими) отношениями (7). От постконсолидационных эти образования отличаются полисульфидно-(сульфосольно)-кварцевым составом, унаследованным от золотых руд продуктивных стадий, индикаторной золотоносностью сульфоантимонитов и антимонита, низкими содержаниями ртути, отсутствием

метаколлоидных образований, тесным наследованием рудовмещающих структур орогенных формаций, ассоциацией в них с дайками диоритов, лампрофиров и т. д.

Использование комплекса рассмотренных признаков позволяет выделить из числа золоторудных ряд золото-серебряных формаций постконсолидационного этапа, краткие сведения о которых приводятся в табл. 7.

Рассматривая региональные закономерности размещения описываемых рудных формаций (рис. 12), следует, в первую очередь, отметить их приуроченность к пересечениям золоторудных узлов отдельными рудными кулисами Северо-Ферганского и Зарафшано-Гиссарского сурьмяно-ртутных поясов (по В. П. Федорчуку, 6).

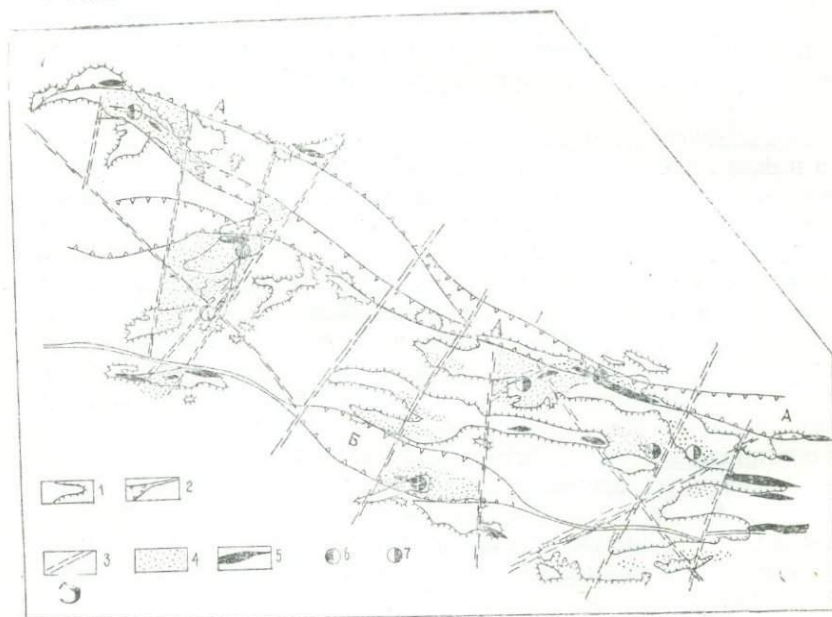


Рис. 12. Принципиальная схема размещения оруденения в Западном Узбекистане

1 — границы выходов допалеозойских пород; 2 — офиолитовые прогибы и швы (А — краевой Букантау-Ферганский, Б — внутренний Рабинджан-Катармайский); 3 — скрытые сквозные разломы фундамента; 4 — главные районы и узлы домезозойского золотого оруденения; 5 — основные рудные кулисы сурьмяно-ртутного оруденения (по В. П. Федорчуку); 6 — золоторудные узлы орогенного этапа; 7 — проявления существенно серебряных рудных формаций посторогенного этапа

Рудная формация, фациальность рудоотложения	Минеральный и геологический типы месторождений	Рудные минералы: главные, второстепенные (редкие)	Околорудные метасоматиты	Особенности размещения	Полезные компоненты		Примеры месторождений
					главные	попутные	
Телетермальная золото-серебряно-сурьмяно-кварцевая	Жильный серебряно-сульфосольный, малосульфидный*)	Галенит, буланжерит, джемсонит, сфалерит, блеклые руды , (сульфосоли серебра, самородное серебро, сурьма, электрум и др.)	Низкотемпературная безрезитизация с переходом к аргиллизитам Окварцованные осветленные породы	Зоны гипоглубинных разломов в периферических частях эпибайкальских и эпипалеозойских внутренних поднятий Субрегиональные внутренние дайковые пояса в зоне влияния Поперечно-Тяньшаньского разлома Золоторудные узлы и поля (домезозойские)	Серебро	Сурьма, золото, свинец	Мальгузар, горы Гобдунтау (участки Юбилейный, Западный, р. т. № 3).
	Жильный серебряно-антимонитовый, умеренно сульфидный	Антимонит , арсенопирит, пирит, блеклые руды, (сульфиды и селениды серебра, буланжерит, золото, киноварь)	Карбонатно - кремнистые породы (джаспероиды)	Секущие (северо-восточные) разломы и полости отслоения в карбонатной формации; зоны контакта с терригенно-сланцевыми формациями	Серебро, сурьма	Золото, (ртуть, селен (?), медь, цинк	Кокпатас (участок Серебряный), Аулие-Куджумды
	Вольфрамоносный электрум-сульфосольно-антимонитовый, малосульфидный, типа жил, жильных и минерализованных зон	Антимонит, сульфосоли свинца, меди, сурьмы, селенита; акантит, (электрум), шеелит, ферберит, (селениды серебра)	Серицит - альбит - кварцевые, иногда с глинистыми минералами	Сигмоидные, флексурные изгибы структур в сланцевых формациях	Серебро, золото, вольфрам	Сурьма, свинец, висмут (?), селен (?)	Бельтау, Акбель
	Электрум - сульфосольный жильный убогосульфидный (балейский тип?)	Пирит, арсенопирит, сульфосоли свинца, серебра, сурьмы, меди, (шеелит)	Окварцованные серицитизированные, аргиллизированные, адуляризованные породы	Секущие жилы и зоны в сланцевых формациях и хрупких породах (песчаники и т. п.)	Золото, серебро	Свинец, ртуть, вольфрам	Южно-Беспапанское, Мурунтау, Караулхона, Каракутан
Приповерхностная золото - редкометалльная барито - кварцевая*1.	Жильный и минерализованных зон	Гематит, пирит, халькопирит, (золото); редкометалльная минерализация	Осветленные гематитизированные породы с баритом и флюоритом	Борта локальных молассоидных депрессий (палеозой)	Редкие металлы, золото	Фтор, ртуть, барий	Джолсай, Каскыртай

* Изучена недостаточно

Эти пояса следуют вдоль главнейших тектонических швов, разделяющих Срединный и Южный Тянь-Шань, а внутри последнего — орто- и многоосинклинальную системы формационных зон (см. рис. 12). Швы сопровождаются приразломными эпипалеозойскими депрессиями, в бортах которых локализованы главные проявления сурьмы и ртути мезозойского возраста (4). Как показали исследования последних лет (2), в размещении и ориентировке рудных кулис упомянутых поясов значительную роль играют поперечные и диагональные скрытые разломы кристаллического фундамента. Из них наиболее значительны зоны Поперечно-Тяньшаньского, Алты-аульского, Центральнo-Кызылкумского и, вероятно, Урало-Тяньшаньского разломов северо-восточного простирания.

Сложный контроль локализации рассматриваемого оруденения с участием мезозойских структур, зональных отношений золота-серебра и сурьмы, ртути и ряд косвенных признаков постконсолидационного происхождения золото-серебряных руд позволяют оценивать его структурные связи с ртутным оруденением как проявление парагенетических отношений в рамках единого металлогенического этапа (эпиплатформенной раннеальпийской активизации). Раннемезозойский возраст и связи золото-серебряного и сурьмяно-ртутного оруденения установлены, например, в родственной Тянь-Шаню Алтайско-Саянской складчатой области, причем возраст «геологических реперов» — постконсолидационных щелочных базальтоидов в восточном направлении омолаживается: 170—220 млн. лет в Южном Тянь-Шане (4), 150—180 в Алтайско-Саянской области (3).

При решении вопроса о раннеальпийском золото-серебряном оруденении следует учитывать широко проявленную в Сибири и на Дальнем Востоке региональную зональность в размещении ртутно-сурьмяных и золото-серебряных руд, которая подтверждается и материалами для нашего региона. В этой связи наиболее интересные проявления раннеальпийской золотоносности в Западном Узбекистане должны связываться с блоками раннемезозойской активизации, расположенными западнее районов наиболее значительных проявлений ртутного оруденения (Карасу-Мыкская, Алтыаульская, Северо-Нуратинская кулисы), в зонах влияния сквозных разломов фундамента. Это относится, в первую очередь, к Центральнo-Кызылкумскому региону, западной части Нуратинских гор и Зиаэтдинским горам, где уже известны проявления серебряно-золотой минерализации. Ведущая роль принадлежит существенно серебряным рудным формациям, располагающимся в Западно-Тяньшаньской сереброносной провинции, ресурсы которой сопоставимы с ресурсами алтай-

ского и восточных районов СССР.

С точки зрения относительного значения золота и серебра в рассмотренном рудном комплексе эмпирические данные о ведущей роли последнего согласуются со сравнительно слабой интенсивностью раннеальпийского тектоно-магматизма и господством телетермального профиля рудообразования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бендик А. Т., Нестерова Н. П. О проявлении золото-серебряной минерализации в Мурунтау и Мурунтауском районе. «Узб. геол. ж.», 1971, №4.

2. Вольфсон Н. Б., Гарьковец В. Г. Новые представления о структуре и размещении эндогенной минерализации в Западном Узбекистане в свете геофизических исследований. «Узб. геол. ж.», 1963, №3.

3. Кузнецов В. А. Основные черты металлогении ртути. В сб. «Основные проблемы металлогении Тянь-Шаня». Фрунзе, изд-во «Илим», 1971.

4. Мушкин И. В. Рудоносность Южного Тянь-Шаня в связи с процессами активизации в мезокайнозой. «Геология руд. м-ний», 1973, № 1.

5. Попов А. И., Гольдштейн Р. И. Роль восходящих растворов в процессах альпийского рудогенеза в покровных осадках Средней Азии. В сб. «Основные проблемы металлогении Тянь-Шаня». Фрунзе, изд-во «Илим», 1971.

6. Федорчук Б. П. Металлогения ртути и сурьмы Тянь-Шаня. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. VIII. М., изд-во «Наука», 1970.

7. Хорват В. А., Клепперт С. Я. О взаимоотношениях оруденения золота и сурьмы в некоторых золоторудных районах Средней Азии. Тр. симпозиума по минералогии и геохимии золота. Владивосток, изд. ДВНЦ АН СССР, 1978.

УДК 553.463'32.078:551.242.4. (235.216-17)

В. Д. ОТРОЩЕНКО, Л. М. КРИКУНОВА

ГЕОЛОГИЯ МАРГАНЦЕВО-ВОЛЬФРАМОВОЙ ФОРМАЦИИ ТОССОРСКОГО РАЙОНА (структуры активизации и размещение оруденения)

Район является фрагментом Иссыккульского срединного массива (Северный Тянь-Шань); в геотектоническом плане он представляет собой блоковое поднятие, вписывающееся в центральную часть Южно-Иссыккульской глубинной подвижной зоны (5). На севере он ограничен Кызылбулакским, на юге — Тегерекским и частично Бугумуюз-Кажисазским разломами, на востоке — Трансиссыкульским глубинным разломом; на западе граница района проходит по замыканию первых трех разломов субширотного направления.

