МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ
Ц Н И Г Р И

РУДОНОСНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

Труды ЦНИГРИ

Выпуск 191

МОСКВА — 1984

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ
ЦНИГРИ

РУДОНОСНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

Труды ЦНИГРИ

Выпуск 191

МОСКВА — 1984

УДК 551.263

Охарактеризованы главнейшие геологические формации, в которых локализуются месторождения благородных и цветных металлов. Рассмотрены особенности строения и состава месторождений, ассоциирующих с определенными геологическими формациями. Определены возможные способы концентрации рудного вещества в процессах седиментации и магмообразования. Для ряда рудных районов проанализированы геологические условия формирования потенциально рудоносных геологических формаций, пространственные и временные соотношения с ними оруденения, геолого-формационные критерии прогноза и поисков. Сборник рассчитан на широкий круг геологов, изучающих месторождения благородных и цветных металлов, занимающихся их прогнозированием и поисками.

Редакционный совет

В. А. Нарсеев (председатель), **А. И. Кривцов, Б. И. Прокопчук, И. Б. Флеров, Б. П. Макаров, И. Я. Полывянный, Л. В. Карапускина** (отв. секретарь)

Ответственные редакторы **М. М. Константинов, Е. И. Филатов**

© Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов Министерства геологии СССР, 1984 г.

М. М. Константинов

ЗОЛОТОЕ И СЕРЕБРЯНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ СТРАТИФОРМНОГО ТИПА

В связи с истощением запасов богатых руд золота и серебра, в зарубежных странах все больший интерес вызывают месторождения стратиформного типа, удобные для отработки с большими объемами руд. Сравнительный анализ имеющихся в литературе данных по распределению стратиформного золотого и серебряного оруденения в различных геологических образованиях позволяет выделить некоторые факторы концентрации оруденения и возможные поисковые критерии.

Современные металлоносные илы

В качестве модели современного рудообразования и как объект, который может представлять практический интерес, детально исследовались металлоносные осадки дна Красного моря. Они представляют собой слои глины мощностью 10—30 см, которые лежат на дне бассейна горячего (61,3°С) и плотного рассола на глубине свыше 2000 м, концентрирующего в приосевой части Красного моря (Estefan, 1982).

Осадки в этих бассейнах состоят из слоев сульфидов, главным образом, сфалерита и халькопирита, чередующихся со слоями окислов и силикатов. В основном, осадки тонкозернистые (50—80% частиц имеют 0,002 мм в размере), плохо раскристаллизованы и пропитаны рассолом. Металлоносные осадки содержат, главным образом, железо и марганец и существенно обогащены цинком, медью, свинцом, кадмием, серебром, барием и ртутью. Fletcher A. W. (1981) отмечает, что прослои, сложенные окислами, содержат до 60% железа и 30% марганца, а сульфидные прослои — до 20% цинка. Средний химический состав рудоносных илов (%) 0,89—6,03 цинка; 0,21—0,84 меди; 0,005—0,011 серебра; 21,8—30,1 железа; 2,1—5,5 серы.

Металлы осаждались из вод Красного моря, которые проникая через подстилающие морское дно эвапориты и базальты, вероятно, выщелачивали из них соли и металлы. Экстрагированные металлы переносились в хлоридных комплексах и осаждались на дне бассейна.

Основные минеральные фации металлоносных осадков Красного моря представлены четырьмя группами: окислов, сульфидов, карбонатов и силикатов. Отложение минералов этих фаций определяется составом рассола, окислительным потенциалом, pH, температурой и растворенными в нем газами. Флотационная переработка илов позволяет получить концентрат, содержащий 32% цинка, 5% меди, 0,074% серебра.

Необычно богатые серебром илы обнаружены у северо-западного побережья Тихого океана (Mining, 1981). Они связаны с горячими источниками, обнаруженными в 400 км к западу от г. Астория, штата Орегон. Пробы илов, отобранные исследовательским судном, содержат значительное количество сульфида цинка, 0,25% свинца,. 0,32% меди, 0,03% серебра. Аналогичные металлоносные отложения в объеме около 25 млн. т обнаружены в 560 км от берегов Эквадора в пределах подводного Галапагосского хребта. Образование современных подводных металлоносных осадков серебра, цинка, свинца и меди можно считать, видимо, достаточно широко распространенным явлением. В них заключены реальные ресурсы промышленной добычи этих металлов

Терригенно-карбонатные формации

Терригенные и карбонатные формации аридных палеоклиматических зон содержат благородные металлы в ассоциации с триадой Pb—Zn—Cu, условия формирования которой подробно охарактеризованы Н. М. Страховым.

Наиболее богаты серебром медистые песчаники и сланцы цехштейна Европы, среди которых широко развиты также черные сланцы. Вместе с серебром и свинцом обычно концентрируются золото, молибден, никель, кобальт, висмут, медь, платина, ртуть, рений (Salamon, 1976). Минерализация локализуется преимущественно в нижней части сланцевой толщи, для которой характерны и максимальные концентрации меди, и проникает в нижележащие доломиты. На ряде стратиформных полиметаллических месторождений Польши среднее содержание серебра составляет 30—50 г/т; в залежах, связанных с горизонтом битуминизированных глинистых доломитов, возрастает до 200 г/т. Максимальные содержания серебра (%) зафиксированы в медных минералах: дигените — 0,42, среднее 0,18, в единичных образцах борнита до 0,34—0,6, в халькозине — до 0,8.

Золото наблюдается в осадочных толщах протерозойского возраста в магнетитсодержащих и медистых песчаниках. Магнетитсодержащие песчанки с золотом накапливались в прибрежно-морских мелководных условиях; в медистых песчаниках золото встречено в медных минералах (как и в предыдущих случаях, главным образом, в халькозине и борните), формирование которых связывается с периодом диагенеза. Намечающаяся, таким образом, тенденция концентрации серебра и золота в диагенетических халькозин-борнитовых рудах позволяет предполагать достаточно высокую миграционную способность этих элементов на стадии преобразования меденосных осадков.

В залежах свинцово-цинковых руд концентратором серебра служит галенит, известны и самостоятельные его минералы: штромейерит, конгсбергит, момелландсбергит, самородное серебро и др., которые парагенетически связаны с борнитом, халькопиритом, теннантитом, сфалеритом и галенитом.

Для медно-серебряных месторождений намечается приуроченность к известковисто-аргиллитовым и известковистопесчанистым фациям. Так, стратиформное серебряное и медное оруденение в позднедокембрийских породах штата Монтана, США (Lange, 1981) представлено тремя типами: минерализованных песчаников, карбонатных сильтитов и аргиллитов. Внутри толщи аргиллитов минерализация приурочена к оолитовым карбонатным прослоям мощностью 2—3 см, иногда содержащим фосфаты. Рудная минерализация в виде гнезд неправильной формы, тонких прослоев и коротких вертикальных прожилков, широко распространена по площади и не связана с разрывными структурами. Оруденение серебро-свинцово-цинковых месторождений в доломитовых формациях, как отмечается для Центрального массива Франции (Aubaque, 1982), совпадает с положением узкой локальной палеодепрессии, выполненной известковистыми песчаниками и сапропелевыми глинами. Раннемеловая сереброносная формация Санта (Перу), в пределах которой выявлено более 80 цинково-свинцово-серебряно-медных стратиформных проявлений, образовалась в прибрежно-морских условиях и сложена темно-серыми песчаниками, известняками, доломитами и черными сланцами. Рудные тела имеют форму пластов, линз и лент. Отмечается приуроченность месторождений к границам локальных палеобассейнов (Samaniego, 1982). Оруденение ассоциирует с прибрежно-болотистыми фациями пород, богатых органикой. Главные минералы руд — сфалерит и обогащенный серебром галенит; второстепенные — пирит, марказит и халькопирит. В рудах нередко устанавливаются маркоскопически видимые осадочные и диагенетические текстуры, в т. ч. текстуры оползания, фиксируемые и в рудных телах.

Несколько особняком находятся золото-мышьяковистые стратиформные месторождения типа Карлин, США, образующие, как это теперь выясняется, пояс протяженностью до 1000 км, рассекающий в близмеридиональном направлении вулканическую Провинцию Бассейнов и Хребтов третичного возраста. По мере выявления новых однотипных месторождений, «мотив» о приуроченности оруденения к лежачему боку регионального надвига исчезает, и все более выступает стратиграфолитологический контроль оруденения сопряженными углисто-глинистокарбонатной и известковисто-алевролитовой пачками силурийского возраста. Так, недавно выявленное месторождение Белл, приуроченное к этим пачкам, занимает площадь 300×1200 м и строго стратифицировано (Hawkins, 1982). Первичные руды темносерого до черного цвета представляют собой интенсивно окварцованные и пиритизированные известковистые алевролиты, заключающие тончайшие (менее 1 мкм) включения самородного золота. В тонких прожилках фиксируются реальгар, аурипигмент, арсенопирит, киноварь; к рассекающим рудоносные горизонты крутопадающим нарушениям приурочены жилы кварца, антимонита, барита, выделения углеродистого вещества.

Вулканогенно-осадочные формации

Вулканогенно-осадочные формации содержат стратиформные залежи благородных металлов, в большинстве случаев в ассоциации с массивным и вкрапленным колчеданным либо пирит-арсенопиритовым оруденением. Наиболее определенно формирование стратиформных руд устанавливается в ассоциации с кислым вулканизмом.

Интересные описания золото-кварцевого и золото-сульфидного оруденения, приуроченного к горизонтам и силлам фельзитов архейского возраста, приведены для района архейского золотоносного узла в Зимбабве (Harrison, 1976; Roberts, 1976). Золото-кварцевое месторождение, представляет собой силл фельзитов мощностью около 4 м, простирающийся на 3 км, инъецированных в архейские диориты N. M. Harrison (1976). Силл насыщен субсогласными золото-кварцевыми жилами с вкрапленностью пирита, галенита, арсенопирита, пирротина, халькопирита, сфалерита. Фельзиты и заключенные в них золото-кварцевые тела смяты в пологие складки и разбиты серией пострудных малоамплитудных ступенчатых сбросов. A. E. Roberts (1976) отмечает, кроме того, что в горизонтах фельзитов повышенные концентрации тонкодисперсного золота связаны с вкрапленностью сульфидов, тяготею-

щей к контактам фельзитов. Прямая корреляция отмечается между содержаниями золота и обогащением этих участков арсенопиритом, хотя видимое золото не обнаруживается.

К горизонту миоценовых туфов кислого состава приурочено серебряное месторождение Дасти-Мак на юге Калифорнии (США). Оруденение представлено вкрапленностью кераргирита и эмболита и прослежено на 2,5 км при содержании серебра 20—500 г/т, в среднем 40 г/т.

Другой «крайний» случай — приуроченность стратиформного золотого оруденения к основным вулканитам: месторождение Агассид метавулканического пояса Ла-Ронж в Канаде, где золоторудная минерализация связана с магнезиальными вулканитами. Прожилково-вкрапленная золото-сульфидная минерализация, локализованная в тонкообломочных отложениях, подстилается интенсивно измененными (до хлорит-актинолитовых сланцев) толеитовыми пикритами. Содержание золота около 9, серебра около 35 г/т.

Крупные концентрации серебра связаны с вулканогенными свинцово-цинковыми месторождениями (Кидд-Крик в Канаде, Разбери в Австралии), геология которых подробно освещена в отечественной литературе, а также месторождениями типа «Куроко», выявленными не только в Японии, но и в других вулканических областях, прошедших островодужный этап развития. Все эти месторождения характеризуются длительной историей развития вулканизма и широким диапазоном состава вулканитов.

Как наиболее общую тенденцию, важную для перспективной оценки вулканических территорий на оруденение стратиформного типа, отметим металлогеническую унаследованность в развитии отдельных провинций. Сереброрудная провинция Мексики, например, характеризуется: раннемеловым серебро-колчеданным оруденением в связи с субаэральным вулканизмом; стратиформным серебряным прожилково-вкрапленным оруденением в туфо-песчаниках верхнего мела; раннепозднетретичными серебро-свинцово-цинковыми месторождениями в связи с андезито-риолитовым вулканизмом. Раннемеловое серебро-колчеданное оруденение (формация массивных серебро-свинцово-цинково-медных залежей) имеет линзовидную и пластовую форму и залегает согласно со слоистостью в толще мелководных вулканогенно-осадочных отложений нижнемелового возраста с отчетливой приуроченностью к лахаровым брекчиям (Loringesi, 1978). В реконструированном рудовмещающем разрезе выделяются (снизу вверх): 1) риолитовые порфириты и пепловые туфы; 2) сланцы, граувакки; 3) кварц-серицит-хлоритовые породы; лахаровые брекчии; 5) массивные сплошные сульфидные руды; 6) сланцы, граувакки, туфы риолитов; 7) риолитовые порфиры и пепловые туфы. Руды формировались как в тесной ассоциации с риолитовым вулканизмом, так и на удалении от палеовулканитов осадочным способом. Условия рудоотложения менялись от субмаринных до субаэральных. Сульфидные рудные тела состоят преимущественно из пирита с варьирующими количествами сфалерита, халькопирита, галенита, тетраэдита, арсенопирита, марказита и пирротина. Большая часть серебра заключена в тетраэдрите (фрейбергит), находящемся в тонких срастаниях с другими сульфидами.