В зависимости от последовательности формирования раз-

новозрастных проявлений магматизма, тектоники, а также особенностей осадконакопления и размыва здесь выделяются следующие геоструктурные этажи.

Докаледонский структурный этаж (протерозой) слагают породы кунгейской свиты, распространенные в виде редких разобленных ксенолитов среди более молодых магматических образований. Сильно метаморфизованные отложения кунгейской свиты (серицит-амфиболовые, хлорит-актинолитовые и калишпат-кварц-хлоритовые сланцы) имеют в большинстве ксенолитов выдержанное северо-восточное простирание.

Каледонский структурный этаж представлен магматическими образованиями, которые формировались в течение двух этапов — верхнеордовикского и силурийского. Они слагают значительную часть района.

Верхнеордовикский интрузивный комплекс дифференцирован на две фазы. Преобладающими породами первой являются кварцевые диориты, реже диориты, распространенные в виде мелких разобленных штоков. Во второй сформировались крупные тела порфировидных гранодиоритов.

Силурийский интрузивный комплекс образован биотитовыми гранитами, внедрившимися вдоль разломов субширотного направления (рис. 13). Совпадение ориентировки силурийских трещинных интрузий и крупных разломов свидетельствует о том, что последние были заложены в раннекаледонский, а возможно, и в докаледонский этапы и в дальнейшем являлись каналами, по которым внедрялись силурийские гранитоиды.

Герцинский структурный этаж (нижний девон-нижний карбон, верхний палеозой). В эпоху герцинского тектогенеза вдоль каледонских разломов возникли прогибы, в которых в результате вулканической деятельности в девон-карбонное время сформировалась толща эффузивно-пирокластических пород, дифференцированная на две свиты: сугандинскую (нижний — средний девон?) и чатырторскую (верхний девон? — нижний карбон).

Образования сугандинской свиты на юго-западе района (Караортук) представлены небольшим клиновидным телом, зажатым между двумя разломами и контактирующим на западе со сланцами кунгейской свиты. В сугандинскую свиту входят вулканокластические породы среднего состава — фельзит-порфиры, андезитовые и миндалекаменные порфириты и их туфы.

Чатырторская свита (Тоссор, Токсонбулак, Аксай) представлена фельзит-порфирами, кварцевыми порфирами и их туфами и туфобрекчиями. Выходы эффузивно-пирокластических пород разоблены, занимают небольшую площадь и не

имеют четких элементов залегания, в связи с чем складчатые образования герцинского тектогенеза затушеваны.

Интрузивные образования герцинского этажа представлены верхнепалеозойскими (?) лейкократовыми гранитами и гранит-порфирами, образующими штоко- и дайкообразные тела, приуроченные к прогибам, в которых происходило накопление вулканогенных пород.

В районе наиболее крупными герцинскими разломами субширотного простираения являются Кызылбулакский, Тегерек-Сугеттинский и Бугумуюз-Кажисазский (см. рис. 13). Другие, более мелкие разломы того же направления (в том числе и Тегерекский), протягиваются вдоль тектонических уступов, образовавшихся в результате альпийских подвижек по герцинским швам (В. П. Турчинский, 1962 г.). В восточной части района все перечисленные тектонические нарушения примыкают к зоне Трансиссыккульского глубинного разлома. Герцинский возраст разломов установлен на основании того, что развитые по ним зоны минерализации пересекают верхнепалеозойские вулканогенные и интрузивные образования.

Киммеридо-альпийский структурный этаж сложен толщей осадочных пород нижнеюрского—четвертичного возраста. Нижнеюрские отложения, представленные песчаниками и глинистыми сланцами с прослоями углей, слагают ядро Северной антиклинали и часть южного крыла Джильской синклинали (см. рис. 13).

Породы коктурпакской свиты (палеоген)—мергели с прослоями базальтов—распространены вдоль зон Кызылбулакского (Кызылташ) и Бугумуюз-Кажисазского разломов. Отложения киргизской свиты (палеоген-неоген)—гравелиты, мусорные глины и песчаники—слагают северное крыло Северной антиклинали, ядерную часть Джильской синклинали и северное крыло Чонкурчакской антиклинали (рис. 14).

Наиболее распространены в районе отложения иссыккульской свиты (неоген), представленные брекчиями и конгломератами с редкими прослоями гравелитов значительной мощности. Они перекрыты четвертичными отложениями.

Специфика тектонического развития района в киммеридо-альпийский этап обусловлена особенностями унаследованной герцинской блоковой тектоники. Блоки, испытавшие в этот период относительные поднятия, явились ядрами складок основания (Чонкурчакская антиклиналь). В северной части района располагаются Джильская синклиналь и Северная антиклиналь, отнесенные В. П. Турчинским к складкам покрова, образующимся в результате «течения» осадочной толщи.

Дизъюнктивные движения киммеридо-альпийского этапа привели к обновлению почти всех герцинских разломов и



Рис. 13. Схема геолого-тектонического строения Тосарского района (составили В. Д. Отрощенко, Л. М. Крикунова с привлечением материалов В. П. Турчинского, В. М. Черепанова; 1973 г.).
 1 — отложения четвертичной системы; 2 — брекчии, конгломераты, гравелиты (верхний неоген; иссыккульская свита); 3 — конгломераты, гравелиты, песчаники (палеоген-неоген; киргизская свита); 4 — гравелиты, песчаники, мергели с горизонтами базальтов (палеоген; коктурпакская свита); 5 — гравелиты, песчаники, глины с прослоями углей (нижняя юра); 6 — эффузивы кислого состава (верхний девон (?), сугандинская свита); 7 — эффузивы среднего состава (нижний—средний девон (?); сугандинская свита); 8 — кварц-слюдистые, амфиболовые, хлорит-актинолитовые сланцы (верхний протерозой; кунгейская свита); 9 — гранит-порфиры, лейкократовые и аляскистовые граниты (верхний палеозой); 10 — граниты биотитовые (силур?); 11 — гранодиориты порфировидные (верхний ордовик?); 12 — кварцевые диориты, диориты, габбро-диориты (верхний ордовик?); 13 — разломы: а) достоверные, б) предполагаемые; 14 — взброс; 15 — оси: а) антиклиналей, б) синклиналей; 16 — граница предполагаемого Трансиссыккульского глубинного разлома; 17 — номера разломов: 1 — Северный взброс, II — Кызылбулакский разлом, III — Тегерек-Сугеттинский, IV — Бугумуюз-Кажисазский, V — Тегерекский; 18 — индексы пикативных структур: А — Северная антиклиналь, Б — Джильская синклиналь, В — Чонкурчакская антиклиналь; 19 — участки марганцево-вольфрамовой минерализации: а) проявления, б) участки с максимальной концентрацией, в) инфильтрационно-осадочные проявления; 20 — марганцево-вольфрамовая рудная формация; 21 — псиломелан-пирролюзитовый (с трехокисью вольфрама) минеральный тип; 22 — секущий структурно-морфологический тип рудных тел, линзы в зонах дробления; 23 — шликсовые ореолы вольфрама; 24 — геохимические ореолы вольфрама; 25 — площадь распространения марганцевой минерализации по данным шликсового опробования; 26 — граница Кызылбулак-Тегерек-Сугетти некой минерализованной зоны

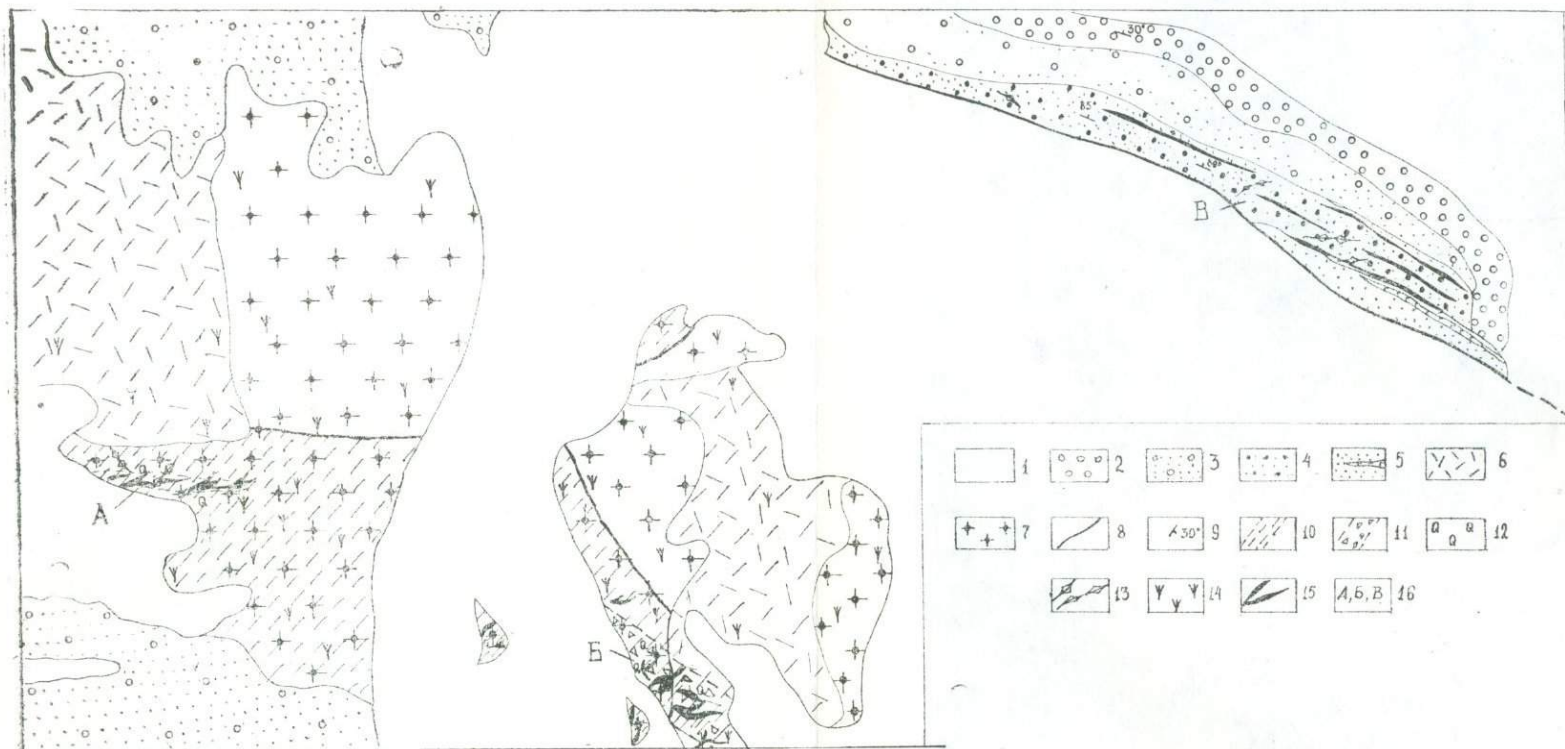


Рис. 14. Геологическая схема участков Марганцевое, Токсонбулак, Кызылташ (составила Л. М. Крикунова, 1973 г. с привлечением материалов А. Г. Сосновского, 1960 г.)