Стратиформное оруденение (Реаль-де Анхелес) представлено оруденелыми верхнемеловыми песчаниками, содержащими в виде вкрапленников сереброносный галенит, сфалерит, халькопирит и тетраэдрит. Среди осадочных пород встречаются также небольшие рудные прожилки, а иногда жилы.

Третичное оруденение контролируется региональными разломами

окраины континента, рассекающими купольные и брахиантиклинальные поднятия, и локализуется в жилах и линейных штокверках, состоящих преимущественно из кварца, кальцита и адуляра, отлагавшихся в системе ветвящихся сбросов. Эпитермальные трещинные жилы заключены либо непосредственно в эоценовых вулканитах андезитового и липаритового состава, либо в подстилающих их сланцах, мергелях и известняках. В последнем случае образуются метасоматические залежи сложной конфигурации.

Углисто-терригенные формации

Вопросам генезиса золотого оруденения в углисто-терригенных моласоидных и флишоидных формациях посвящена обширная литература (В. Г. Гарьковец, В. А. Буряк, В. А. Нарсеев и др.).

Новые данные о сингенетичности золото-кварцевых руд в терригенных толщах были получены В. А. Слезко, Т. Н. Косовец и автором при изучении стратиформного золото-кварцевого оруденения во флишоидной песчано-алевролитовой толще. Золото-кварцевая залежь, согласная со слоистостью, маркирует пологую синклинальную складку. Удалось установить, что общая и связанная с ней мелкая гравитационная складчатость, захватившая рудные тела, как и сопровождающая ее сланцеватость, имели конседиментационный характер и характеризовались переотложением слабодиагенезированного алевролитового материала.

Особенно интересны в этой связи данные о «специализации» определенных горизонтов углисто-терригенных формаций на благородные металлы. Так, С. Алматов выделил кембрийский горизонт глинистых известково-глинистых сланцев, заключающий повышенные концентрации фосфора, свинца и серебра и прослеживающейся на протяжении свыше 80 км. Занимая определенное положение в стратиграфическом разрезе кембрийских отложений, этот горизонт является маркирующим и прослеживается далеко за пределами исследованных районов. Если отдельные рудоносные горизонты характеризуются повышенной известковистостью, то в целом рудоносные углисто-терригенные формации сменяются в разрезе карбонатными, что также, видимо, закономерно. Данные о возможности переноса золота в элементоорганических соединениях (Слободской Р. М.) и его повышенных (на два порядка выше кларка) концентрациях в марказитовых конкрециях угольных бассейнов (В. Я. Легедза) позволяет предполагать возможность накопления золота в определенных частях гумидных палеоклиматических зон. Палеоклиматический анализ, примененный Н. М. Страховым для месторождений черных и цветных металлов, может оказаться эффективным методом прогнозирования золоторудных районов.

В связи с проблемой формирования уникальных золотоносных конгломератов Витватерсранда в исследовании A. Batton (1979) развивается отмеченное нами выше положение о приуроченности оруденения к областям накопления известково-карбонатного и органогенного материала. Принимая гипотезу дельтового происхождения золотоносных конгломератов, этот исследователь допускает ведущую роль в карбонатообразовании известковистых водорослей, развивающихся на поверхности галек. Образование галек связывается с периодами многоводья, а отложения карбонатного материала — с периодами малой обводненности. Такой же механизм одновременного отложения крупногалечного и дезинтегрированного материала, часто обогащенного органикой и аккумулирующего золото и уран, предлагается использовать для объяснения

условий образования рудоносных баров (рифов) Витватерсранда, представляющих возможно русловые отложения бурных палеорек.

Метаморфические комплексы

Стратиформное оруденение в метаморфических комплексах охватывает достаточно широкий и разнообразный круг объектов, в основном, докембрийского возраста. Стратифицированные залежи золото-сульфидных вкрапленных руд часто ассоциируют с породами филлитовой и зеленокаменной фаций метаморфизма. Так, в кварцевых филлитах Тироля O. Shulz и X. Wenger (1980) установили наличие залежей вкрапленных сульфидов—пирита, арсенопирита, халькопирита, реже пирротина, блеклых руд, галенита, сфалерита, кобальтина, герсдорфита, ульманита и кубанита, ассоциирующих с железистыми карбонатами и рутилом. Самородное золото обнаруживает наиболее тесную связь с арсенопиритом. В протерозойских бластомилонитах, зеленых сланцах и зеленосланцевых диафторитах Урала отмечаются кварцевые прожилки, вкрапленность сульфидов—пирита, халькопирита, кобальтина, сфалерита, галенита, молибденита и равномерная вкрапленность золота размером 0,036—0,008 мм в породообразующих минералах. Золото в углисто-глинистых карбонатсодержащих (с доломитом, анкеритом и сидеритом) кристаллических сланцах и гнейсах по данным M. Leblanc (1976) входит в состав многих стратиформных месторождений оловянно-вольфрамовой формации и ассоциирует с ртутью и мышьяком. Сходный спектр элементов приводят У. А. Асаналиев и И. Д. Турдукеев для черносланцевых формаций Тянь-Шаня.

В архее Родезии золотоносны полосчатые железистые кварциты; золото в них имеет разномерность порядка 50 мкм, высокую пробу (выше 200) и заключено во вкрапленниках пирита и арсенопирита.

Ассоциация серебро-полиметаллических руд с марганцем, хорошо изученная на метаморфизованных месторождениях Брокен-Хилл и Маунт-Айза в Австралии, а также устанавливаемая на многих золото-серебряных месторождениях, сохраняется и в продуктах более глубоких фаций метаморфизма. Так, R. I. Valliant и R. L. Barnett (1982) предлагают рассматривать метаморфизованные марганцевоносные отложения в архее Канадского щита (метаморфизованные марганцевые конкреции?) в качестве поискового признака золоторудных месторождений. Ими описывается стратифицированная залежь кварца, мусковита и пирита с акцессорной примесью графита, апатита, халькопирита, алтаита, петцита и калаверита протяженностью 600 м и мощностью 6 м. Золото образует тончайшие выделения в силикатных минералах и пирите при среднем содержании 7,5 г/т. Гранат-кварцевые породы подстилают золоторудное тело. Содержание граната в них достигает 12%, он образует зональные порфиробласты, в которых концентрации MnO увеличиваются от периферии к центру. Вблизи рудных тел в гранатах возрастает соотношение MnO к FeO, что также может использоваться как поисковый критерий.

Краткое рассмотрение стратиформного оруденения золота и серебра показывает его большое разнообразие, как это и вообще характерно для концентраций этих металлов. В этом разнообразии можно наметить предварительно некоторые общие тенденции:

1. Сочетание карбонатного и органогенного (углистого, битуминозного) вещества как общий фактор концентрации золота и серебра прослеживается среди широкого спектра рудовмещающих формаций: песчано-сланцевых, глинисто-карбонатных, конгломератовых, метаморфических. При всем разнообразии условий существует, вероятно, единый механизм седиментационного накопления благородных металлов и их диагенетического перераспределения, выявление которого требует постановки специальных экспериментальных исследований.

2. Интересны для поисков стратиформных руд также области смены вулканических формаций осадочными — на склонах крупных вулканических сооружений в зонах смены континентального и субаэрального вулканизма.

3. Стратиформные месторождения выявляются «вместо» ранее известных жильных, контролируемых пластом или горизонтом пород, заключающих также вкрапленную минерализацию, на что влияет снижение требований к минимальным содержаниям золота в рудах.

4. Наиболее характерны следующие ассоциации металлов стратиформных месторождений: Au—Ag—Cu—Pb—Zn; Ag—Pb—Zn (Mn) Au—(Hg)—As—Sb—W; Au—As; Au—Hg—Ba—As.

Они укладываются, по-существу, в две «ветви» — серебро—полиметаллическую (с золотом) и золото (серебро)—мышьяковистую. Первая из них характеризуется преимущественно карбонатными, терригенно-карбонатными и риолитовыми рудовмещающими комплексами пород; вторая углисто-алевролитовыми (известковистыми), филлитовыми, сланцевыми осадочно-метаморфическими либо базальт-пикритовыми зеленосланцевыми вулканическими образованиями.

Представляется возможным выявление также стратиформных месторождений с ассоциациями Au—As—Co—Ni и Ag—Sn—Pb—Zn в рудных районах соответствующего металлогенического профиля.

5. Широкое развитие в районе жильных, штокверковых и иных типов золоторудных либо серебряных месторождений, формировавшихся в широком временном диапазоне, является предпосылкой поисков оруденения стратиформного типа.

ЛИТЕРАТУРА

Aubaque M., Homer A. L., Sureau J. F. Recherche de quides de prospections pour les gîtes Pb—Zn lies aux strates en environment dolomitique. «Chron. rech. minere», 1982, 50, N 466, 41—59.

Batton A. M. Transvaal and Humersley basins — Review of basin development and mineral deposits. Mineral sci. Engng. vol. 8, no 4, oct. 1976, p. 262—293.

Estefan S. F. Explotation of the mineral wealth of the Red Sea. «Specul. Sci. and Techol.», 1982, 5, N 2, 151—156.

Fletcher A. W., Mustafa H. E., Dr. Zaki. Prodress on the exploitation of metalliferous sediments of the Red Sea. «Nat. and. Int. Manag. Miner. Resour. Proc. Meet., London, 1980». London, 1981, 207—220.

Harrison N. M. The geology of the Redwing gold mine, Penhalonga, Umtali district, Rhodesia. «Symp. Miner. Deposits and Transp. and Deposit. Metals, Salisbury, 1976, 55—60.

Hawkins R. B. Discovery of the Bell gold mine-jerritt Canyon district, Elko County. Nevada. «Mining Congr. J.». 1982, 68, N 2, 28—32.

Lange I. M., Eby D. E. Stratabound copper-silver-bearing oolitic deposits in the Belt Supergound of Montana. «Econ. Geol.», 1981, 76, N 4, 933—937.

Leblanc M. Concentration liees aur strater reputees inusulles. «Mem. hors-ser. Soc. geol. France», N 7, 39—44.

Loringesi G. H., Miranda V. C. Geology of the massive sulfide deposits of Campo Morado, Guerrero, Mexico, — Econ. Geol., 1978, vol. 73, N 2.

Mining J. Mineral-rich muds offshore. 1981, v. 297, N 7624, p. 258.

Roberts A. E. A gold-bearing felsite horisont near Umtali-Rhoresia. «Symp. Miner. Deposits and Transp. and Deposits. Metals, Salisbury, 1976, 61—65.

Salamon W. Metale szlachtne w czarnych lupkach monokliny pzedsudechiej. «Rudy i metale neizel.», 1976, 21, N 12, 472—477.

Samaniego A. Correlation of strata-bound mineral deposits in the Early Cretaceous Santa Metallotect of north and Central Peru. «Ore Genesis. State Art.». Berlin e. a., 1982, 508—527.

Shulz O., Wenger H. Die Goldlagerstättenkundliche Betrachtling. «Jahrb. Geol. Bundesant». 1980, 123, N 1, 113—141.

Valliant R. I., Barnett R. L. Manganiferous garnet underlying the Bousquet gold orebody, Quebec: metamorphosed manganese sediment. as a guide to gold ore. «Can. J. Earth. Sci.», 1982, 19, N 5, 993—1010.

Е. И. Филатов

РУДОНОСНЫЕ ФОРМАЦИИ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Основными формационными и геолого-промышленными типами свинцово-цинковых месторождений являются: 1) свинцово-медно-цинково-колчеданный в вулканогенных комплексах (малокавказский); 2) медно-свинцово-цинково-колчеданный в осадочно-вулканогенных комплексах (рудноалтайский); 3) медьсодержащий свинцово-колчеданный в вулканогенно-терригенных комплексах (филизчайский); 4) железо-марганцево-свинцово-цинково-колчеданный в вулканогенно-терригенно-карбонатных комплексах (атасуйский); 5) свинцово-цинковый стратиформный в карбонатных комплексах (миргалимсайский); 6) свинцово-цинковый «скарновый» в карбонатных комплексах (приаргунский); 7) свинцово-цинковый жильный в разнообразных комплексах (садонский). Месторождения всех типов приурочены ко вторичным геосинклинальным системам и их активизированным рамам.

Месторождения малокавказского типа, которые в отечественной и зарубежной литературе называются также месторождениями типа куроко, образуют островодужные металлогенические зоны с преимущественно натриевым существенно андезитоидным магматизмом, наложенные на относительно мелкие фрагменты континентальной коры (срединных массивов). Рудоносной здесь является последовательная базальт-андезит-дацит-риолитовая формация (табл.), причем вулканиты принадлежат к натриевой серии известково-щелочного ряда. Риолиты, в отличие от аналогичных пород медно-цинково-колчеданных месторождений уральского типа, обладают повышенным содержанием кремнезема и глинозема и намечающейся пантеллеритовой тенденцией — отсутствием положительной корреляции между содержанием щелочей и кремнезема (Ширай, 1976), а также характеризуются широкими вариациями отношений калия и натрия в риолитах, которым отвечают определенные соотношения свинца и меди в рудах.