1 — четвертичные отложения; 2 — брекчии, конгломераты, гравелиты (плиоцен; иссыккульская свита); 3 — конгломераты, гравелиты, песчаники (палеоген-неоген; верхнекиргизская свита); 4 — песчаники, гравелиты (палеоген-неоген; нижнекиргизская свита); 5 — мергелистые песчаники с межпластовыми дайками базальтов (палеоген; коктурская свита); 6 — кварцевые порфиры и их туфы (верхний девон—нижний карбон; чатырторская свита); 7 — граниты, гранит-порфиры (верхний палеозой); 8 — разломы; 9 — элементы залегания пород; 10 — зоны интенсивной трещиноватости и осветления пород; 11 — зоны тектонических брекчий; 12 — участки окварцевания; 13 — кальцитовые прожилки; 14 — пленки, дендриты марганца; 15 — гнезда, прожилки и линзы вольфрамоносной марганцевой минерализации; 16 — минерализованные участки: Марганцевое (А), Токсонбулак (Б), Кызылташ (В).

возникновению новейших нарушений, наиболее крупным из которых является Северный взброс (см. рис. 13).

Альпийские тектонические движения определили особенности формирования современного горного рельефа района—обособление горных хребтов на месте антиклинальных поднятий и межгорных впадин в участках синклинальных прогибов.

В досинийское время территория района представляла собой часть крупной геосинклинали, в которой накапливались карбонатные и терригенные осадки (2). В конце ордовика—начале силура каледонская геосинклиналь Северного Тянь-Шаня замкнулась; наступил период устойчивого геантиклинального режима. На фоне последнего, длившегося более 90 млн. лет, с нижнего девона начинается новый, качественно отличный период геотектонического развития—герцинская тектоно-магматическая активизация, которая унаследовала древний структурный план, а затем в условиях субплатформенного режима—киммеридо-альпийская активизация.

В Тоссорском районе, являющемся частью Иссыккульской металлогенической зоны (9), процессы тектоно-магматической активизации протекали, таким образом, в две стадии. В течение первой возник наложенный эпикаледонский прогиб (фрагмент Иссыккульского), выполненный отложениями континентальной вулканогенно-обломочной формации девона—нижнего карбона (эффузивы кислого и среднего составов). Образование его связано с формированием крупных, субпараллельных разломов, придающих субстрату (жесткому основанию участка Иссыккульского срединного массива), на котором заложены эти структуры (Кызылбулакский, Тегерек-Сугеттинский, Бугумуюз-Кажисазский, Тегерекский разломы), блоковое строение.

Уже в первую стадию тектоно-магматической—активизации геологоструктурные позиции района благоприятствовали формированию эндогенного оруденения, комплекс которого в районе, как правило, локализуется в зонах влияния разломов. Так, в тектоническом блоке, ограниченном Кызылбулакским и Тегерек-Сугеттинским разломами, расположено свинцовое рудопроявление Вера. Непосредственно к зоне Тегерек-Сугеттинского разлома приурочены свинцовые рудопроявления Дипломное, Тоссор-I и Тоссор-II; флюоритовые—Тегерек, Кызылкунгей, Санчик и Курбу. В зоне Бугумуюз-Кажисазского разлома локализуются рудопроявления свинца—Атча-Буча, Бугуту и Караташ.

Кроме того, признаки эндогенного вольфрамового оруденения проявились в концентрации вольфрама в порообразующих минералах (табл. 8) и развитии акцессорного шеелита.

Таблица 8

Распределение вольфрама в породообразующих минералах гранитоидов (хр. Терской-Алатоо)

Порода	Содержание вольфрама в породе, ‰	Породообразующие минералы	Содержание породообразующих минералов в породе (‰) и количество определений (в скобках)	Среднее содержание вольфрама в минералах (г/т) и количество определений (в скобках)	Содержание вольфрама в минералах при пересчете на 1 г породы	Процентное соотношение содержания вольфрама в минералах
Гранит-порфир (обр. 726)	$4,9 \cdot 10^{-3}$	Плагиоклаз (олигоклаз-андезин)	20	18,9 (3)	$3,8 \cdot 10^{-3}$	64,3
		Калиевый полевой шпат	36	0,4 (4)	$0,1 \cdot 10^{-3}$	17,0
		Кварц	40,3 (3)	0,2 (5)	$0,8 \cdot 10^{-3}$	1,4
		Биотит	3,4	11,1 (3)	$0,3 \cdot 10^{-3}$	17,3
Гранит-лейко-кратовый (обр. 664)	$4,6 \cdot 10^{-3}$	Плагиоклаз (олигоклаз)	22,3	8,0 (3)	$1,7 \cdot 10^{-3}$	57,9
		Калиевый полевой шпат	38,7 (4)	0,4 (3)	$1,2 \cdot 10^{-3}$	26,1
		Кварц	30,2	0,4 (5)	$1,0 \cdot 10^{-3}$	7,6
		Биотит	8,8	4,0 (2)	$0,3 \cdot 10^{-3}$	7,4

Примечание. Количество вольфрама, не вошедшее в кристаллические решетки породообразующих минералов гранитоидов, связано, вероятно, с аксессуарами (сфеном, титано-магнетитом, ильменитом). Образцы 726 и 664 — без аксессуарного шеелита. Распределение вольфрама в породах района рассматривалось и ранее (3).

та в верхнепалеозойских гранитах в удалении и непосредственно в зонах разломов, а также в повышенном содержании вольфрама в дайках мелкозернистых гранитов (рудопроявление Дайковое).

Вторая стадия активизации обусловила возникновение наложенных мелких терригенных впадин, выполненных угленосными отложениями юры и континентальными палеогена и неогена. Они обрамлены крупными зонами долгоживущих тектонических нарушений и представляют собой вытянутые вдоль Северного взброса и Кызылбулакского разлома депрессии (см. рис. 13). Образование таких структур с учетом представлений А. Д. Шеглова (10) можно связать с общим характером восходящих тектонических движений, усилением роли разрывных нарушений и блоковым перемещением отдельных крупных масс (вторая стадия активизации).

В этот период важнейшее рудоконтролирующее значение в районе приобрели обновленные Кызылбулакский и Трансиссыкульский разломы, площади сопряжения Трансиссыкульского глубинного разлома с Южно-Иссыкульской подвижной глубинной зоной. Именно к этим структурам, являющимся структурно-геологическими формами активизации, в участках дробления и гидротермальных изменений вмещающих пород (рис. 15) приурочено основное марганцево-вольфрамовое оруденение в брекчированных верхнепалеозойских гранитах (Тоссор, Аксай, Кажы), в зонах нарушенного контакта брекчированных гранитов с вулканитами чатырторской свиты (Марганцевое, Токсонбулак) и так называемые переотложенные (инфильтрационно-осадочные—В. О.) марганцево-вольфрамовые руды в отложениях иссыкульской (Тоссор, Аксай) и киргизской (Кызылташ) свит (табл. 9). В породах этих свит альпийский вулканизм (в том числе и базальтовая формация) способствовал широкому распространению в Бугумуюзе, Тоссоре, Тамге образований, связанных с процессами гидротермального метаморфизма (1)—карбонатных жил и кальцита с марганцево-вольфрамовой минерализацией.

Рудопроявления марганцево-вольфрамовой формации, представляющие молодое оруденение Средней Азии, неразрывно связаны, как показывают картирование и изучение генезиса руд, с процессами магма-тектонической активизации. Геохимические и физико-химические особенности формирования этих рудопроявлений рассматривались нами ранее (4). В настоящей работе характеризуются лишь структурно-геологические формы активизации и их влияние на формирование и размещение оруденения.

Известно (М. А. Фаворская), что активизация охватывает большие территории с различным геологическим строением

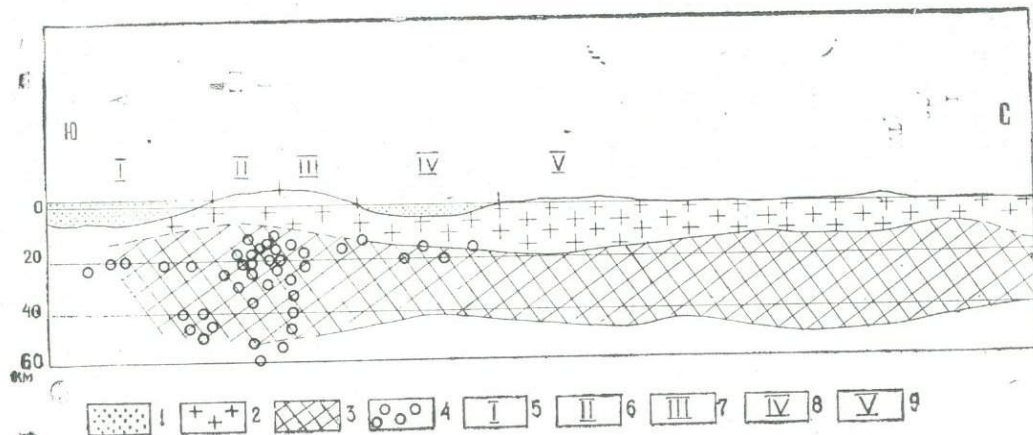


Рис. 15. Профиль глубинного сейсмического зондирования в северной части Иссykkульского срединного массива (Сев. Тянь-Шань) и положение очагов землетрясений (по Т. А. Гамбурцеву и П. С. Вейцман; цит. по И. А. Резанову, 1974).