Месторождения рудноалтайского типа локализуются в регенерированных эвгеосинклиналях в пределах островодужных металлогенических зон, наложенных на относительно крупные остаточные блоки континентальной коры. Рудоносные толщи принадлежат к контрастной базальт-риолит-кремнисто-терригенной формации (см. табл.), в которой кремнекислые вулканиты в значительной степени преобладают над основными, обычно составляющими не более 10% от общего объема рудовмещающих толщ. Рудоносные толщи формируются в островодужном и частично окраинноморском режиме, преимущественно на коре континентального типа, обладающей мощностью не менее 40 км — в окраинных частях регенерированных срединных массивов. Эта формация существенно отличается от вулканогенных образований кайнотипных островных дуг и натриевых формаций уральского и малокавказского типов. Главные отличия заключаются в антидромном характере вулканизма, большем разнообразии фациального состава кремнекислых пород, смене по вертикали калиевых риолитов более натриевыми, резко подчиненном значении базальтов, широком развитии осадочных и вулканогенно-осадочных пород и в принадлежности вулканитов в целом к кали-натриевой серии. Рудоносная формация в рудных районах эталонной Рудноалтайской зоны представлена тремя субформациями — натриевой (при $SiO_2 \approx 70\%$, $Ka_2O:Na_2O \approx 0{,}4$); калиевой (при $SiO \approx 70\%$, $Ka_2O:Na_2O \approx 2{,}3$) и промежуточной по соотношению щелочей (при $SiO_2O \approx 70\%$, $K_2O:Na_2O \approx 1{,}2$). Каждая субформация характеризуется своим металлогеническим профилем и корреспондируется с определенной субформацией медно-свинцово-цинково-колчеданной рудной формации. К ареалам развития натриевой субформации, тяготеющей к палеокеану (Иртышской зоне), приурочены обогащенные медью месторождения свинцово-медно-цинкового-колчеданной субформации (Орловское, Николаевское и др.). Калиевая субформация остаточных поднятий специализирована на обедненные медью рудные объекты свинцово-цинково-колчеданной субформации (Лениногорское, Заряновское и др.). С промежуточной субформацией прогибов ассоциируют месторождения медно-свинцово-цинково-колчеданной субформации (Корбалихинское, Золотушинское и др.). О генетическом родстве процессов девонского вулканизма и полиметаллически-колчеданного оруденения свидетельствует зависимость минерального состава месторождений от содержания в рудовмещающих вулканитах окиси калия. С увеличением последнего, практически, прямо пропорционально увеличивается соотношение свинца и меди в рудах, т. е. содержание свинца (Филатов, 1982). Обедненные медью месторождения рудноалтайского типа ассоциирующиеся с риолитоидной калиевой субформацией контрастной формации, в некоторых районах находятся в чехле срединных массивов. Такие районы относятся к миниатюрным аналогам рудноалтайских зон (Юго-Западный Гиссар и др.).

Месторождения филизчайского типа располагаются в глубоководных окраинно-континентальных прогибах (терригенных, также, вероятно, вторичных эвгеосинклиналях) с угнетенным базальтоидным вулканизмом. Стратиформные залежи здесь сосредоточены в мощных толщах, в разрезе которых на 90—95% объема карбонатно-терригенных пород приходится не более 5—10% базальтов, реже дацитов и риолитов. Базальты относятся к натриевой серии.

Рудоносные толщи принадлежат к терригенно-флишоидной, нередко углеродистой базальт-риолитсодержащей формации (см. табл.). Рудовмещающие интервалы разреза формации обычно перекрываются песчано-глинистыми отложениями. Они отличаются от подстилающих и перекрывающих горизонтов более широким развитием сидерит-пиритовых и пиритовых конкреций и вкрапленности фрамбоидального пирита, а также повышенным содержанием органического вещества. Подрудные горизонты представлены песчано-глинистыми и глинистыми отложениями с прослоями лав основного состава.

Месторождения атасуйского типа локализуются в металлогенических зонах, которые по своей палеотектонической сущности могут быть отнесены к субплатформенным (шельфовым) зонам чехла массивов ранней консолидации. Эти зоны подобно, малокавказским, рудноалтайским и филизчайским, также являются колчеданоносными, но своим возникновением обязаны не раннегеосинклинальным процессам, а яв-

Сравнительная характеристика рудных и рудоносных формаций свинцово-цинковых месторождений

Формационные и геолого-промышленные типы месторождений	Преобладающие минеральные типы руд, характерные отношения Pb:Zn:Cu или Pb:Zn	Элементы примеси руд
Свинцово-медно-цинково-колчеданный (малокавказский)	Галенит-халькопирит-сфалерит-пиритовый, халькопирит-сфалерит-пиритовый 1:5:5	Золото, серебро, кадмий, селен, теллур
Медно-свинцово-цинково-колчеданный (рудноалтайский)	Халькопирит-галенит-сфалерит-пиритовый, галенит-сфалерит-пирит-баритовый 1:3:1	Серебро, золото, кадмий, селен, теллур
Медьсодержащий свинцово-цинково-колчеданный (филизчайский)	Галенит-сфалерит-пиритовый галенит-сфалерит-пирротиновый 1:3:0,5	Серебро, кадмий, селен, теллур
Железо-марганцево-свинцово-цинково-колчеданный (атасуйский)	Барит-галенит-сфалерит-пиритовый, сидерит-галенит-сфалерит-пиритовый, сфалерит-галенит-пирротин-пиритовый 1:3:0,1	Серебро, кадмий мышьяк, германий, теллур
Свинцово-цинковый стратиформный (миргалимсайский)	Галенитовый, сфалеритовый, от 4:1 до 1:15	Серебро, германий, теллур, ртуть
Свинцово-цинковый «скарновый» (регенерированный) (приаргунский)	Галенит-сфалеритовый, халькопирит-пирротин-галенит-сфалеритовый, галенит-пирит-сфалеритовый с арсенопиритом и сульфоантимонидами свинца 1:1	Серебро, сурьма, индий, олово, висмут, кадмий
Свинцово-цинковый жильный (садонский)	Пирротин-галенит-сфалеритовый, галенит-сфалерит-баритовый 1:1	Серебро, висмут, кадмий, мышьяк

Рудоносные геологические формации руд	Геотектонические типы металлогенических зон	Примеры металлогенических зон
Базальт-андезит-дацит-риолитовая	Геосинклинальные (островодужные), наложенные на фрагменты срединных массивов	Сомхето-Карабахская, Среднегорская (Болгария), Зеленых туфов (Япония)
Базальт-риолит-кремнисто-терригенная	Геосинклинальные (островодужные), наложенные на остаточные блоки срединных массивов	Рудноалтайская, Брансуик (Канада)
Базальт-риолитсодержащая терригенно-флишоидная	Геосинклинальные (окраинноморские)	Белокано-Щекинская, Олокитская, Карлотта (Куба)
Трахибазальт-трахиткремнисто-карбонатная	Субплатформенные (шельфовые) чехла массивов ранней консолидации	Атасуйская, Еравинская, Ред Розбери (Австралия)
Углисто-кремнисто-карбонатная	Субплатформенные (лагунные) чехла массивов ранней консолидации	Каратауская, Севенны (Франция), Туиссит-Бу-Беккер (Марокко)
Углисто-кремнисто-карбонатная, трахириолит-трахиандезитовая	Субплатформенно-орогенные (континентальные) фундамента и чехла массивов ранней консолидации	Приаргунская, Пайоч, Парк-Сити (США), Сан-Франциско дель-Оро (Мексика)
Трахириолит-трахиандезитовая	Орогенные (континентальные) фундамента и чехла массивов ранней консолидации	Закарпатская, Эльбрусская Садонская, Маданская (Болгария), Кер д'Ален (США), Франсильо и др. (Мексика)

лениям активизации геосинклинальных рам. Они размещаются в краевых частях массивов в пределах относительно мелководных субплатформенных впадин, иногда рифтогенной природы, выполненных вулканогенно-карбонатными отложениями. Впадины наложены не на геосинклинальный цоколь, а на орогенные комплексы краевых вулканических поясов. Рудоносные толщи субплатформенных впадин принадлежат к трахибазальт-трахит-кремнисто-карбонатной формации (см. табл.), щелочные породы которой обладают еще большим содержанием K_2O по сравнению с вулканитами орогенного основания и характерными K_2O:$Na_2O \approx 2{,}6—3{,}8$. Отложения рудоносной формации характеризуются флишоидной ритмичностью. Надрудные толщи в ее разрезе в пределах эталонной Атасуйской зоны сложены известково-глинистыми флишовыми, кремнистыми и известняковыми горизонтами с пластами железных и марганцевых руд. Рудовмещающие толщи образованы глинисто-кремнисто-карбонатными известково-глинистыми отложениями с углистыми и туфовыми прослоями. Наличие туфов рассматривается как свидетельство синхронных проявлений вулканизма, с которым связаны процессы рудообразования. Подрудные толщи представлены карбонатно-терригенными отложениями с углистым веществом и прослоями туф-

фитов, туфов и лав базальтов, риолитового и трахитового составов (Жайрем, 1978).

Месторождения миргалимсайского типа концентрируются в чехле древних платформ и массивов ранней платформенной консолидации. Неглубокие впадины здесь в значительной степени выполнены отложениями рудоносной углисто-кремнисто-карбонатной формации (см. табл.) и в отличие от зоны атасуйского типа наложены непосредственно на геосинклинальный цоколь фундамента массивов. Пластообразные сульфидные залежи в разрезе формации тяготеют к пластам доломитов, известковистых доломитов и доломитовых известняков лагунно-морской фации. Сульфиды в них нередко образуют обогащенные полосы в прослоях, содержащих углистое и кремнистое вещество, что создает полосчатый облик руд. Вопрос об источнике рудного вещества месторождений дискуссионен. Так, для Каратауской зоны по одним данным им являлись периферические очаги базальтоидного вулканизма (Щерба и др., 1976), кембрийские породы каледонского фундамента впадин (Сыромятников и др., 1978), по третьим сингенетическая минерализация карбонатных отложений нижнего турне, мобилизованная экзогенными хлоридными рассолами, поступившими из соседней нефтегазоносной впадины (Попов, 1980).

Месторождения приаргунского типа приурочены к орогенным вулканическим поясам массивов ранней консолидации. Они размещаются преимущественно в фундаменте массивов. Фундамент здесь сложен существенно карбонатными отложениями углисто-кремнисто-карбонатной формации, которые в металлогенических зонах миргалимсайского типа располагаются в чехле. Металлогенические зоны приаргунского типа, в отличие от зон миргалимсайского типа, с одной стороны ассоциируют с трахилипарит-трахиандезитовой формацией вулкано-плутонических поясов (см. табл.), а с другой — главная масса месторождений, иногда сопровождаемых известковыми скарнами, сосредоточена здесь в углисто-кремнисто-карбонатном фундаменте массивов. Отсюда фактором рудоносности для месторождений приаргунского типа является сочетание двух указанных формаций. Для эталонной Приаргунской зоны имеются сведения о повышенных по сравнению с кларками содержаний свинца в породах позднеюрской трахириолит-трахиандезитовой формации, о высоких дисперсиях концентрации рудных элементов в вулканитах, об обогащении их флюидальными составляющими, о прямой линейной корреляции между свинцом и стронцием в некоторых субвулканических и гипабиссальных образованиях формации, свидетельствующих о сходстве геологической истории миграции элементов на магматическом этапе формирования пород (Санин, Зорина, 1980). С другой стороны, данные А. И. Тугаринова (1975) о сходстве изотопного состава свинца месторождений Приаргунья со свинцом вмещающих карбонатных пород фундамента Аргунского массива и свинцом полевых шпатов, расчленяющих толщи палеозойских гранитоидов, позволяют предположить, что источником рудного вещества при формировании позднеюрских месторождений мог являться сингенетичный свинец карбонатных толщ, в том числе заключенная в них древняя минерализация миргалимсайского типа.

Месторождения садонского типа также ассоциируют с трахириолит-трахиандезитовой формацией вулканических поясов. Образуемые ими металлогенические зоны занимают аналогичную тектоническую позицию с зонами приаргунского типа, а скарновые и жильные месторождения, в ряде областей (Карамазар, Сихотэ-Алинь, Пайоч, Парк-Сити в США) пространственно совмещены.

Таким образом, рудоносные формации, вмещающие стратиформные свинцово-цинковые месторождения первых пяти типов, слагают единый ряд геосинклинальных и субплатформенных структурно-формационных зон. По мере продвижения от осевых частей вторичных геосинклиналей к их бортам в этом ряду происходит смена андезитоидных рудоносных формаций риолитоидными, терригенно-флишоидными, трахитоидными и существенно карбонатными. Локализация нестратиформных орогенных месторождений приаргунского и садонского типов обусловлена совмещением потенциально рудоносных формаций фундамента и чехла массивов ранней консолидации.

ЛИТЕРАТУРА

Жейерем, Рожнов А. А., Митряева Н. М., Таранушич Ф. Ф. и др. В сб.: Металлогения Казахстана. Рудные формации. Месторождения руд свинца и цинка. Алма-Ата, Наука, 1978, с. 181—186.

Попов В. В. Геологические условия экзогенно-гидротермального рудообразования. М., Недра, 1980.

Санин Б. М., Зорина Л. Д. Формации свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья. М., Наука, 1980.

Сыромятников А. Г., Мирошниченко Л. А., Илюшенко Н. П., Кошевой О. Г., Остапова Н. В. О метаморфогенной природе свинцово-цинковых месторождений Каратау на основании изотопных и геохимических данных. Геохимия, 1978, № 4, с. 568—577.

Тугаринов А. И. Источники рудного вещества по изотопным данным. Геология рудных месторождений, 1975, № 4, с. 30—43.

Филатов Е. И. Формационный и стратиграфический контроль размещения стратиформных полиметаллически-колчеданных месторождений Рудного Алтая. В сб.: Условия локализации и закономерности размещения стратиформных свинцового-цинковых и медных месторождений. Алма-Ата, 1982, с. 67—68.

Ширай Е. П. Петрохимические особенности вулканогенных формаций колчеданоносных провинций различных типов. Советская геология, 1976, № 6, с. 65—82.

Щерба Г. Н., Новохатский И. П., Сейфуллин С. Ш., Покровская И. В. Главные типы стратиформных месторождений Казахстана. В сб.: Минеральные месторождения. М., Наука, 1976, с. 33—47.

В. М. Шашкин

СМЕШЕНИЕ МАГМ КАК ВОЗМОЖНЫЙ МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ РУДОНОСНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Особенностью рудоносных магматических комплексов вулканогенных поясов является широкое развитие в них признаков глубинного гибридизма. Проявление последних связывается рядом исследователей с процессами взаимодействия кислого и базальтоидного магматизма и смешения магм (Pivinskij, 1973; Попов, 1982 и др.). В порядке постановки вопроса рассмотрим вероятное металлогеническое значение этих процессов на примере одного из районов.

Изученный район приурочен к одной из субмеридиональных ветвей Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Он сложен нижнемеловыми угленосными терригенными отложениями, выполняющими наложенную на дислоцированные морские терригенные толщи верхоянского комплекса Омсукчанскую впадину, перекрытую в свою очередь вулканогенными образованиями верхнего мела. Изверженные породы района представлены нижнемеловой контрастной липарит-лейкобазальтовой формацией (аскольдинская и часть омсукчанской свит), нижне-верхнемеловыми андезитовой (часть омсукчанской и таватумской свит), диорит-гранодиоритовой (быстринский комплекс), верхнемеловыми липаритовой (наяханская свита) и лейкогранитной формациями (омсукчанский комплекс). Особенности мелового магматизма заключаются в резком преобладании над основными породами кислых магматитов (>80%), объемы которых (>2000 км^3) сопоставимы с масштабами выплавок кислового материала при процессе батолитообразования, широком развитии в составе вулканитов игнимбритов, узком временном интервале (альб-сеноман), в течение которого шло формирование изверженных пород.

Липарит-лейкобазальтовая формация характеризуется ассоциацией ультракислых (SiO_2 74—77%), высококалиевых (K_2O — 6,03%, Na_2O — 1,44%) и ультракалиевых (K_2O:Na_2O>10) афировых вулканитов с высокожелезистыми и высокотитанистыми (TiO_2 до 3%) андезито-базальтами, с лейкократовым составом нормативного плагиоклаза (андезин 30—38 при SiO_2 52—55%), существенно натриевым типом щелочности. С ростом SiO_2 в андезито-базальтах происходит быстрое снижение величины $\sigma[Na_2O+K_2O)^2:(SiO_2—43)]$, что свидетельствует о раскислении составов магматических образований за счет процессов ассим-

миляции или гибридизма (Rittman, 1957). Кислые члены формации резко преобладают (>90%). Рентгеноструктурным анализом в составе акцессориев были выявлены иоцит, вюстит, α-железо. При постоянном уровне щелочности пород (7,5—8%) отмечается наличие отрицательных корреляционных связей между щелочами (r=—0,62 при r 95% =0,30). На диаграмме В. А. Кутолина по параметрам Al_2O_3—$(2CaO+Na_2O+K_2O)$ и ΣFe:FeMg они попадают в поле базальтовой магмы (Соболев, 1973).

Вулканиты андезитовой формации представлены существенно феноплагиоклазовыми разностями пород с обильными выделениями мелкой вкрапленности рудного минерала в составе основной массы. Порфировые выделения характеризуются смешанными минеральными парагенезисами со сквозным развитием кварца. Показательным является присутствие в составе формации покровов и экструзий литокристаллокластических игнимбритов липарито-дацитов с фьяммевидными выделениями, имеющими андезитовую структуру основной массы. Наличие рвущих образований аналогичного состава среди терригенных образований прямо указывает на формирование пород в результате процессов смешения магм. На диаграммах Харкера наблюдается несовпадение векторов «валовый состав пород — состав основной массы» с линиями трендов окислов петрогенных элементов, что должно было бы соблюдаться при боуэновском типе кристаллизационной дифференциации. В то же время линиям трендов петрогенных элементов хорошо соответствуют прямые, полученные при проверке гипотезы смешения андезито-базальтовых и липаритовых магм (рис. 1).

Гибридные явления в породах диорит-гранодиоритовой формации выражаются в широком развитии интрузивных массивов переменного состава, залегающих среди угленосных терригенных отложений. Монцонитоидные породы, слагающие массивы, характеризуются неравномерной зернистостью, пятнистым характером распределения цветных минералов, неравновесным составом минеральных ассоциаций, заключающемся в совместном присутствии лабрадора, гиперстена, калишпата, кварца, биотита. Амфиболы гибридных пород характеризуются сложным неравновесным составом. Согласно данным рентгеноструктурного анализа, они не отвечают ни одному из известных амфиболов и ближе всего стоят к озанниту. Обилие в составе пород интенсивно переработанных ксенолитов диоритовых порфиритов при слабых контактово-метасоматических изменениях вмещающих терригенных пород, свидетельствует о широком развитии паулопостумного гибридизма при становлении массивов, а наличие оплавленных порфировых выделений кварца при отсутствии щелочного полевого шпата указывает, по мнению В. С. Попова, на происхождение пород в результате процессов смешения магм. В пользу этого свидетельствует также тесная пространственная ассоциация указанных пород с покровами липарито-дацитов, содержащими «фьямме» андезитового состава.

Для липаритовой формации отмечается частое присутствие в составе порфировых выделений наряду с кварцем, щелочным полевым шпатом и плагиоклазом — биотита, гиперстена, амфибола, а среди акцессорных минералов — глобулитов магнетита, вюстита, α-железа. Для пород характерен натриево-калиевый тип щелочности при небольшом преобладании K_2O. На диаграмме В. А. Кутолина составы пород попадают во все три поля: мантийных магм, поровых магм и поля неопределенных решений (Соболев, 1973).

По содержанию в породах Zn, Ba, количеству Ti в магнетитах породы формации относятся к производным мантийных магм. В то

же время, повышенный кларк Ag, Sn, низкие содержания ванадия в магнетитах, количество Na_2O (3,05%), K_2O (3,63%), величина Ba+Sr:4i+Rb (2,5), а также большие объемы кислых пород до (800—1000 км³) свидетельствуют об их принадлежности к производным коровых магм (Таусон, 1979).

Особенностью интрузивных пород лейкогранитной формации (омсукчанский комплекс) является выдержанный петрографический и петрохимический состав пород, представленных лейкократовыми биоти-

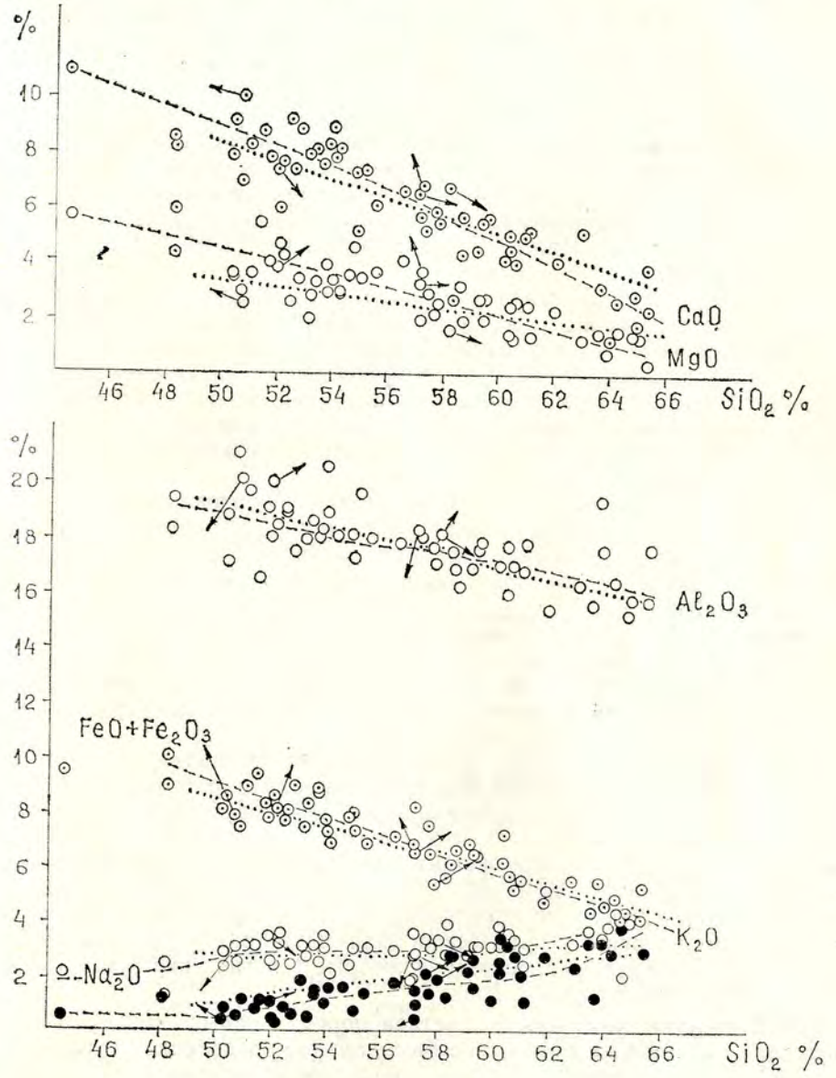


Рис. 1. Диаграмма Харкера вулканитов андезитовой формации
Точечные линии — тренды окислов петрогенных элементов, полученные при проверке гипотезы смешения андезито-базальтов с вулканитами липаритовой формации

товыми гранитами со средними содержаниями SiO_2 76%, широким развитием в составе породообразующих минералов калишпата, а среди акцессорных — магнетита, ортита, ксенолита, касситерита.

По геохимическим особенностям (K_2O, Na_2O и др.), изученные породы наибольшее сходство обнаруживают с гранитоидами палингенного ряда (Таусон, 1979). Вместе с тем, по содержанию Sn (4 г/т), Pb (20 г/т), Zn (60 г/т) они близки также гранитоидам латитового ряда. Двойственный характер геохимических особенностей этих пород отмечался ранее А. П. Соболевым (1973). Так, по содержанию V в магнетитах (0,022%) они относятся к производным кислой палингенной магмы, а Ti (2—4%) — базальтоидной. На диаграмме В. А. Кутолина они попадают во все три поля: гранитоидной магмы, базальтоидной и поля неопределенных решений.

Таким образом, породы андезитовой и диорит-гранодиоритовой формаций несут явные следы гибридизма, свидетельствующие об участии процессов смешения магм в их формировании. Для магматических пород других формаций их гибридные признаки проявляются в двойственном характере их петрохимических и геохимических особенностей, по одним из которых они относятся к производным мантийных, по другим — коровых магм.

Процессы взаимодействия кислого и базальтоидного магматизма находят свое отражение и в характере магматической зональности. Последняя заключается в приуроченности к бортам впадины контрастных габбро-гранитных серий, а к центральным ее частям — гибридных пород диорит-гранодиоритового состава. К зоне смены габбро-гранитных ассоциаций на гибридные диорит-гранодиоритовые приурочены интенсивные аномалии калиевой составляющей радиоактивного поля, выявленные методом АГСМ.

Развитие высококалиевых магматических образований в пределах этой зоны и участков интенсивного калиевого метасоматоза можно рассматривать как проявление своеобразных реакций между кислыми и базальтоидными магмами, приводящих к образованих их высококалиевых продуктов.

Рудоконтролирующее значение зоны смены гибридного диорит-гранодиоритового на контрастный габбро-гранитный магматизм проявляется в приуроченности к этой зоне всех наиболее крупных месторождений золото-серебряной, серебро-полиметаллической, олово-серебряной и касситерит-силикатной формаций.

Особенностью золото-серебряного оруденения является повышенная активность калия, выражающаяся в широком развитии в составе руд адуляра, а касситерит-силикатного, олово-серебряного и серебро-полиметаллического — железа что находит отражение в преимущественном развитии железосодержащих минеральных парагенезисов (хлорит, магнетит, арсенопирит и др.).

С целью выяснения возможных причин формирования эндогенной минерализации в связи с процессами взаимодействия кислого и базальтоидного магматизма, рассмотрим некоторые генетические аспекты развития кислого магматизма района.