1 — «осадочный слой»; 2 — «гранитный слой» (скорость = 5,5 км/сек); 3 — «базальтовый слой» (скорость = 6,1 км/сек; ниже — 8,1 км/сек); 4 — очаги землетрясений; 5 — оз. Иссыккуль; 6 — хр. Кунгей-Алатау; 7 — хр. Заилийский Алатау; 8 — Илийская впадина; 9 — западные отроги хр. Джунгарский Алатау

Рудные формации вольфрама Тоссорского района

Генетический тип	Рудная формация	Геологическая позиция рудопроявлений	Структурно-морфологический тип		Продуктивная минеральная ассоциация	Сопутствующие минералы (в последовательности образования) и элементы	Околорудные изменения	Текстуры руд	Примеры месторождений
			рудопроявлений	рудных тел					
Гидротермальный	Марганцево-вольфрамовая в брекчированных гранитах и гранит-порфирах	Зона долгоживущего активизированного субширотного Кызылбулакского разлома; интенсивное дробление и брекчирование гранитоидов в узлах пересечения его с диагональными (СЗ, реже СВ простираний) оперяющими разломами; контакт верхнепалеозойских гранитоидов с терригенными отложениями иссык-кульской свиты (плиоцен)	Разрывной; в зонах влияния активизированных разломов	Секущий; линзы и гнезда в зонах дробления гранитов и гранит-порфиров	Агрегат псиломелана с пиролюзитом, псиломелан, вад* с окислами вольфрама	Апатит, флюорит, карбонат, кварц, сфен, касситерит*, шеелит, пирротин, пирит, марказит*, халькопирит, золото*, антимонит*, галенит, цинк, барий, стронций, титан, медь, свинец, хром	Автометаморфические: серицитизация, альбитизация. Постмагматические: около-трещинные — каолинит-серицит-кварцевые метасоматиты, карбонатизация (кальцит, доломит), развитие землистых масс флюорита; мусковитизация биотита и развитие альбита по полевым шпатам и в виде гнезд и прожилков	Пленочные в периферических, слабо нарушенных частях рудных зон (по серицитизированным плагиоклазам). Прожилково - вкрапленные и прожилковые в участках интенсивного дробления и (заполнение трещин микродробления по всем породообразующим минералам). Брекчиевые; рудные минералы цементируют обломки гранитов	Тоссор Аксай
		Зона Кызылбулакского разлома; узлы сопряжения его с диагональными разломами, протягивающимися вдоль нарушенных контактов: гранит-порфиров (верхний палеозой) с эффузивами чатырторской свиты (девон-карбон); гранодиоритов (верхний ордовик) с гранит-порфирами (верхний палеозой); дайка мелкозернистых гранитов среди гранодиоритов (верхний ордовик).	Разрывной; в зонах контактов, осложненных оперяющимися разломами	Секущий; линзы и гнезда в зонах дробления и брекчирования	Повышенные содержания вольфрама в мелкозернистых гранитах		Те же		Токсонбулак, Марганцевое Кажи
Инфильтрационно-осадочный	Марганцево-вольфрамовая в терригенных отложениях	Зона контакта гранит-порфиров и гранитов (верхний палеозой) с конгломератами, брекчиями и гравелитами иссык-кульской свиты (плиоцен); в последних локализируются линзообразные залежи переотложенных марганцево - вольфрамовых руд Тектонический блок между двумя разломами; терригенные отложения киргизской свиты (палеоген—неоген) с переотложенной марганцево-вольфрамовой минерализацией	Разрывной; в зонах погружения контакта гранит-порфиров и гранитов с терригенными породами (под Северный сброс)	Согласный; межпластовые залежи; линзы и гнезда; секущий (в жилах крупнокристаллического кальцита)	Псиломелан, вад*, пиролюзит с окислами вольфрама	Кальцит, флюорит; барий, стронций (медь, свинец, цинк, олово в Аксае и Кажи)	Прожилковые, брекчиевые	Тоссор, Аксай	
			Разрывной; в воздыманиях шарнира Северной антиклинали	Согласный; линзы и гнезда в гравелитах					Кызылташ

* Минералы установлены Н. Н. Королевой (САИГИМС, 1973), остальные В. П. Турчинским (1965) и авторами

и типом земной коры, что свидетельствует о возникновении активности за пределами коры, в верхней мантии (см. рис. 15). Обновление древних и возникновение новейших расколов и связанное с ними проявление молодого магматизма в Тоссорском районе обусловлено, в свою очередь, мезозойско-кайнозойскими физико-химическими и геохимическими изменениями в недрах — в подкоревой оболочке. Блоковые и глыбовые движения, несомненно, способствовали перемещению продуктов глубинной дегазации водяных паров, углекислоты и выносимых с ними соединений марганца и вольфрама.

Действительно, при достижении глубинными разломами зон миграции восходящих металлонесных растворов или (что еще важнее) очаговых зон этих растворов, создаются условия для их разгрузки, а в дальнейшем, благодаря структурным особенностям, благоприятная обстановка для формирования открытого В. П. Турчинским (8) и изучаемого нами руденения. Возможность его образования связана с выносом рудообразующих компонентов (марганца и вольфрама), осаждением марганцевых минералов и сорбцией ими вольфрамат-иона в условиях нейтрализации вольфрамоносных кислых растворов (4).

Омоложение древних и проявление молодых разломов в районе сопровождалось излиянием меловых и палеогеновых базальтов — продуктов верхней мантии (6). Об активности разломов в недавнем прошлом и продолжающихся изменениях в недрах свидетельствуют высокая глубинная сейсмичность как Иссыккульского срединного массива в целом, так и его фрагмента (Тоссорского рудного района), а также повышенная интенсивность геотермических потоков-источников (Аксай, Кажы, Тоссор, Токсонбулак, Тамга, Барскаун, Джетыгуз). Геотермические ареалы широко проявлены в Тамге, Актереке и Тоссоре, где, по данным озерной гидрографической службы КиргССР, отмечается высокая температура воды и в озере Иссыккуль благодаря контакту вод с глубинными разломами.

После мощных процессов эндогенного рудообразования, вслед за кольматацией зон разломов и более мелких тектонических нарушений в результате тектонических подвижек (Северный взброс), проявления вадозных агентов происходило переотложение первичных руд — инфильтрация растворов, содержащих марганец и вольфрам, в относительно проницаемые приконтактные участки плиоценовых отложений с гранитами, гранит-порфирами и осаждение марганца и вольфрама в брекчиях и щебенчатых гравелитах.

Месторождения с подобной геологической обстановкой, принадлежащие к гидротермальной генетической группе,

встречаются в ряде районов мира. Концентрации марганцево-вольфрамовых руд известны в областях зон верхне- и пострифейской активизации архейского фундамента. В районе Скалистых Гор (Колорадо, США) для молодых эпитепидальных месторождений в поздние стадии минералообразования характерны проявления окислов марганца с халцедоном, опалом, кальцитом, баритом, флюоритом, серебром, вольфрамом, свинцом.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вертунов Л. Н., Малышева Ж. М. Альпийский вулканизм Иссыккульской впадины (Северный Тянь-Шань). В сб. «К геохимии и литологии Средней Азии». Л., изд-во «Недра», 1972.
2. Кнауф В. И. Тектоника палеозойд восточной части Советского Тянь-Шаня. Автореф. докт. дисс., Ташкент, 1973.
3. Отрощенко В. Д., Шакирджанов Н. Г. Вольфрам, молибден и олово в изверженных горных породах Тянь-Шаня. В сб. «Закономерности размещения и вопросы прогнозирования полезных ископаемых Средней Азии». Ташкент, изд-во «Фан» УзССР, 1969.
4. Отрощенко В. Д., Крикунова Л. М. Особенности генезиса марганцево-вольфрамового оруденения в Северном Тянь-Шане. Зап. ВМО, вып. 4, 1975.
5. Помазков К. Д. Глубинные подвижные зоны Тянь-Шаня и их рудоконтролирующее значение Тр. УГ и ОН КиргССР, сб. 2, Фрунзе, 1962.
6. Попов В. И. О геонии и ее значении для понимания геологии Средней Азии. В сб. «К геохимии и литологии Средней Азии». Л., изд-во «Недра», 1972.
7. Резанов И. А. Земная кора. М., изд-во «Наука», 1974.
8. Турчинский В. П. Марганцево-вольфрамовое оруденение в северных предгорьях Терской—Алатоо. Зап. Кирг. отд. ВМО, вып. V, 1965.
6. Попов В. И. О геонии и ее значении для понимания геологии Тянь-Шаня. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 9. М., изд-во «Наука», 1970.
10. Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. Л., изд-во «Недра», 1968.

А. Г. ШМЕЛЕВ, Т. Н. ШМЕЛЕВА

ГЕОЛОГОСТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ В АКТИВИЗИРОВАННЫХ ОБЛАСТЯХ (на примере Хандизинского рудного поля)

Активизированные складчатые области имеют большое металлогеническое значение, поскольку в их пределах локализуются промышленные месторождения (9). Одной из активизированных областей Южного Тянь-Шаня являются юго-западные отроги Гиссарского хребта. Они представляют собой своеобразную провинцию палеозойских колчеданно-полиметаллических месторождений, образовавшихся в процессе активизации древнего консолидированного фундамента. В истории их геологического развития выделяются геотектонические циклы, соответствующие трем структурным этапам — каледонскому, герцинскому и альпийскому. Активизация этой территории проявилась в каменноугольное время и выразилась в образовании прогибов и впадин в консолидированном протерозойском фундаменте, сложенном различными кристаллическими сланцами, гнейсами, мраморами, амфиболитами.

В образовавшихся прогибах активизировалась вулканическая деятельность, возник ряд центров извержений и протяженных глубинных разломов. Палеозойские прогибы сформировались в Хандизинском, Вахшиварском, Чакчарском и других районах. К ним же приурочены и все известные в юго-западных отрогах Гиссарского хребта рудные поля полиметаллического оруденения.

Наиболее крупным, в достаточной степени изученным и обладающим значительными промышленными запасами полиметаллов является Хандизинское рудное поле, расположенное в восточной части Байсунской структурно-формационной зоны (8). Площадь рудного поля в течение нижнего карбона представляла собой область активной вулканической деятельности. Извержения, происходившие в прибрежно-морской среде, носили пульсирующий характер, сопровождались излиянием лав и вулканокластическими выбросами. Об этом свидетельствует чередование накопившихся осадочных и вулканогенных образований. В истории формирования рудовмещающих формаций выделяются (7) четыре цикла осадконакопления, соответствующие ранне-, средне-, поздневизейскому и раннесерпуховскому временам. Каждый цикл характеризуется

закономерно сменяющимися ритмами (снизу вверх): терригенным, вулканогенным, карбонатно-кремнистым и терригенно-вулканогенным. Циклы соответствуют подъярусам, ритмы — пачкам. Строение последних в общих чертах аналогичное. Терригенные пачки сложены конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами. К вулканогенным приурочены значительные по мощности и протяженности накопления пирокластических образований, переходящих нередко по простиранию в эффузивы. В карбонатно-кремнистых преобладают известняки и доломиты, иногда переслаивающиеся с кремнистыми породами или алевролитами.

Существенное значение имеют субвулканические образования нижнего и среднего карбона, образующие межпластовые тела, силлы, дайки. В центральной части рудного поля на участке сочленения крупных разломов расположен нект дрезного вулканического аппарата (6), служившего в периоды активизации источником поступления пирокластического и лавового материала, что обусловило постепенное увеличение прогиба. Интрузивные породы играют подчиненную роль и представлены несколькими комплексами.

Герцинский прогиб, сформировавшийся в результате активизации, образовал крупную структуру первого порядка — Ходжахарканскую синклиналь (5), ось которой имеет северо-западное простирание. Крылья ее осложнены складками более высоких порядков с северо-восточными направлениями осей.

Важное значение в структуре рудного поля принадлежит крупным разломам, образовавшимся при расколе консолидированного фундамента и обусловившим возникновение активизированного прогиба. Выделено четыре основных группы разломов — северо-западные, северо-восточные, субмеридиональные и субширотные. Встречаются также субсогласные нарушения на контактах разнородных пород.

В пределах рудного поля располагаются четыре протяженные зоны гидротермально измененных пород, размещающиеся по периферии вулканического аппарата и сложившиеся в результате проявления отдельных вулканических циклов в средневизейское и нижнесерпуховское время. Метасоматиты наиболее широко проявлены в вулканогенных породах. Преобладающим типом являются кварц-серицит-пиритовые разности, вмещающие основные рудные залежи.