Особенностью химического состава пород кислых магматических формаций является их отчетливое бимодальное разделение по содержанию SiO_2, моды которых полностью совпадают с модами, характерными для гранитоидного магматизма (70—72% и 74—76%), отвечающими по Ферштаттеру (1975) производным соответственно водных и сухих магм. Этому подразделению хорошо соответствует также содержание Li в породах: 22 г/т в кислых членах липарит-лейкобазальтовой формации

(сухие магмы), 49 г/т и 42 г/т соответственно в липаритовой и лейкогранитной формаций (водные магмы). (Ферштаттер и др., 1975). На пятикомпонентной диаграмме фон Платена Q—Ab—Or—An—H_2O все составы располагаются вдоль или ниже линии, соединяющей эвтектики, существующие при различных величинах Ab:An отношения в породах плавящегося субстрата при P_{H_2O} =2 кб (рис. 2). Составы кислых членов липарит-лейкобазальтовой формации отвечают эвтектическим выплавкам, образовавшимся при T=705°C, P_{H_2O} =2 кб и величине Ab:An отношения в плавящемся субстрате 1,8 (средний состав пород формации Q — 43,8; Ab — 14,5; Or — 41,3). Составы наиболее кислых разностей пород липаритовой формации (фельзиты, сферолитовые липариты, липариты) также отвечают эвтектическим (T — 690°, P_{H_2O} — 2 кб, Ab:An — 4,5). Положение составов кристаллокластических игнимбритов липаритов липаритовой формации и пород лейкогранитной формаций ниже упоминавшейся линии свидетельствует о более высоких (>2 кб) величинах P_{H_2O} при формировании палингенных расплавов, а приуроченность их составов к низкотемпературной области (термальному тро-гу) диаграммы свидетельствует об их субэвтектической природе, что для пород лейкогранитной формации отмечалось ранее А. П. Соболевым (1979).

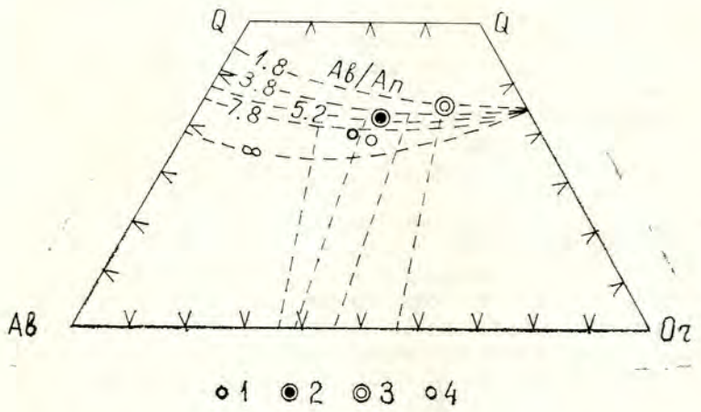


Рис. 2. Диаграмма Q—Ab—Or—An—H_2O при P_{H_2O} — 2 кб

1 — средний состав пород липаритовой формации; *2* — высококалиевые кислые вулканиты липаритовой формации; *3* — кислые вулканиты контрастной липарит-лейкобазальтовой формации

Таким образом, с одной стороны для пород всех формаций устанавливается эвтектическая природа кислых выплавок, а с другой стороны — влияние активности CaO на формирование типа щелочности ультракислых высококалиевых палингенных расплавов. Вместе с тем, широкое развитие кварца и калишпата в парагенезисах порфировых выделений кристаллокластических игнимбритов липаритов липаритовой формации при наблюдающемся химическом составе пород свидетельствуют, как показали эксперименты Н. И. Хитарова и др. (1969), о сухих условиях кристаллизации порфировых выделений при P_{H_2O} не более 0,5 кб. Таким образом, существует явное противоречие между водными условиями выплавления кислых магматических расплавов липаритовой формации и сухими условиями их раскристаллизации уже на интрател-

лурическом этапе. Второе противоречие заключается в эвтектическом характере кислых магматических расплавов и высокими температурными гомогенизации расплавных включений (до 1200°), полученными В. Б. Наумовым для пород липаритовой и лейкогранитной формаций и 860—910° для кристаллокластических игнимбритов липаритов липарит-лейкобазальтовой формации, измеренные по полевошпатовому термометру.

Следующей особенностью кислых вулканитов является наличие минералов, свидетельствующих о резкой изменчивости Eh при формировании пород и указывающих на значительную роль H_2 в флюидной составляющей кислых раплавов (биотит, гиперстен, магнетит, вюстит, α-железо).

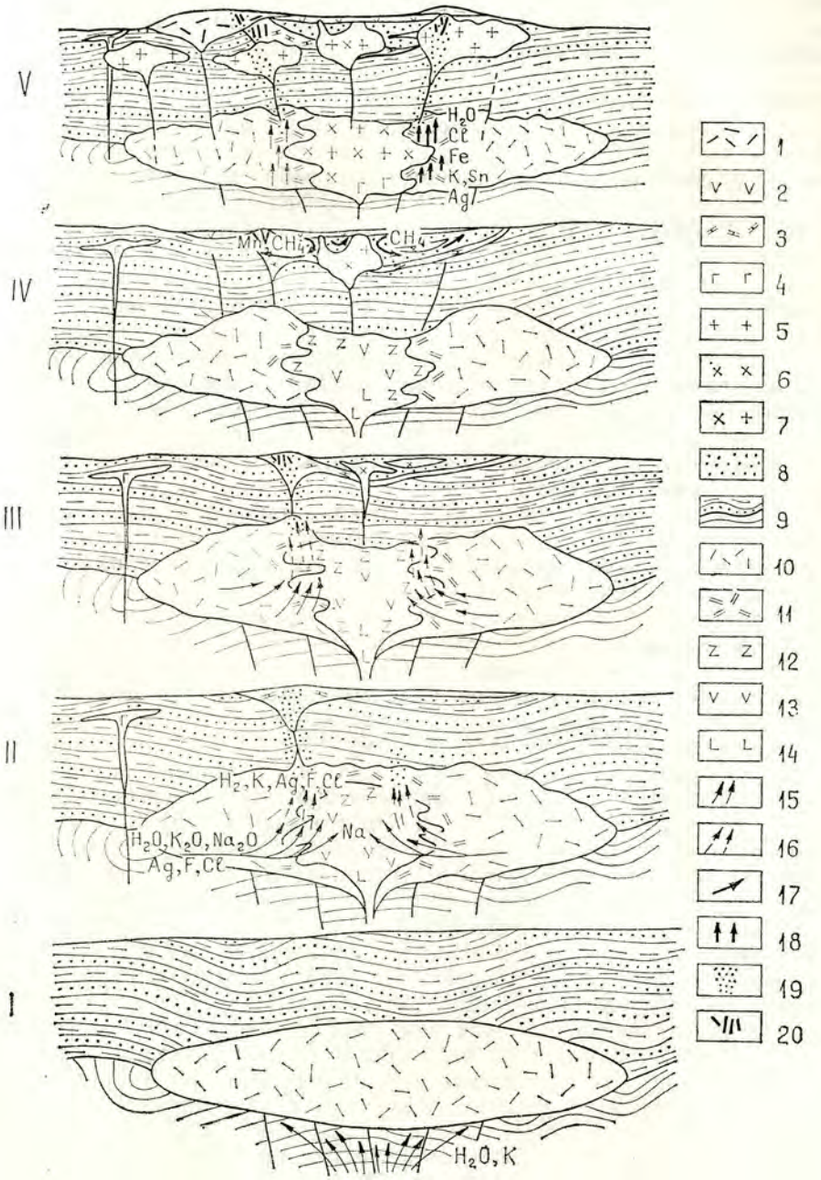
Учитывая вышеизложенное, в порядке постановки вопроса рассмотрим вероятную модель формирования серебряного и оловянного оруденения в связи с процессами взаимодействия кислого и базальтоидного магматизма и смешения магм.

В доальбское время в пределах изученного района произошло формирование кислого палингенного магматического очага (рис. 3 I). Отличительной чертой образовавшихся за счет переплавления углистых терригенных толщ верхоянского комплекса (М. И. Кучер, В. М. Шашкин, 1982 г.) кислых магм являлось относительно высокое содержание в них воды, превышающее количество железа и геохимическая специализация на Ag и Sn:P_{H_2O} равнялась или несколько превышала 2 кб. В связи с процессами тектоно-магматической активизации, по-видимому, в альбское время в кислый магматический очаг произошло поступление высокожелезистых, относительно сухих базальтоидных магм (рис. 3 II). Появление дополнительных количеств закисного железа в зоне контакта магм смещало равновесие реакции $2FeO+H_2O \rightleftarrows Fe_2O_3+H_2$ вправо, что приводило к росту P_{H_2} и снижению P_{H_2O}. Установление разности в парциальном давлении воды в магматическом очаге вызывало, по-видимому, возникновение направленного движения сквозьмагматических растворов к зоне контакта. Повышение количества CaO в зоне контакта приводило к увеличению отношения K:Na (Платен, 1967 и др.) в составе кислых магм за счет связывания Na_2O в плагиоклазовой составляющей базальтоидных расплавов. Снижение парциального давления воды и разогрев кислых магм в зоне контакта также приводили к росту активности калия. В результате суммарного действия этих факторов в зоне контакта с одной стороны формировались ультракислые высококалиевые расплавы с отрицательными корреляционными связями между щелочами, а с другой — широкий спектр пород от дацитов до андезито-базальтов, обогащенных плагиоклазовой

Рис. 3. Рудно-магматическая модель формирования серебряного и оловянного оруденения рудного района:

1 — липаритовая формация; *2* — андезитовая формация; *3* — липарит-лейкобазальтовая формация, кислые члены; *4* — липарит-лейкобазальтовая формация основные члены; *5* — лейкогранитная формация; *6* — диорит-гранодиоритовая формация, диориты; *7* — диорит-гранодиоритовая формация, гранодиориты, монцонитоиды; *8* — терригенная угленосная молассовая формация; *9* — сероцветная терригенная морская формация; *10—14* — магматические расплавы: *10* — липаритовые, *11* — ультракислые высококалиевые липаритовые, *12* — дацитовые, *13* — андезитовые, *14* — базальтовые; *15* — направление движения сквозьмагматических растворов; *16* — направление движения рудоносных водородно-галогенных эманаций; *17* — направление движения подземных вод угленосных отложений; *18* — направление движения рудоносных высокоминерализованных хлоридных растворов; *19* — зоны гидротермальной проработки вмещающих пород; *20* — рудные зоны с золото-серебряным и олово-серебряным оруденением

составляющей. Интенсивность описываемого процесса определялась соотношением закисного железа, воды, и CaO в зоне контакта. Чем более водными будут кислые магмы и железистыми и известковистыми основные, тем более интенсивно будет проявляться этот процесс. По-видимому, именно этим можно объяснить ассоциацию в составе пород липарит-лейкобазальтовой формации ультракислых и ультракалиевых липаритов, с высокожелезистыми, высокотитанистыми андезито-базаль-



тами, обогащенными альбитовой составляющей. Повышенное в высококалиевых породах содержание серебра (0,28 г/т), олова (6,9 г/т), превышающее кларки для кислых пород, а также высокие содержания серебра в составе калишпатов кристаллокластических игнимбритов липаритов (0,63 г/т), свидетельствует о том, что формирование высококалиевых расплавов сопровождалось их дальнейшим обогащением рудными элементами, имеющими близкое геохимическое сродство к калию. Процессы флюидно-магматического взаимодействия кислых и базальтоидных расплавов сопровождались вулканической деятельностью. Высокое содержание в кислых магмах водорода приводило к его выгоранию в аэральных условиях и придавало кислым вулканическим процессам игнимбритовый характер. Параллельно с процессами игнимбритового вулканизма происходило формирование водородных и водородно-галогенных флюидов. Образующийся в результате окисления железа водород ввиду своей высокой миграционной способности поднимался в верхние части магматического очага. В струях фильтрующегося водорода в связи с изменением P_{H_2O} и Eh происходило расслоение кислого магматического расплава, сопровождающееся восстановлением окисного железа и выделением более вязкой «фьяммеобразующей» составляющей. Высокое сродство водорода к F и Cl (Маракушев, 1978) являлось благоприятной предпосылкой для извлечения последних из магматических расплавов с формированием водородно-галогенных флюидов. Учитывая тесную приуроченность интенсивных калиевых аномалий к зоне смены контрастных габбро-гранитных серий на гибридные диорит-гранодиоритовые можно предположить, что в составе водородно-галогенных эманаций переносился калий и рудные элементы, имеющие к нему геохимическое сродство (серебро).

Таким образом, с процессами флюидно-магматического взаимодействия кислого и базальтоидного магматизма на вулканогенном этапе, нами связывается формирование серебряных месторождений золото-серебряной формации (рис. 3 II, III, IV).

Процессы флюидно-магматического взаимодействия в конечном итоге приводили к значительному осушению кислых магматических расплавов, что являлось причиной кристаллизации сухих кварц-щелочнополевошпатовых парагенезисов. Основные количества хлора не связывались при этом в составе породообразующих минералов (биотита). Последнее благоприятствовало раннему обособлению хлоридного расплава, экстрагировавшего из магматического расплава железо и ряд рудных элементов, таких как олово, серебро и т. д. Особенности этого процесса детально показаны И. Д. Рябчиковым (1975). С дальнейшей эволюцией высокожелезистых хлоридных растворов-расплавов зоны флюидно-магматического взаимодействия на плутоногенном этапе развития магматического очага нами связывается формирование рудных месторождений — «железистой линии» — касситерит-силикатной, олово-серебряной и серебро-полиметаллической формаций, также приуроченных к зоне смены контрастных габбро-гранитных серий на гибридные диорит-гранодиоритовые (рис. 3 V).