К зонам метасоматитов приурочиваются все рудные участки (рудопроявления): Центральный, Чинарсай, Майдансай, Черно́ва, Янгоклык и другие. В настоящее время промышленные запасы установлены пока на Центральном участке. Зоны измененных пород маркируются субсогласными меж- или внутриформационными нарушениями, служившими

путями движения рудообразующих растворов. Именно здесь располагаются наиболее высокотемпературные фации (подзоны) метасоматитов—кварцитолитовые и серицито-кварцевые.

Рудные залежи представляют собой зоны метасоматитов, обогащенные в различной степени рудными минералами. Они имеют преимущественно пластобразную форму и размещаются субогласно с вмещающими породами. Рудные тела локализуются во внутренних подзонах. Они отличаются пластовой, реже линзовидной формой и сложным строением. Наблюдается чередование сплошных и прожилково-вкрапленных руд. Последние, образуя ореолы вокруг сплошных, размещаются в серицито-кварцевых и существенно кварцевых метасоматитах. Наиболее богатые скопления руды тяготеют к серицитовым, хлорит-серицитовым и кварц-серицитовым породам.

По составу руды подразделяются на колчеданные, полиметаллические, существенно полиметаллические и свинцово-цинковые (2). Текстура их полосчатая псевдобрекчиевая.

Промышленное значение имеют рудные тела, локализуемые в туфах липаритового порфира верхневизейской вулкано-генной пачки. Как показал анализ, в размещении промышленного оруденения главенствующую роль играли следующие рудоконтролирующие факторы: литолого-петрографический, метаморфический, структурный и минералого-геохимический.

Влияние первичных пород на рудообразование очень велико, что подтверждается приуроченностью оруденения к определенным литологическим горизонтам при прочих благоприятных условиях. Одна из главных особенностей рудоотложения—физико-химическая активность горных пород, причем особо важное значение при этом приобретает пористость и хрупкость исходных образований. По данным З. М. Мурадова (1) и Е. И. Филатова и др. (4), наиболее пористыми и, следовательно, наиболее проницаемыми породами являлись крупнообломочные литокластические туфы липаритовых порфиров; самой низкой пористостью обладали кремнистые породы. В результате испытаний на прочность установлено, что наибольшей хрупкостью отличаются также и крупнообломочные туфы липаритовых порфиров. В них образовывалось большое количество трещин, по которым могли циркулировать рудообразующие растворы. Именно в брекчированных крупнообломочных туфах липаритовых порфиров и локализуется промышленное оруденение.

Помимо первичных, важное значение имеют гидротермально измененные породы, в которых всегда размещаются рудные залежи. Поэтому роль метаморфического фактора также велика. Процесс рудообразования происходил вслед

за гидротермальной переработкой окружающих пород в подготовленной среде. Так, сильно измененные породы, почти полностью утратившие первоначальный облик, вмещают более богатое оруденение, чем слабо измененные. В неизмененных породах минерализация отсутствует. Однако во всех петрографических типах новообразованных метасоматитов оруденение размещается неравномерно. Здесь также велико значение пористости. Как показали эксперименты, наиболее пористыми являлись кварц-серицитовые и серицит-хлоритовые метасоматиты, в которых и локализируются богатые прожилково-вкрапленные и сплошные руды.

Структурный фактор также играл ведущую роль в размещении оруденения. В результате анализа условий локализации промышленного оруденения выявлено, что оно размещается в широкой синклинали второго порядка, расположенной между двумя антиклиналями. Причем наибольшая мощность оруденения приурочивается ко двум синклинали, постепенно уменьшаясь на крыльях. В сводах антиклиналей оруденение фактически отсутствует.

Большое значение имеют также углы падения рудовмещающей толщи, самыми благоприятными для рудоотложения являются углы 30—40°.

Поскольку рудное тело размещается в тектонической зоне, образованной серией северо-западных разломов, для выяснения влияния их на интенсивность и мощность оруденения был построен график (рис. 16), на котором по оси абсцисс откладывались значения удаленности от разлома через каждые 50 м, а по оси ординат—значения содержаний рудных элементов и мощности рудного тела. Закономерный характер кривых свидетельствует о рудоконтролирующем значении разломов, которые являлись, скорее всего, рудовыводящими каналами. Источником рудного вещества служил магматический расплав вулканических аппаратов. Полезные компоненты поступали по многочисленным разломам в период газо-гидротермальной стадии каждого вулканического цикла, в связи с чем наблюдается телескопирование рудных залежей.

Роль минералого-геохимических факторов проявляется в наличии над- или подрудных ореолов эндогенного рассеяния рудообразующих элементов вокруг рудных тел.

На основе перечисленных рудоконтролирующих факторов и в соответствии с условиями размещения оруденения создана прогнозная карта Хандизинского рудного поля, на которой в относительных оценках значимости показаны отдельные перспективные площади. Описанные закономерности размещения оруденения, рудоконтролирующие факторы, минеральные ассоциации и другие особенности руд, позволяют выделить че-

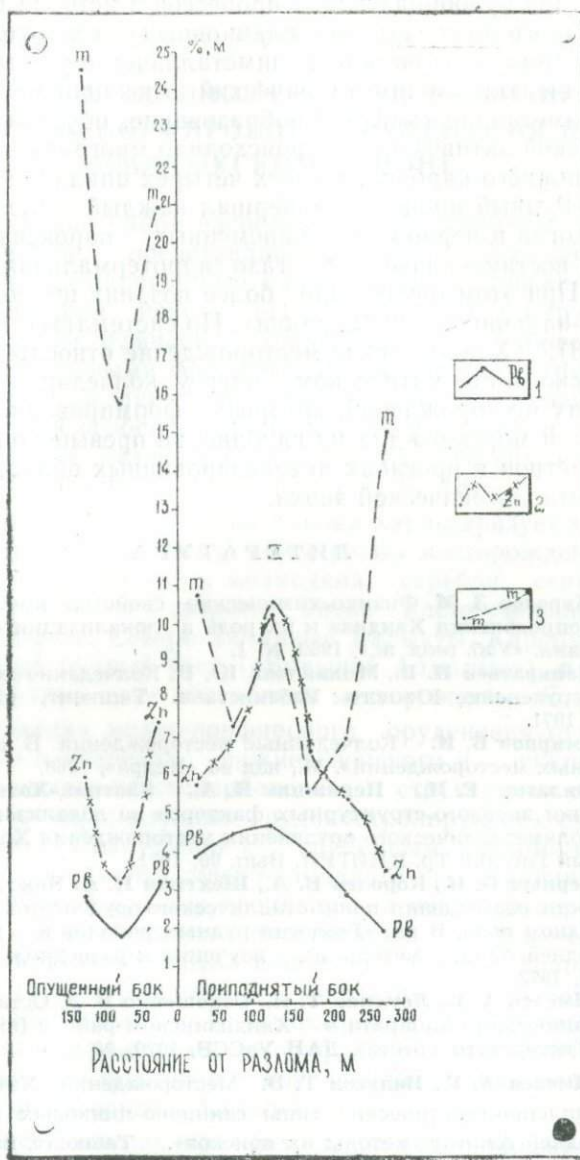


Рис. 16. График зависимости содержаний свинца, цинка и мощности рудного тела с удалением от разломов северо-западного направления на Хандизинском месторождении: 1 — содержание свинца; 2 — содержание цинка; 3 — мощность рудного тела

тыре этапа рудообразующих процессов в истории формирования рудного поля (7): эксгалиционный серноколчеданный, ранний метасоматический полиметаллический; метасоматический колчеданно-полиметаллический и поздний метаморфогенно-полиметаллический. Рудообразование, обусловленное вулканической активизацией, происходило многоэтапно в течение всего нижнего карбона, во всех четырех циклах осадконакопления. Рудный процесс завершал каждый вулканический цикл, когда в период кратковременных пароксизмов проявлялась поствулканическая газо-гидротермальная деятельность. При этом оруденение более поздних циклов накладывалось на породы и руды ранних. По систематике В. И. Смирнова (3), Хандизинское месторождение относится к субвулканическо-метасоматическому классу колчеданно-полиметаллических месторождений, которые формировались ниже поверхности морского дна на глубине, не превышающей первых сотен метров в прогибах активизированных областей герцинской металлогенической эпохи.

ЛИТЕРАТУРА

1. Мурадов З. М. Физико-химические свойства вмещающих пород рудопроявления Хандиза и их роль в локализации сульфидного оруденения. «Узб. геол. ж.», 1969, № 1.
2. Панкратев П. В., Михайлова Ю. В. Колчеданно-полиметаллическое оруденение Южного Узбекистана. Ташкент, изд-во «Фан» УзССР, 1971.
3. Смирнов В. И. Колчеданные месторождения. В кн. «Генезис-эндогенных месторождений». М., изд-во «Недра», 1968.
4. Филатов Е. И., Перижняк Н. А., Злотник-Хоткевич А. Г. О влиянии литолого-структурных факторов на локализацию колчеданно-полиметаллического оруденения месторождения Хандиза (Юго-Западный Гиссар). Тр. ЦНИГРИ. Вып. 99, 1971.
5. Черных О. И., Королев В. А., Шехтман П. А. Некоторые закономерности размещения полиметаллического оруденения в Хандизинском рудном поле. В кн. «Геология рудных районов и месторождений Средней Азии, методы их изучения и разведки». М., изд-во «Недра», 1972.
6. Шмелев А. Г., Леухина Т. Н., Отрошенко В. Д. Остатки древнего вулканического аппарата в Хандизинском районе (юго-западные отроги Гиссарского хребта). ДАН УзССР, 1970, № 9.
7. Шмелев А. Г., Видусов Т. Э. Месторождение Хандиза. В кн. «Промышленно-генетические типы свинцово-цинковых месторождений Средней Азии и методы их поисков». Ташкент, изд-во «Фан» УзССР, 1974.
8. Шмелевич А. Д. и др. Комплексная металлогеническая карта Тянь-Шаня. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 9. М., изд-во «Наука», 1970.
9. Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. М., изд-во «Недра», 1968.

Т. Ш. ШАЯКУБОВ, А. Т. РАХУБЕНКОВ, Е. Р. БУТЬЕВА.

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕДНО-ПОРФИРОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В АЛМАЛЫКСКОМ РАЙОНЕ

Алмалыкский район расположен в Кураминской металлогенической зоне, представляющей собой часть срединного массива, активизированного наложенным герцинским вулканоплутоническим поясом (1). Общая геологоструктурная позиция района отличается сложной блоково-глыбовой тектоникой с реликтовыми фрагментами складчатых структур северо-западного и широтного простирания. Ему свойственны каледонский и особенно герцинский интрузивный и эффузивный магматизм, разнообразие постмагматических изменений пород и рудных проявлений (1—3, 5, 8—13).

Металлогенический облик района характеризуется широким развитием здесь медно-порфировых месторождений с содержанием в них меди, молибдена, серебра, серы и редких элементов. В Северном блоке месторождения Кальмакыр, Дальнее, Северо-Западный Балыкты, Карабулак создают единый рудный узел («Большой Алмалык»), в Саукбулакском рудном поле обособлено месторождение Сары-Чеку.