Предлагаемая модель, как нам представляется, достаточно логично объясняет наблюдаемые парагенетические ассоциации магматических пород, широкое проявление при их формировании гибридных процессов, двойственность их петрохимических и геохимических черт, закономерности пространственного размещения в пределах рудного района и впервые раскрывает возможные формы связи формирования оруденения с процессами флюидно-магматического взаимодействия и смешения магм. Выявление зон флюидно-магматического взаимодействия кислых

и базальтоидных магм является одной из важнейших задач при прогнозе и поисках месторождений ряда рудных полезных ископаемых вулканогенных поясов и зон тектоно-магматической активизации.

ЛИТЕРАТУРА

Кучер М. И., Шашкин В. М. Изотопный состав углерода углекислого газа интрузивных магматических пород Балыгычано-Сугойского района. Докл. АН СССР, т. 267, № 2, 1982.

Маракушев А. А. Некоторые вопросы петрогенезиса в свете теории флюидно-магматического взаимодействия. В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск, Наука, 1978.

Фон Платен. Экспериментальные исследования анатексиса и генезиса мигматитов. В кн.: Природа метаморфизма. Мир, 1967.

Рябчиков И. Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М., Наука, 1975.

Руб М. Г. Особенности вещественного состава и генезиса рудоносных вулканоплутонических комплексов. М., Наука, 1970.

Соболев А. П. Петрохимические особенности биотитовых гранитов Балыгычано-Сугойской впадины. В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. М., Наука, 1973.

Соболев А. П., Колесниченко П. П. Мезозойские гранитоидные комплексы юга Яно-Колымской складчатой системы. М., Наука, 1979.

Таусон Л. В. Магматизм и рудообразование. Чтение им. В. И. Вернадского XIX, Наука, 1979.

Ферштаттер Г. Б., Бородина Н. С. Петрология магматических гранитоидов. М., Наука, 1975.

Хитаров Н. И., Нагапетян Л Б., Лебедев В. С. Особенности кристаллизации кислых расплавов (экспериментальные исследования). Геохимия, № 3, 1969.

Pivinsbii A. J. «Experimental studies of igneous rock series central sierra Nevada batholith, California part». 2. Neus Jahrb. Mineral Monatsh. 1973, N 5.

Rittman A. «On the serial character of igneous rocks», Egyption J. Geol. 1, 1957.

В. Б. Чекваидзе

О РУДНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЯХ КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Закономерные сообщества колчеданных руд и сопровождающих их околорудных метасоматитов — рудно-метасоматические ассоциации свойственны месторождениям, сформированным на той или иной глубине от поверхности литосферы, а также корневым рудоподводящим зонам гидротермально-осадочных объектов. Указанные ассоциации устанавливаются на самых различных уровнях организации вещества — начиная от формационного и кончая минеральным. Сопоставляя разные уровни организации метасоматитов, руд и соответствующих им рудоносных объектов, можно наметить следующую систематику рудно-метасоматических ассоциаций (рис.). В их составе выделяются рудно-метасоматические формации, субформации, фации, субфации и минеральные ассоциации.

Рудно-метасоматическая **формация** близко соответствует значению этого термина в понимании Р. М. Константинова (1973) и Б. И. Омельяненко (1978). Данный тип ассоциаций характеризует минеральные сообщества на уровне метасоматических и рудных формаций, развитые в пределах крупных рудоносных территорий, масштаба рудных провинций.

Согласно имеющимся классификациям колчеданных месторождений (Смирнов, 1968, 1976; Логинов, 1976; Горжевский, 1978; Твалчрелидзе, 1978; Бородаевская и др., 1979; и др.) наиболее часто выделяемыми рудными формациями провинций вулканогенного типа являются: серноколчеданная, медноколчеданная, медно-цинковоколчеданная и колчеданно-полиметаллическая. Основываясь на требовании соответствия рудных и геологических формаций, Е. И. Филатов и Е. П. Ширай (1980) обосновывают отсутствие признаков формационной самостоятельности у серноколчеданной формации. Эти авторы выделяют следующие формации: медноколчеданную (кипрский тип металлогенических зон), медно-цинковоколчеданную (уральский тип), свинцово-медно-цинковоколчеданную (малокавказский тип) и медно-свинцово-цинковоколчеданную (рудноалтайский тип). Ряд исследователей (Бородаевская и др., 1979; Горжевский, 1978) считает целесообразным также выделение хандизинского типа колчеданоносных зон со свинцово-цинковоколчеданным оруденением. В приведенном ряду провинций наблюдается закономерное понижение содержаний меди и возрастание роли свинца в рудах месторождений, что коррелируется со сменой базальтоидного профиля рудовмещающих вулканитов кипрский и уральский типы), андезитоидным (малокавказский тип) и далее — липаритоидным (рудноалтайский и хандизинский типы) (Яковлев, 1977).

Проведенный ранее формационный анализ рудосопровождающих метасоматитов различных колчеданоносных провинций привел к следующим результатам (Чекваидзе, 1983).

Применительно к хандизинскому типу оруденения (провинция Юго-Западного Гиссара) подтверждена ранее установленная (Андреева, 1973) принадлежность комплекса околорудно измененных пород к формации березитов. Для рудноалтайских месторождений характерна формация кварц-серицитовых метасоматитов. Колчеданные объекты Малого Кавказа выделяются преимущественным развитием вторичных кварцитов. Наконец, на многих уральских месторождениях, при снятии наложенных регионально-метаморфических преобразований, обнаруживаются проявления формации гидротермальных аргиллизитов. Последним близки и метасоматические продукты на объектах кипрского типа, хотя их формационная идентификация требует дополнительных исследований. Экспериментальные и расчетные данные свидетельствуют о том, что последовательному ряду метасоматических формаций: березиты-кварц-серицитовые метасоматиты — вторичные кварциты — аргиллизиты — соответствует снижение калиевой щелочнометальности минерализующих растворов (Зарайский и др., 1981).

Сопоставление метасоматических и рудных формаций, свойственных разнотипным колчеданоносным провинциям, позволяет наметить следующие рудно-метасоматические ассоциации в ранге формаций: 1) березитовая свинцово-цинковоколчеданная; 2) кварц-серицитовая медно-свинцово-цинковоколчеданная; 3) вторичнокварцитовая свинцово-медно-цинковоколчеданная; 4) аргиллизитовая медно-цинковоколчеданная.

Формирование первых трех ассоциаций характеризует последовательное нарастание степени вторичной геосинклинальной переработки (и базификации) сиалической коры (Твалчрелидзе, 1978; Горжевский, 1978) с соответствующим снижением роли сиалических компонентов (калия, свинца) и возрастанием роли меди в процессах постмагматического минералообразования. Последняя из отмеченных рудно-метасоматических формаций, тесно связанная с базальтоидным магматизмом, определяет изначально минимальное проявление сиалического магматизма, метасоматизма и оруденения, в связи с генерацией материнских магм на уровне нижних горизонтов земной коры и верхней мантии.

Рудно-метасоматическая **субформация** соответствует сочетанию субформации (устойчивой группе фаций) метасоматитов с рудной субформацией. Последний термин в металлогенической практике используется достаточно свободно для характеристики обособленной группы минеральных типов месторождений, представленных как на площади металлогенической области (зоны), так и рудного района.

Примером рудно-метасоматических субформаций могут служить ассоциации околорудно измененных пород (формации кварц-серицитовых метасоматитов) и руд на Рудном Алтае в пределах складчато-блоковых районов с одной стороны и региональных зон смятия — с другой. В первом случае широкий спектр минеральных типов месторождений (от медноколчеданных до барит-полиметаллических) ассоциирует с

фемического типа образованиями зон осаждения, выделяемыми в субформацию карбонат-хлоритовых метасоматитов. Во втором случае господствует оруденение существенно полиметаллического профиля, локализующееся в пределах зон выщелачивания и сопровождающееся измененными породами сиалического типа (субформация собственно кварц-серицитовых метасоматитов). Соответственно можно выделить две рудно-метасоматических субформации: карбонат-хлоритовую медно-барит-полиметаллическую и кварц-серицитовую полиметаллическую. Первая из них характеризует условия первичного вулканогенного рудообразования в связи с разнофациальными вулканогенными сериями пород, а

вторая отражает обстановку метаморфогенно-гидротермального преобразования ранее возникших рудных залежей с существенной нивелировкой их изначального состава (Чекваидзе, 1981).

Ассоциации данного ранга могут быть выделены и на Малом Кавказе, где проявлена пространственная дифференциация отдельных групп фаций формации вторичных кварцитов. В составе последней выделяются три субформации: сольфатаритов, слюдистых кварцитов и корунд-андалузитовых кварцитов (Чекваидзе, 1983). Колчеданно-полиметаллическое оруденение ассоциирует с первыми двумя, причем сольфатариты сопровождают барит-полиметаллические залежи, а слюдистые кварциты—медноколчеданные и цинк—медноколчеданные концентрации (Болнисский и Алавердский рудные районы).

Рудно-метасоматическая **фация** характеризует приуроченность оруденения определенного состава к определенному типу метасоматических колонок (метасоматических фаций — по Б. И. Омельяненко (1978) в составе метасоматической формации. Различные типы колонок могут формироваться в связи с изменениями температуры, глубинности, подвижности компонентов, активности вполне подвижных компонентов, а также при существенных изменениях состава исходных сред (Жариков, Омельяненко, 1978). Некоторые из этих вариаций сопровождаются сменой минеральных типов руд, обычно проявляющейся в масштабе рудных полей или отдельных месторождений.

Иллюстрацией этому могут служить рудные объекты складчато-блоковых районов Рудного Алтая, для которых, как отмечалось выше, характерно накопление в околорудном пространстве метасоматитов карбонат-хлоритового состава. В качестве постоянной примеси в породах присутствуют серициты (фенгиты, гидрофенгиты, реже — смешанно-слойные слюды), причем их количественные соотношения с хлоритом заметно варьируют на разных месторождениях. Этим вариациям нередко соответствуют изменения состава рудных залежей. На объектах с подавляющим господством в зонах изменения хлоритовых пород ведущими по объему типами оруденения оказываются медноколчеданный или колчеданно-полиметаллический (Орловское месторождение, неметаморфизованные залежи Корбалихинского месторождения), в случае накопления карбонат-серицитовых и существенно серицитовых масс месторождение отвечает по составу полиметаллическому и барит-полиметаллическому (Риддер-Сокольное, Змеиногорское), при смешанном составе метасоматитов господствуют руды так называемого «переходного» (Горжевский и др., 1977) типа между колчеданно-полиметаллическим и собственно полиметаллическим (Ново-Золотушинское месторождение). Применительно к последнему случаю эмпирически установленное содержание светлых пород в рудоносных зонах осаждения колеблется в пределах 10—30%. Ниже этого предела намечается переход к колчеданно-полиметаллическому оруденению, выше — к собственному полиметаллическому.

Все изложенное позволяет наметить следующие рудно-метасоматические ассоциации в ранге фаций:

1) хлоритолиты (с карбонатом или без него) — медноколчеданное и колчеданно-полиметаллическое оруденение;

2) серицит (10—30%) — карбонат-хлоритовые метасоматиты — оруденение «переходного» типа;

3) серицит (>30%) — карбонатные и существенно серицитовые метасоматиты — полиметаллическое и барит-полиметаллическое оруденение.

Формирование данного вида рудно-метасоматических ассоциаций

обусловлено связями соответствующих месторождений и рудных полей с разными фациальными типами пород рудоносной базальт-липаритовой вулканогенной формации. Известно, что в разрезе повышенных калиевых фаций размещаются обогащенные свинцом месторождения; существенно натриевые вулканиты вмещают медные и медно-цинковые объекты (Хисамутдинов, 1978). Имеются и переходные случаи. По-видимому, калиевая специализация определенного типа магм проявлялась и на постмагматическом этапе в виде повышенных концентраций светлых слюд в составе двух последних из отмеченных выше рудно-метасоматических фаций, что не свойственно натриевым магмам и постмагматическим продуктам с ними связанным (первая фация).

Рудно-метасоматическую **субфацию** целесообразно выделять в тех случаях, когда изменения состава руд происходят на границе определенных уровней метасоматической колонки. В качестве такой границы иногда выступает зона, разделяющая метасоматиты выщелачивания и осаждения. На ряде месторождений Рудного Алтая в этой зоне наблюдается смена рассеянной пиритовой и сфалерит-халькопиритовой вкрапленности и минерализации штокверкового типа, присущей зонам выщелачивания, компактными полиметаллическими телами, развитыми на уровне концентрированного накопления метасоматитов осаждения (Чекваидзе, 1981). Достаточно отчетливая граница разделяет на месторождениях типа Куроко в Японии серно- и медноколчеданный штокверк в выщелоченных породах от гидротермально-осадочных медных и барит-полиметаллических залежей, залегающих гипсометрические выше ореола интенсивного выщелачивания и сопровождающихся маломощными глинисто-хлоритовыми новообразованиями (Бородаевская и др., 1979). В том и другом случаях смена рудно-метасоматических ассоциаций отражает контрастный характер физико-химических условий минералообразования на растворо- (и рудо-) подводящих путях и в зонах отложения основной массы рудного вещества.