Локализация медно-порфирового оруденения отмечается в основном в пределах нижнедевонского и нижней части среднедевонского-нижнекарбонового структурных ярусов в зонах пересечения крупных рудоконтролирующих субширотных разрывных нарушений с глубинным разломом (Алмалыкским) фундамента северо-западного простирания. Наиболее ярко рудный процесс проявился на участках пересечения разломов северо-западного простирания, которые трассируются двумя параллельными цепочками штоков гранодиорит-порфиров (Кальмакырский и Балыктинский), и близширотных (Карабулакский, Кальмакырский и Бургундинский). Благоприятное сочетание структурного, магматического и литологического факторов обусловило возникновение здесь рудного узла «Большой Алмалык».

Решающее значение в распределении медно-порфировых руд сыграла структура контактов штоков малых порфировых интрузий гранодиоритового состава в их апикальных и фланговых зонах, что неоднократно подчеркивалось исследователями района. Внедрение штоков малых интрузий гранодиорит-порфиров в среднекарбоновые сиенит-диориты и нижне-девон-

ские кварцевые порфиры создало благоприятные условия для рудолокализации.

Роль в локализации оруденения состава и вмещающих пород видна на примере участия в рудном процессе «гибридных пород» повышенной основности-щелочности сненит-диорит-монцититового ряда, которые образовались при магматическом замещении доломитов и известняков (5, 10). Такие породы содержат повышенные первичные концентрации меди до 5 кларков (5), по-видимому, частично мобилизуемой и участвующей в гидротермальном рудном процессе. Они же являются наиболее благоприятными для отложения основной массы медно-порфировых руд.

Проведен комплекс различных видов исследований по изучению рудолокализирующей способности разнообразных фаций метасоматитов пропилитовой и вторично-кварцевой формаций. Установлено, что наиболее благоприятны для медно-порфировых руд эпидот-хлорит-карбонат-пиритовая фация пропилитов и кварц-серицит-хлоритовая фация серицитовых кварцитов. Интенсивные изменения монокварцевой и кварц-серицитовой фаций неблагоприятны для отложения в районе медно-порфировых руд (3, 5, 12). Геологические формации Алмалыкского рудного узла (рис. 17, 18) представлены в основном среднекарбоновыми сненит-диоритами, среди которых сохранились небольшие участки (до 3 кв. км) кварцевых порфиров нижнего девона и осадочно-карбонатных пород среднего девона-нижнего карбона.

Карабулакским, Кальмакырским и Бургундинским разломами описываемая площадь разбита на три тектонических блока. Наиболее приподнятым является блок, заключенный между Кальмакырским и Бургундинским разломами. В нем расположены месторождения Большой Кальмакыр и Северо-Западный Балыкты, имеющие общее северо-западное простирание рудных штоков.

Месторождения Дальнее и Малый Кальмакыр находятся в иной геологической позиции (см. рис. 17, 18). Они размещаются в тектоническом клине, ограниченном с севера широтным Карабулакским разломом, а с юга — Кальмакырским восток-северо-восточного простирания (12). Наиболее детально изучено крупное месторождение Кальмакыр. Разрез месторождения начинается с кварцевых порфиров верхнего яруса нижнего девона, на размытой поверхности которых несогласно лежит карбонатная толща среднего-верхнего девона (рис. 19б).

Вулканогенно-осадочная толща прорвана и в значительной степени ассимилирована алмалыкским сненит-диоритовым межформационным интрузивом, представленным серией

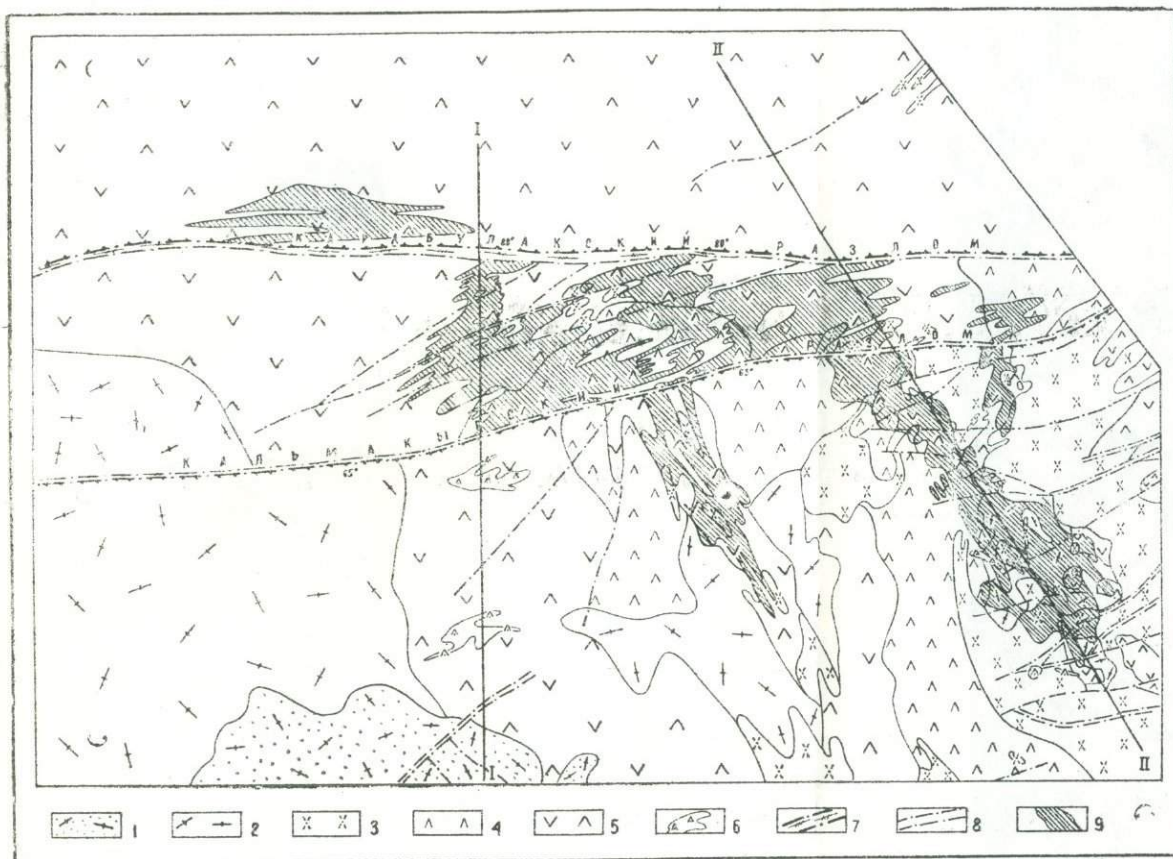


Рис. 17. Схематический геологический план горизонта «А» Алмалыкского рудного узла: 1—андезито-дацитовые порфиры; 2—кварцевые порфиры; 3—гранодиорит-порфиры алмалыкского типа; 4—диориты; 5—сиенит-диориты; 6—штоки и дайки диоритовых порфиров; 7—разломы III порядка; 8—разломы IV и последующих порядков; 9—сульфидная медная минерализация

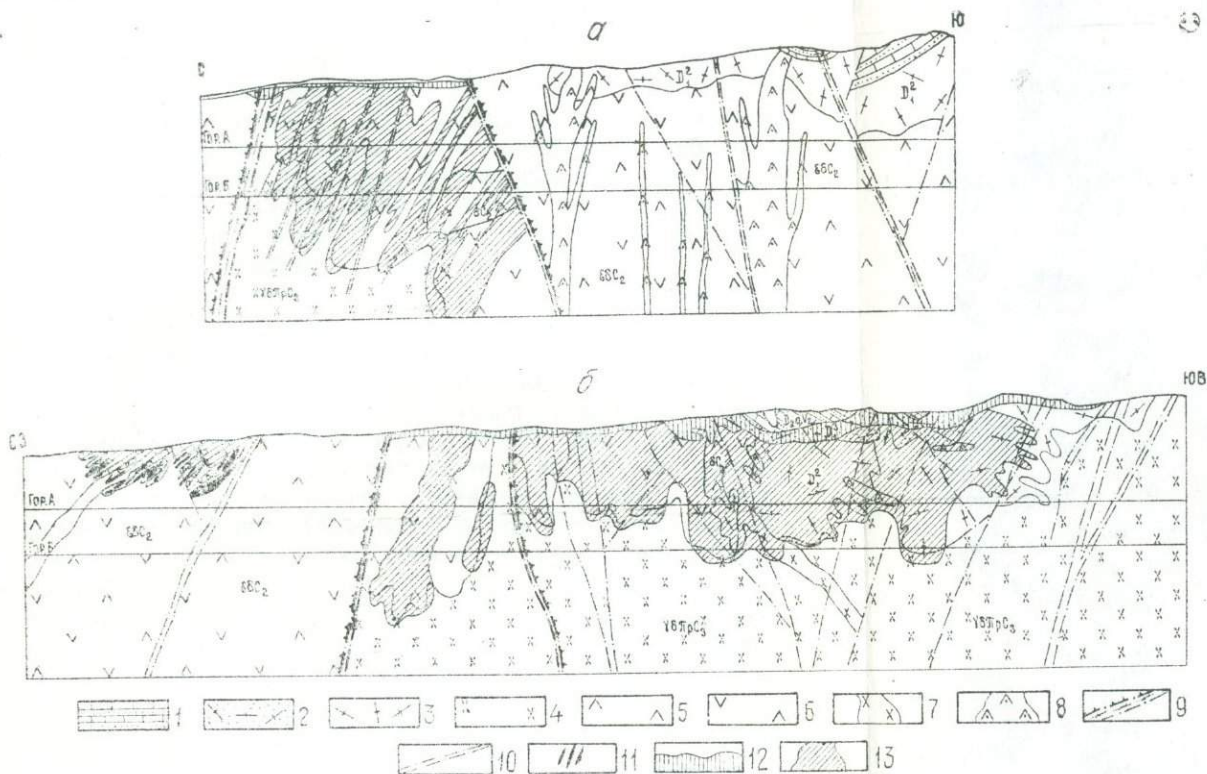


Рис. 19. Разрезы к схематическим геологическим планам Алмалыкского рудного узла: а) по месторождению Дальнее; б) по месторождениям Кургаушинкан, Малый и Большой Кальмакыр: 1 — известняки, песчаники и конгломераты; 2 — андезит-дацитовые порфиры; 3 — кварцевые порфиры; 4 — гранодиорит-порфиры алмалыкского типа; 5 — диориты; 6 — сиенит-диориты; 7 — дайки кислого состава; 8 — штоки и дайки диоритовых порфиритов; 9 — разломы III порядка; 10 — разломы IV и последующих порядков; 11 — сульфидная полиметаллическая минерализация; 12 — зона окисления; 13 — сульфидная медная минерализация

диоритов, сиенит-диоритов и сиенитов с преобладанием сиенит-диоритовых разновидностей пород. Сиенит-диориты пронизаны штоко- и дайкообразными телами гранодиорит-порфиров алмалыкского типа. Указанные породы прорваны дайками аплита, сиенит-диорит-порфира, сиенит-порфира и «черного» гранодиорит-порфира, диоритового и диабазового порфирита преимущественно северо-восточного и широтного простирания.