Рудно-метасоматическая **минеральная ассоциация** характеризует приуроченность определенной ассоциации рудообразующих минералов (нередко слагающей определенный тип руд) к конкретной зоне метасоматической колонки. Формирование рудно-метасоматических ассоциаций данного вида предполагает высокую степень пространственной дифференциации гидротермалитов с отчетливым проявлением околорудной метасоматической и рудной зональности.

Многочисленные примеры рудно-метасоматических минеральных ассоциаций обнаруживаются на рудноалтайских месторождениях складчато-блоковых районов (вне региональных зон снятия), характеризующихся развитием рудоподводящих зон выщелачивания (кварц-серицитового замещения) и рудолокализующих зон осаждение. Последние нередко отчетливо дифференцированы по вертикали, причем снизу вверх друг друга последовательно сменяют зоны: а) хлоритолитов и карбонат-хлоритовых пород, б) серицит-карбонат-хлоритовых пород, в) карбонат-серицитовых и существенно серицитовых пород. Им соответствуют рудные концентрации: а) медноколчеданные и колчеданно-полиметаллические, б) «переходного» типа, в) полиметаллические и барит-полиметаллические (Чекваидзе, 1981). Возникновение рудно-метасоматической зональности находит объяснение в совместном и однонаправленном воздействии факторов изменения кислотности-щелочности и окислительно-восстановительного потенциала растворов при их движении от глубин к поверхности. Это подтверждают сопряженные зональные ряды рудо- и породообразующих элементов (Cu—Zn—Pb—Ba; Fe—Mo—Ca—K), характеризующие возрастание щелочности растворов

(Жариков, 1967) и повышение сродства элементов с кислородом (Маракушев, 1976).

Существенное влияние потенциала кислорода на формирование рудно-метасоматических минеральных ассоциаций проявляется и на Маднеульском месторождении (Малый Кавказ), где наблюдается закономерная связь барит-полиметаллических руд с алунит-каолинит-кварцевыми метасоматитами сольфатарного типа (верхняя зона колонки), а медноколчеданных руд — с хлорит-серицит-кварцевыми породами (частично выщелоченными пропилитами) на глубине.

Как следует из приведенных примеров, закономерные сообщества метасоматитов и руд могут возникать на самых различных уровнях организации вещества под воздействием разномасштабных факторов — от глобальных (уровень зарождения магматических очагов, состав магм и генерируемых ими растворов и т. д.), вплоть до узколокальных (изменения параметров растворов и характера среды в единичных сечениях гидротермального потока).

Выделение и изучение рудно-метасоматических ассоциаций, помимо теоретического интереса, имеет важное прикладное значение при прогнозировании типов месторождений на вновь открываемых рудоносных площадях, а также в целях предсказания состава руд в пределах месторождений или отдельных их частей, находящихся в скрытом залегании.

ЛИТЕРАТУРА

Андреева О. В. Основные черты околорудных изменений полиметаллической формации. Изв. АН СССР, сер. геол., 1973, № 2, с. 67—80.

Бородаевская М. Б., Горжевский Д. И., Кривцов А. И. и др. Колчеданные месторождения мира. М., Недра, 1979.

Горжевский Д. И. О металлогенических типах эвгеосинклинальных структурно-металлогеннических зон и рудных районов. В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых., т. XII М., Наука, 1978, с. 130—135.

Горжевский Д. И., Чекваидзе В. Б., Исакович И. З. Типы полиметаллических месторождений Рудного Алтая, их происхождение и методы поисков. М., Недра, 1977.

Жариков В. А., Кислотно-основные характеристики минералов. Геология рудных месторождений, 1967, № 5, с. 11—18.

Жариков В. А., Омельяненко Б. И. Классификация метасоматитов. В кн.: Метасоматизм и рудообразование, М., Наука, 1978, с. 9—28.

Зарайский Г. П., Шаповалов Ю. Б., Беляевская О. Н. Экспериментальное исследование кислотного метасоматоза. М., Наука, 1981.

Константинов Р. М. Основы формационного анализа гидротермальных рудных месторождений. М., Наука, 1973.

Логинов В. П. Формации семейства колчеданных месторождений. В кн.: Рудные формации эндогенных месторождений. М., Наука, 1976, с. 3—87.

Маракушев А. А. Геохимический анализ процессов экзогенного и эндогенного сульфидного оруденения. Геология рудных месторождений, 1976, № 6.

Омельяненко Б. И. Околорудные гидротермальные изменения пород. М., Недра, 1978.

Смирнов В. И. Колчеданные месторождения В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений, М., Недра, 1968, с. 586—647.

Смирнов В. И Геология полезных ископаемых. М., Недра, 1976.

Твалчрелидзе Г. А. О типах колчеданных месторождений и провинций. Изв. АН СССР., сер. геол., 1978, № 10, с. 15—26.

Филатов Е. И., Ширай Е. П. О формационной принадлежности колчеданных месторождений. Геология рудных месторождений, 1980, № 5, с. 15—24.

Хисамутдинов М. Г. Металлогения и полиметаллические месторождения Рудного Алтая. Л., Недра, 1978.

Чекваидзе В. Б. Метасоматические формации полиметаллических месторождений Рудного Алтая и их поисковые значения. В кн.: Метасоматизм и рудообразование, М., Наука, 1978, с. 147—161.

Чекваидзе В. Б. Околорудные метасоматиты колчеданно-полиметаллических месторождений и их поисковое значение. М., Недра, 1981.

Яковлев Г. Ф. Формационные типы колчеданоносных палеовулканических провинций. Разведка и охрана недр, 1977, № 2, с. 2—8.

А. И. Донец

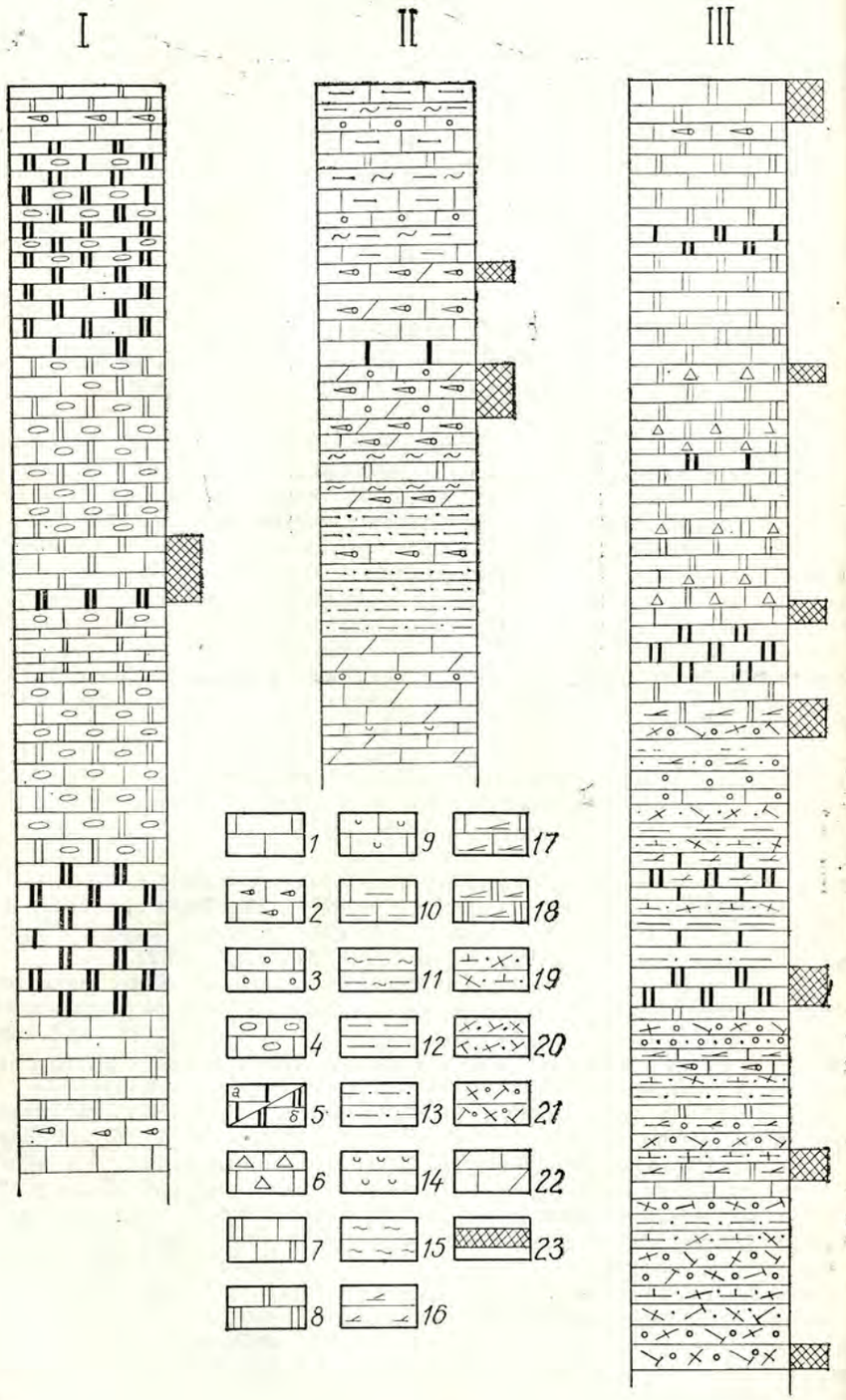
ФОРМАЦИОННО-ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КАРБОНАТНЫХ ТОЛЩ, ВМЕЩАЮЩИХ СТРАТИФОРМНЫЕ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Стратиформные месторождения свинцово-цинковых руд, известные в литературе как месторождения миссисипского типа, приурочены к толщам, сложенным преимущественно известняками и доломитами, иногда содержащими пласты терригенных и вулканогенных пород. Тесная связь оруденения стратиформного типа с накоплением и эволюцией рудовмещающей толщи, признаваемая в настоящее время большинством исследователей, обусловливает необходимость внимательного изучения формаций и фаций, слагающих упомянутые карбонатные толщи.

Геотектоническая позиция металлогенических зон месторождений рассматриваемого типа, определяющая также и условия накопления рудовмещающих толщ, может быть сведена к следующим четырем основным типам структур:

1) чехлы древних платформ в пределах активизированных структур (рудные районы Мидконтинента в США); 2) миогеосинклинальные прогибы на краях древних платформ (Майско-Кыллахская зона в Якутии, Прибайкальский полиметаллический пояс, рудный район Пайн-Пойнт в Канаде); 3) миогеосинклинали на окраинах регенерированных срединных массивов (Каратауская и Учкулач-Гузанская зоны); 4) чехлы активизированных срединных массивов и молодых платформ (рудные районы Центрального и Арморикапского массивов Франции, Верхней Силезии в Польше) (Ручкин, 1978; Горжевский, Макеева, 1982).

В перечисленных геотектонических структурах формировалась группа карбонатных рудовмещающих формаций, в которой выделяются три основные формации: карбонатная слоистая, карбонатная рифогенная (с широким развитием рифогенных построек) и карбонатная смешанная (с примесью терригенного и вулканогенного материала и отдельными рифовыми постройками). Первые две формации характерны для всех четырех типов упомянутых структур, в то время как карбонатная смешанная (вулканогенно-терригенно-карбонатная) формация отмечается, главным образом, в миогеосинклинальных прогибах на окраинах регенерированных срединных массивов. Иногда вулканогенный материал в виде маломощных прослоев туфов щелочных ортофиров, силицитов и гейзеритов отмечается также в карбонатной рифогенной формации миогеосинклинальных прогибов на краях древних платформ (Майско-Кыллахская зона и Прибайкальский полиметаллический пояс). В целом вулканиты, развитые в рудных районах стратиформных месторождений свинца и цинка в карбонатных толщах, характеризуются отчетливым щелочным уклоном.



Примером карбонатной слоистой формации служит рудовмещающая формация Каратауской зоны, расположенная в северной окраине Срединно-Тяньшаньского (Курамино-Ферганского) срединного массива (месторождения Миргалимсай, Шалкия) (рис.). Геосинклинальный ярус герцинид начинается здесь с отложений древнего красного песчаника средне- и позднедевонского возраста, на которых согласно залегает известняково-доломитовая толща фамена и кремнисто-известняковая толща турне-визейского возраста.

Отложения фамена, вмещающие основные свинцово-цинковые рудные залежи месторождения Миргалимсай, делятся на 10 горизонтов (Стеценко, 1979), мощность которых изменяется от 5 до 70 м. Горизонты слагаются (снизу вверх):

1) переходный — светло- и желтовато-серые известняки, реже доломиты плитчатой, комковатой и брекчиевой текстуры; 2) доломитовый — темно-серые или черные доломиты, реже известняки плитчатой или массивной текстуры с характерным искристым блеском; 3) нижний комковатый — известняки, доломитовые известняки и доломиты с комковатой и грубослоистой текстурой; 4) нижний ленточный — тонкослоистые известняки и доломиты; 5) ячеистый — доломиты, доломитистые известняки и известняки темно-серого и серого цвета с комковатой, реже массивной и слоистой текстурой. В кровле — незначительное оруденение; 6) второй ленточный (рудный) — доломиты, известковистые доломиты и известняки с тонкослоистой, массивной, иногда комковатой текстурой; в породах этого горизонта размещаются почти все основные рудные залежи; характерная особенность пород — присутствие органических веществ — органического углерода (4—5%) и растворимых битумов (0,77%); в состав битума входят: парафины (7,6%), масла (27%), смолы (49,2%), асфальтены (21,2%); 7) средний комковатый — известняки, известковистые доломиты с комковатой текстурой; 8) плитчатый — доломиты, известковистые доломиты темно-серого, иногда черного цвета слоистой текстуры; 9) верхний комковатый — доломитистые известняки и доломиты темно-серого цвета; текстура пород мелкокомковатая, детритусовая и массивная; 10) верхний ленточный — доломиты, местами слабо известковистые, реже известняки. Общая мощность фаменских отложений — 600 м.