В общем структурном плане штокверк Кальмакырского месторождения размещается в ослабленной зоне глубинного разлома, по которому шло внедрение малых интрузий гранодиорит-порфиров, представленных вытянутыми в северо-западном направлении штокообразными телами. Штоки либо обнажаются на поверхности своими апикальными частями, либо залегают на небольших глубинах. Медно-порфировое оруденение приурочено в основном к экзоконтактовым частям Кальмакырского, Акчекинского, Джаныбекского штоков, которые на глубине составляют единое интрузивное тело.

Штокверк Кальмакыра в плане имеет вид толстостенной чаши эллипсовидной формы, опрокинутой дном кверху, где сплошной рудный контур соответствует донной части чаши, а кольцевое обрамление — ее стенкам, и вытянут в северо-западном направлении. Падение рудного штокверка юго-западное и подчинено падению контактов штока гранодиорит-порфиров.

Для оценки численных значений связи между изменениями содержания меди — с одной стороны, и золота, серебра, молибдена в рудах Кальмакыра — с другой, были рассчитаны коэффициенты парной корреляции. Отмечается связь между изменениями содержания меди и золота (Кср-0, 68), причем в сиенитах она очень тесная (К-0, 88), а в диоритах — слабее (К-0, 32). Корреляция содержания меди и серебра слабее (К-0, 26), меди и молибдена незначительная или слабая отрицательная. Это полностью согласуется с данными И. М. Голованова и А. Т. Рахубенкова (7).

Месторождение Дальнее сложено преимущественно интрузивными породами: сиенит-диоритами, диоритами и прорывающими их гранодиорит-порфирами алмалыкского типа (см. рис. 19). Вмещающие их песчано-карбонатные отложения и эффузивные кварцевые порфиры развиты незначительно и сохранились в интрузивных породах в виде небольших ксенолитов.

Тектонический блок, заключенный между Карабулакским и Кальмакырским разломами, рассечен многочисленными нарушениями различного направления, однако доминирующее развитие получили разрывы северо-восточного и близ-

широтного простираний, подчиненных направлениям названных разломов.

Для внутреннего строения месторождения характерно развитие тектонических нарушений и невыдержанных кварцевых жил, мелких тектонических трещин и рудных прожилков. Для локализации оруденения главное значение имеет вторая группа мелких разрывов. С ними связано около 66% меди, содержащейся в рудах месторождения.

Рудные прожилки унаследовали мелкую трещиноватость всех четырех направлений, но более развита близширотная система трещин. Северо-западная проявилась более отчетливо в восточной части месторождения, что обусловлено, по-видимому, продолжением на глубине штока гранодиорит-порфиров месторождения Северо-Западный Балыкты в северо-западном направлении. Наибольшая удельная прожилковатость отмечается в сиенит-диоритах (до 60 на 1 пог. м.) вблизи экзоконтакта с гранодиорит-порфирами. Впервые пространственная связь оруденения с телами гранодиорит-порфиров алмалыкского типа в районе установлена А. В. Королевым (10). Проведенными исследованиями выявлено, что маломощные апофизы гранодиорит-порфиров в пределах штокверка часто минерализованы на всю мощность, в крупных (десятки метров) телах оруденелыми оказываются только их периферические части на ширину до 20 м. В отдельных случаях оруденение размещается и в центральной части крупных апофиз по зонам дробления.

Распределение прожилково-вкрапленного оруденения в штокверке, таким образом, обусловлено еще одним главным фактором: контур оруденения в плане повторяет морфологию апикальной части глубинного штока гранодиорит-порфира.

В результате анализа материалов по закономерностям локализации основного (меди) и сопутствующих (золота, молибдена и серы) компонентов в штокверке установлено, что обогащенные медью участки локализуются в экзоконтактовой зоне некоккообразных тел гранодиорит-порфиров. Наиболее благоприятными являются зоны трещиноватых пород, насыщенные апофизами гранодиорит-порфиров. Выявились очень близкое совпадение изолинии содержания меди и золота, о чем свидетельствует также высокое значение парного коэффициента корреляции меди и золота (0,86).

Руды с повышенным содержанием молибдена всегда удалены от тел гранодиорит-порфиров. По условиям локализации молибден резко отличается от меди, золота и серебра. Наблюдается четкая литологическая приуроченность молибдена к диоритам и почти полное отсутствие его в сиенит-диоритах, за исключением приконтактовых зон (12).

Участки с повышенными содержаниями сульфидной серы тяготеют к экзоконтактовой зоне гранодиорит-порфиров, а более низкие ее содержания устанавливаются по этой зоне повсеместно. Распределение концентраций сульфидной серы в целом совпадает с ореолами меди, т. е. халькопиритовая минерализация совмещается с пиритовой, но ореол последней значительно шире и выходит за пределы медного оруденения в верхних частях месторождения.

Если рассмотреть соответственно максимум концентрации меди (с золотом) и молибдена, то наблюдается пространственная разобщенность их. На месторождении четко проявляется фациальная зональность отложения, выражающаяся в пространственной приуроченности молибденовой минерализации преимущественно к диоритам, а медно-золотого оруденения — к сиенит-диоритам. С глубиной содержания меди, золота и молибдена повышаются. Сульфидная сера (в основном, в виде пирита) образует повышенные содержания в верхних частях месторождения.

Необходимо отметить, что месторождение Дальнее имеет большие перспективы оруденения на глубину. Наиболее богатые руды, составляющие значительную часть всех запасов, находятся в экзоконтакте штока гранодиорит-порфиров, залегающего на больших глубинах. На Кальмакырском месторождении шток гранодиорит-порфиров выходит на поверхность. В связи с этим перспективы оруденения на глубину месторождения Дальнее значительно превышают таковые для Кальмакырского (см. рис. 17—19).

Месторождения Северо-Западный Балыкты и Карабулак представлены штокверками меньших размеров (см. рис. 17, 18). Первое вытянуто в северо-западном направлении параллельно рудному штокверку Кальмакыра и на севере отделяется от месторождения Дальнее Кальмакырским разломом. Основную часть балансовых руд вмещают сиенит-диориты и диориты. Внутри штокверка рудные зоны и кварцевые жилы вытянуты преимущественно в широтном направлении параллельно Кальмакырскому разлому. В своей общей конфигурации штокверк тянется с юго-востока на северо-запад (см. рис. 17).

Штокверк Карабулакского месторождения вытянут в широтном направлении и находится висячем боку одноименного разлома.

Руды в нем размещаются в сиенит-диоритах, а шток гранодиорит-порфиров располагается на глубинах более 1,2—1,5 км. Его апофизы обнаружены скважинами только в единичных пересечениях.

Месторождение Сары-Чеку разобщено с Алмалыкским рудным узлом и находится в приподнятом Южном тектоническом блоке. Штокверк имеет пластообразную форму, обусловленную морфологией толщи кварцевых порфиров нижнедевонского возраста, в которые внедрились штоки и апофизы рудоконтролирующих гранодиорит-порфиров. Условия размещения оруденения на этом месторождении показывают возможность локализации медно-порфировых руд в пределах стратиграфического горизонта нижнего девона.

Таким образом, перспективными на медь являются площади, прилегающие к рудному узлу «Большой Алмалык» (Алмалыксайская и др.), и так называемая «Южная перспективная полоса» — междуречье рек Шаугаз и Кандыр, а также район, расположенный юго-западнее месторождения Сары-Чеку.

ЛИТЕРАТУРА

1. Арапов В. А. Некоторые закономерности размещения оруденения в Алмалыкском рудном поле. Тр. Главгеологии УзССР, сб. 2, 1962.
2. Ахмеджанов М. А. и др. О тектоническом строении Алмалыкского рудного поля. «Узб. геол. ж.», 1963, № 3.
3. Викторов В. Ф. Послемагматическое изменение пород в Алмалыкском районе. «Узб. геол. ж.», 1964, № 1.
4. Вольфсон Н. Б., Гарьковец В. Г., Хваловский А. Г. Опыт использования геофизических методов при геологическом обосновании поисков медно-порфировых руд в Алмалыкском рудном районе. «Сов. геол.», 1964, № 2.
5. Голованов И. М. Медно-порфировые месторождения Кураминской металлогенической зоны Среднего Тянь-Шаня. В сб. «Геология медно-порфировых месторождений Казахстана и Средней Азии». Алма-Ата, 1971.
6. Голованов И. М. Типы зональности Алмалыкских медно-порфировых месторождений и прогноз золото-молибденово-медного оруденения. В сб. «Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений». М., изд. ИГЕМа, 1972.
7. Голованов И. М., Рахубенков А. Т. Прогноз медно-порфирового оруденения по ореолам благородных металлов в Алмалыкском районе (УзССР). В сб. «Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых». Л., ВСЕГЕИ, 1971.
8. Закиров Т. З. К вопросу об условиях и закономерностях формирования прожилково-вкрапленных руд одного из месторождений Алмалыка. Тр. СазПИ, вып. 12. «Геология и рудное дело». Ташкент, 1960.
9. Королев А. В. К вопросу о направлении подготовки глубинных поисков скрытых рудных тел в Алмалыкском районе. «Узб. геол. ж.», 1959, № 3.
10. Королев А. В. Структура и металлогения Алмалыка. Ташкент, изд-во «Фан» УзССР, 1970.
11. Мусин Р. А. Формация рудных метасоматитов и металлогения

нические особенности Алмалыкского района. Ташкент, изд-во «Фан» УЗССР, 1970.

12. Рахубенков А. Т. Геологическое строение, условия локализации медного оруденения и геохимические особенности руд месторождения Дальнее. Автореф. канд. дисс., М., 1972.

13. Федорова И. Б. Пути и методы составления прогнозной карты в Алмалыкском районе. В сб. «Вопросы методики составления металлогенических и прогнозных карт Средней Азии». Ташкент, изд-во «Наука», 1964.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Бабаев К. Л., Гарьковец В. Г., Шмулевич А. Д., Отрощенко В. Д., Вировец В. В., Терлецкий О. Г. Особенности металлогении активизированных зон Тянь-Шаня	5
Ахмеджанов М. А., Борисов О. М. Проявления процессов наложенной активизации в Средней Азии	14
Бабаев К. Л. Некоторые особенности тектоно-магматической активизации и ее металлогения на примере Тянь-Шаня	29
Арапов В. А., Коржаев В. П., Михайлов В. В. Типы вулканических структур Чаткало-Кураминского региона и их роль в размещении эндогенного оруденения	39
Айзештат И. А. Локальные вулкано-купольные структуры Кураминского хребта и их роль в размещении оруденения	55
Джантуганов Н. И. О роли процессов тектоно-магматической активизации в формировании эндогенного золотого оруденения Северного Тянь-Шаня	65
Аверин Ю. А., Холопов Н. П. Некоторые особенности формирования золоторудных месторождений в зонах тектоно-магматической активизации (Кураминская структурно-формационная зона)	67
Абдукаюмов А. А. Формации золотоносных метасоматитов и закономерности их размещения в Таласо-Акташском районе (Киргизский хребет)	72
Галахов И. Н., Хорват В. А. К характеристике перспектив золото-серебряного оруденения этапов постконсолидационной активизации в Западном Узбекистане.	82
Отрощенко В. Д., Крикунова Л. М. Геология марганцево-вольфрамовой формации Тоссорского района (структуры активизации и размещения оруденения)	86
Шмелев А. Г., Шмелева Т. Н. Геологоструктурные условия локализации колчеданно-полиметаллического оруденения в активизированных областях (на примере Хандизинского рудного поля)	95
Шаякубов Т. Ш., Рахубенков А. Т., Бутьева Е. Р. Некоторые закономерности размещения медно-порфирового оруденения в Алмалыкском районе	101

КОЛЛЕКТИВ ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ АКТИВИЗИРОВАННЫХ ЗОН ТЯНЬ-ШАНЯ

Редакторы: **О. А. Канаш, М. А. Танхельсон, Г. Н. Шевчук**
Технический редактор **Н. М. Машков**

Сдано в набор 15-ХII-1976 г. Подписано к печати 21-VI-1978 г.
Формат 60×90¹/₁₆. Объем 6,75, п. л. 16 вкл.
Р-08387 г. Ташкент, тип. «Фрунзевец». Зак. № 3520
Тираж 299 экз. Цена 1 руб.

Типы и рудоносность вулкано-тектонических структур Чаткало-Кураминских гор

Таблица 4

Тип структур							Рудоносность		
группа	подгруппа	вид	разновидность	структура	размеры в км.	выполняющие вулканогенные формации и их возраст	рудные формации (в пределах структур) определяющие металлогеническую роль структур	второстепенные (на современной стадии изученности)	примеры месторождений и рудопроявлений
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Огнотельные (компенсационные)	Линейные	Приразломные депрессии		Чадакская	20x1,5-6*	Трахиандезитовая (нижняя пермь)	Кварцево-золоторудная (2)**	Кварцево-халькопиритовая (8); кварцево-полиметаллическая (3)**	Пирмиреб (золото), Гузаксай
				Коксарек-Кумдайская	25x3-5	"	Кварцево-золоторудная (7), медно-порфировая (1)	Кварцево-карбонат-полиметаллическая (5), кварцево-полиметаллическая (5)	Южный Булакбаши, Савдатбулак, Мазар, Восточный (золото), Алачлык (медь)
		Гребни	Моногенные	Касанский	25-27x4-6	"	-	Кварцево-сурьмяно-полиметаллическая (5), киноварно-полиметаллическая (4), кварцево-арсенипиритовая (2), кварцево-турмалин-халькопиритовая	-
				Такелыйский	29x4-6	"	Скарново-шеелитовая (2), кварцево-полиметаллическая (1)	Скарново-магнетитовая (1)	Чорухдайрон (вольфрам); Учочай, (свинец, цинк)
				Тереклинский	42x8	Андезит-дацитовая (средний карбон оаширский ярус)		Скарново-магнетитовая (1), кварцево-халькопиритовая (6), кварцево-алунитовая (2), кварцево-полиметаллическая (2), кварцево-золоторудная (2), кварцево-флюоритовая (2)	
			Полигенные	Гавасайский	30x2-6	"	-	Кварцево-золоторудная (12), кварцево-халькопирит-висмутиновая (7), кварцево-полиметаллическая (8)	-
				Курусай-Джангалынский	34x3-8	Андезитовая, дацитовая (средний карбон московский ярус)	Скарново-полиметаллическая	Кварцево-вольфрамитовая (1), кварцево-золоторудная (13), кварцево-халькопирит-висмутиновая (4), кварцево-алунитовая (3), кварцево-полиметаллическая (5)	Туранглы, Курусай II (свинец, цинк)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Отрицательные (компенсационные)	Линейные	Грабены	Полигенные	Алтынтопканский	26x2-6	Андезитовая, дацитовая (средний карбон московский ярус)	Скарново-полиметаллическая (10), кварцево-флюоритовая (2)	Кварцево-золоторудная (3)	Мышиккол, Перевальное, Пайбулак (свинец, цинк); Чашлы, Каскана (фтор)
				Алмадынский	46x3-7	"	Скарново-полиметаллическая (6), свинцово-цинковая (1), кварцево-золоторудная (10)	Медно-порфировая (2), кварцево-алунитовая (5), кварцево-халькопиритовая (11)	Катранга, Кульчулак (свинец, цинк)
				Шавез-Дукентский	32x8	Андезитовая, дацитовая, дацит-андезитовая (средний карбон московский ярус-верхний карбон)	Кварцево-золоторудная (23)	Кварцево-халькопирит-висмутитовая (20), кварцево-алунитовая (1)	Кызылалма, Самарчук (золото)
	Кольцевые	Мульды проседания (вулкано-тектонические депрессии)	Округлые	Каржантауская	Диаметр 33-35	Дацит-андезитовая (средний карбон московский ярус-верхний карбон), трахиандезитовая (нижняя пермь)	-	Скарново-магнетитовая (1), кварцево-золоторудная (1), кварцево-халькопирит-висмутитовая (1), кварцево-халькопиритовая (5), кварцево-полиметаллическая (2)	-
				Камчикская	Диаметр 40-54	Андезитовая (средний карбон московский ярус), дацит-андезитовая (средний карбон московский ярус-верхний карбон), липаритовая (нижняя пермь)	Кварцево-алунитовая (2), кварцево-флюорит-полиметаллическая (11), скарново-полиметаллическая, кварцево-золоторудная (15), медно-порфировая (1)	Кварцево-халькопирит-висмутитовая, кварцево-полиметаллическая (10), кварцево-карбонат-флюоритовая (5), кварцево-халькопиритовая (28), грейзен-карбонат-флюоритовая (3)	Аксаката (алюминий), Суппаташ (фтор); Кумышкан (свинец, цинк); Чакмекташ, Реваште (золото, серебро); Текели (медь)
				Дашкерекская	Диаметр 22-33	Андезитовая, дацитовая (средний карбон московский ярус), дацит-андезитовая (средний карбон московский ярус-верхний карбон)	Кварцево-золоторудная (15), кварцево-алунитовая (2)	Сульфидно-касситеритовая, кварцево-флюоритовая (1), кварцево-халькопирит-висмутитовая (15), кварцево-полиметаллическая (26), кварцево-халькопиритовая (1), кварцево-барит-кальцит-галенитовая (11)	Гушсай, Восток П, Учкыз (алюминий); Токберды (золото)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Отрицательные (компенсационные)	Кольцевые	Мульды проседания (вулкано-тектонические депрессии)	Полигональные	Ташкескенская	Диаметр 12-23	Липаритовая (нижняя пермь), трахиандезитовая (нижняя пермь)	Скарново-полиметаллическая (3), скарново-молибденитовая (1)	Флюорит-полиметаллическая (1)	Янгикан (свинец, цинк); Южный Янгикан (молибден)
				Адрасманская	Диаметр 25-29	Дацитовая (средний карбон московский ярус), дацит-андезитовая (средний карбон московский ярус-верхний карбон)	Кварцево-полиметаллическая (45), кварцево-халькопирит-висмутиновая (53)	Кварцево-золоторудная (7), кварцево-халькопиритовая (5), флюорит-полиметаллическая (1), скарново-магнетитовая (2)	Баритовая гора, Чукурджилга, Долонь (свинец, цинк); Алмады, Джузум, Коктерек (висмут)
		Кальдеры	Типа Везис (по Вильямсу)	Оясайская	Диаметр 14-16	Липаритовая, трахилипаритовая (нижняя пермь)	Кварцево-золоторудная (6), кварцево-полиметаллическая (2)	Кварцево-халькопирит-висмутиновая (2), кварцево-халькопиритовая (1)	Водораздельное, Камоу I (золото), Минбулак (свинец)
				Карабашская	Диаметр 15-16	"	Флюорит-полиметаллическая (2)	Кварцево-халькопиритовая (14), кварцево-полиметаллическая (10), кварцево-халькопирит-висмутиновая (1), кварцево-флюоритовая (6)	Агата-Чибергата, Наугискен (фтор)
				Чилтенская	Диаметр 12-21	"	-	Скарново-полиметаллическая (2), кварцево-золоторудная (4), кварцево-полиметаллическая (15), кварцево-халькопиритовая (17), кварцево-флюоритовая (8), флюорит-полиметаллическая (5), грейзен-карбонат-флюоритовая (4)	-
				Тавакская	Диаметр 10-18	"	Кварцево-халькопирит-висмутиновая, серебро-полиметаллическая (12); флюорит-полиметаллическая (2)	Кварцево-халькопиритовая (1)	Алмадон, Каптархона (висмут); Карыккан, Замбарак, Караташкент (свинец, цинк); Канимансур (свинец, цинк, фтор)
				Акшуранская	Диаметр 11-12	"	Серебро-полиметаллическая (5)	Кварцево-полиметаллическая (30), кварцево-халькопиритовая (13), кварцево-халькопирит-висмутиновая (3)	Данкерек, Тезкуль (свинец, цинк, серебро)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Отрицательные (компенсационные)	Кольцевые	Кальдеры	Типа Кратер (по Вильямсу)	Майгашканская	Диаметр 10-14	Липаритовая, трахилипаритовая (нижняя пермь)	Кварцево-халькопирит-висмутиновая(2)	Кварцево-золоторудная (2)	Узунлек (медь, висмут)
			Резургентные (по Балу)	Кызылтуринская	Диаметр 10-12	Трахилипаритовая (нижняя пермь)	-	Кварцево-халькопиритовая (1), кварцево-полиметаллическая (3), кварцево-пирротинно-золоторудная (1)	Дюшадь (фтор); Шавкаты, Четсу (олово)
				Бабайтаудорская	Диаметр 15-33	-	Сульфидно-касситеритовая (4), флюорит-полиметаллическая (5)	Кварцево-флюоритовая (5), кварцево-полиметаллическая (8), кварцево-халькопиритовая (6), кварцево-халькопирит-висмутиновая (2)	
				Самгарская	Диаметр 10-20	-	-	Кварцево-халькопиритовая (2)	
Изометричные	Мульды экстремальных куполов		Бурихонасайская, Аудесайская, Мингбулакская, Каракинская, Четкаржанская, Дукентская.	В поперечнике от 1 до 7 км (пропорционально размерам экстремальных куполов)	Трахилипаритовая (нижняя пермь) Дациит-андезитовая (средний карбон московский ярус-верхний карбон)	Кварцево-агальматолит-алунитовая (4) Кварцево-золоторудная (1)	- -	Акташ (алюминий) Левобережное (золото)	
			Положительные	Овальные	Куполообразные поднятия		Акташское	3x7	Трахилипаритовая (нижняя пермь)
Уриклинское	5x12	Дациит-андезитовая (средний карбон московский ярус-верхний карбон)					-	Кварцево-молибденитовая (1), кварцево-халькопиритовая (5), кварцево-шведит-полиметаллическая (1)	-

* Первая цифра - длина, вторая - ширина структуры.

** В скобках указано количество учтенных месторождений и рудопроявлений

Цена 1 руб.

2500