Изучение рудовмещающих карбонатных отложений фаменского возраста показало, что они характеризуются значительной изменчивостью мощностей и фаций слагающих их пород (Зорин, Милеева, 1976). Здесь выделяется ряд литофаций, отвечающих морским, прибрежно-морским, лагунно-морским и лагунным условиям седиментации. Свинцово-цинковое оруденение приурочено, обычно, к областям развития лагунно-морских доломито-известняковой и известняково-доломитовой литофаций. Рудные залежи локализуются в участках быстрого перехода морской известняково-мергельной и морской алевролито-мер-

Рис. Схематические геологические колонки рудовмещающих формаций месторождений Миргалимсай (I), Таборное (II) и Учкулач (III):
1 — известняки массивные и слоистые; *2* — известняки органогенные; *3* — известняки оолитовые; *4* — известняки комковатой текстуры; *5* — известняки *(а)* и доломиты *(б)* темно-серые до черных; *6* — брекчиевидные карбонатные породы и карбонатные седиментационные брекчии; *7* — известковистые доломиты, доломистые известняки; *8* — доломиты; *9* — кремнистые известняки; *10* — мергели; *11* — глинистые сланцы; *12* — аргиллиты; *13* — алевролиты; *14* — кремнистые породы и силициты; *15* — талькиты; *16* — туфогравелиты; *17* — туфоизвестняки; *18* — туфодоломиты; *19* — туффит псаммитовый; *20* — туф псаммитовый липарит-дацитовых порфиров; *21* — туф лапиллиевый липарит-дацитовых порфиров; *22* — доломитизированный известняк; *23* — рудные тела

гельно-известняковой литофаций в лагунную существенно доломитовую и лагунно-морскую известняково-доломитовую литофации.

Карбонатная рифогенная (с широким развитием рифогенных построек) формация проявилась на месторождениях Прибайкальского полиметаллического пояса, который приурочен к Байкало-Патомскому прогибу, разделяющему Сибирскую платформу и Байкальскую складчатую область. Рудовмещающие образования здесь накапливались в окраинно-континентальном мелководном бассейне. К верхним частям трансгрессивных ритмов байкальской серии (верхние подсвиты голоустенской и улунтуйской свит) приурочена рудовмещающая формация, которая является сложным полифациальным образованием, включающим «барьерные рифы», сложенные органогенно-карбонатными породами, которые по латерали замещаются терригенными, терригенно-карбонатными и хемогенно-карбонатными породами (Синчук, Кичко, 1981). Гряды рифов выполняли роль литолого-фациальных барьеров, разграничивающих по латерали зоны с различным характером осадконакопления.

Разрез рудовмещающей улунтуйской свиты, изученный в районе месторождении Таборное, по данным Ю. А. Синчука, представляется в следующем виде, (см. рис.): 1) доломитизированные известняки с линзами оолитовых, кремнистых известняков (40—50 м); 2) алевролиты, алевролитистые сланцы (30—50 м); 3) доломитизированные известняки с реликтами фауны кораллов, доломиты оолитовые, талькиты, тальково-карбонатные породы (30—35 м); 4) переслаивание доломитизированных оолитовых известняков с окремненными известняками, редкие прослои доломитов (10—20 м); 5) известняки темно-серые среднезернистые, местами битуминозные (10 м); 6) доломитизированные известняки с остатками фауны и прослоями кремнистых оолитов, известняков, доломитов и силицитов (30 м); 7) глинистые сланцы, мергели с прослоями известняков оолитовых и доломитов (50—70 м).

В строении рудовмещающего разреза принимает участие мелководная морская алевролито-известняковая, лагунно-морская известняково-доломитовая, а также мелководная морская рифогенная известняковая литофации. Эпигенетическая доломитизация и свинцово-цинковое оруденение развиваются в участках перехода от мелководной морской и лагунно-морской фаций к мелководной морской рифогенной (органогенным и органогенно-обломочным известнякам).

Смешанная карбонатная (вулканогенно-терригенно-карбонатная) формация наиболее детально изучена в Учкулачском рудном поле, которое расположено в южной краевой части Курамино-Ферганского (Срединно-Тяньшаньского) срединного массива, осложненной Южно-Ферганским глубинным разломом — здесь выделяется Учкулач-Гузанская металлогеническая зона (Региональная металлогения..., 1979).

В нижней части разреза формации живетского возраста (нижнеучкулачская подсвита, мощность 250—270 м) развиты туфы и туффиты кварцевых и липарит-дацитовых порфиров, туфогравелиты, туфодоломиты, алевролиты, аргиллиты, доломиты, хемогенные и органогенные известняки. В верхней части формации (верхнеучкулачская подсвита) вскрываются преимущественно карбонатные породы (см. рис.).

В составе нижнеучкулачской подсвиты (250—270 м) выделяются 6 пачек (Панин, 1974) снизу вверх: 1) пирокластическая (псефитовые — липиллиевые туфы липарит-дацитовых порфиров); 2) осадочно-пирокластическая (преобладают туфы, туффиты и туфодоломиты); 3) пирокласто-осадочная (переслаивание туфов, туффитов, туфогравелитов, известняков, доломитов, гравелитов, алевролитов); 4) осадочная

— доломиты темно-серые с остатками трубчатых кораллов; 5) пирокласто-осадочная (тонкое переслаивание темно-серых туфоизвестняков, туфодоломитов, реже туффитов с аргиллитами, алевролитами, известняками); 6) осадочно-пирокластическая (преимущественно туфы, туффиты, туфодоломиты с прослоями туфогравелитов, аргиллитов, известняков и доломитов).

Перекрывающие их отложения верхнеучкулачской подсвиты (250 м) представлены известняками и доломитами с отдельными прослоями, обогащенными терригенным и вулканогенным материалом. Для известняков характерно развитие органогенных построек (до 30 м высотой), сложенных кораллами.

Строение разреза характеризуется неоднородностью, пачки различных пород имеют непостоянную мощность, переходят одна в другую по латерали, часто имеют вид быстро выклинивающихся линз.

Обломочный материал терригенных пород, особенно гравелитов, часто слабо окатан и плохо отсортирован. В его составе преобладают эффузивы, подстилающие рудовмещающую формацию, в меньшем количестве отмечаются обломки доломитов, известняков кварца и кремней. В известняках встречены органические остатки: брахиоподы, иглокожие, остракоды, фораминиферы, криноидеи, многочисленные кораллы. В доломитах органические остатки наблюдаются значительно реже. В песчаниках и алевролитах широко развиты горизонтальная и ячеистая слоистость, а также седиментационные брекчии оползания, взмучивания, склонового обрушения с облеканием обломков алевролитовым материалом. В гравелитах изредка встречается потоковая косая слоистость.

В целом, в составе обломочных пород формации преобладают мелководные фации опресненного, нормального и осолоненного бассейнов, которые парагенетически ассоциируют с потоками типа курумов и лахаров.

Формация накапливалась в пульсационно-трансгрессирующем море, куда короткие временные потоки сносили массу терригенного и вулканогенного материала. Активная вулканическая деятельность в период накопления осадков формации (особенно ее нижней части) обусловила образование различных по структуре вулканогенных пород.

В Учкулачском рудном районе в рудовмещающей смешанной карбонатной формации выделено несколько формаций (Панин, 1974), которые правильнее назвать субформациями: 1) туфошлировая субформация сложена волноприбойной (туфогравелиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, доломиты) и мелкозаливной (туфоизвестняки, туфодоломиты, мергели, доломиты) фациями; 2) морская мелководная прибрежная карбонатная слоистая субформация подразделяется на волноприбойную и мелкозаливную ассоциации пород — первая слагается прибойнообломочными и прибойноиловыми фациями, а вторая — мелкозаливной иловой и мелкозаливной застойной фациями; 3) морская мелководная прибрежная карбонатная рифогенная субформация слагается собственно рифовой, мелкозаливной (лагунной) внутририфовой и рифообломочной фациями.

Рудные тела Учкулачского рудного поля размещаются в пирокласто-осадочных породах и брекчиевидных доломитах волноприбойной фации, в доломитах мелкозаливной иловой фации, редко в органогенно-обломочных известняках рифовой обломочной фации. Наиболее благоприятными являются участки быстрой смены этих фаций.

Таким образом, анализ особенностей геологического строения карбонатных формаций и закономерностей локализации в них стратиформ-

ного свинцово-цинкового оруденения позволяет сделать следующие выводы.

1. Рудоносные карбонатные формации образовались в обстановке максимального развития трансгрессий эпиконтинентальных морей обычно после длительных периодов денудации сформировавшихся платформ или срединных массивов.

2. Отложения трех основных карбонатных формаций — карбонатной слоистой, карбонатной рифогенной и карбонатной смешанной — накапливались в прибрежно-морской мелководной обстановке и полузамкнутых осолоненных бассейнах. В отдельных районах осадконакопление сопровождалось вулканической деятельностью.

3. В составе рассматриваемых формаций выделяются три группы фаций: а) мелководные прибрежно-морские и лагунно-морские; б) лагунные; в) мелководные морские рифогенные. Они характеризуются значительной изменчивостью мощности и состава пород, в результате чего рудовмещающий разрез имеет резко неоднородное строение.

4. Рудные тела локализуются в участках быстрых переходов одних фаций в другие: а) мелководной морской известняково-мергельной в лагунную доломитовую или лагунно-морскую известняково-доломитовую (Каратауская металлогеническая зона); б) мелководной морской и лагунно-морской в мелководную морскую рифовую (Прибайкальский полиметаллический пояс); в) мелководных морских фаций в лагунно-морскую рифогенную фацию.

5. Благоприятными для размещения рудных залежей являются темно-серые, почти черные доломиты с повышенными концентрациями битумного вещества и органики. Другой благоприятный тип пород — карбонатные брекчии, широко распространенные в рудоносных формациях практически всех месторождений рассматриваемого типа. Среди них выделяются седиментационные брекчии волноприбойного обрушения, склонового оползания, взмучивания, брекчии морских землетрясений, межрифовые брекчии (Донец и др., 1982).

6. Рифовые постройки иногда служили барьерами, разделявшими открытое море и мелководные прибрежные бассейны ,где накапливались рудовмещающие фации. Кроме того, в рифах концентрировались массы органического вещества, которое способствовало процессам биогенной сульфатредукции и создавало восстановительную обстановку, благоприятную для сульфидообразования.

ЛИТЕРАТУРА

Горжевский Д. И., Макеева И. Т. Стратиформные месторождения цветных металлов (Условия локализации и происхождение стратиформных месторождений свинца, цинка, меди). ВИНИТИ. Серия Рудные месторождения, т. 12, М., 1982.

Донец А. И., Дынкин М. Л., Панкратьев П. В., Ручкин Г. В. Учкулач — стратиформное свинцово-цинковое месторождение в вулканогенно-карбонатной толще. Геология рудных месторождений, № 1, 1982, с. 9-22.

Зорин Е. С., Милеева Л. А. Литофации фаменских отложений Каратау и закономерности размещения в них свинцово-цинкового оруденения. В кн.: Геология, геохимия и минералогия месторождений цветных металлов. Алма-Ата, Каз.ИМС, 1976, с. 68—81.

Панин В. М. Фациально-литологические особенности формирования девонских мелководных прибрежных карбонатных формаций гор Ханбандытау и некоторые вопросы их рудогенеза. Автореф. канд. дисс. Ташкент, 1974.

Ручкин Г. В. Свинцово-цинковые месторождения СССР стратиформного типа и методы их поисков. Труды ЦНИГРИ, вып. 138, 1978, с. 43—49.

Синчук Ю. А., Кичко А. И. Палеотектонический и литолого-фациальный контроль локализации свинцово-цинковых проявлений Западного Прибайкалья. Литология и полезные ископаемые, № 1, 1981, с. 100—107.

Стеценко В. П. Свинцово-цинковые месторождения Южного Казахстана. М., Недра, 1979.

Х. Х. Лайпанов

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ НА ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

Золоторудные месторождения исключительно разнообразны по типам, условиям локализации и возрастному диапазону формирования. Вместе с тем, независимо от возраста, морфологических особенностей, характера вмещающей среды, подавляющая часть эндогенных месторождений золота принадлежит к постмагматическим гидротермальным образованиям, что и ограничивает разнообразие околорудных измененных пород. Главные типы околорудных метасоматитов на месторождениях золота достаточно хорошо известны и описаны в многочисленных публикациях (Бородаевский, Шер, 1967; Казицын, 1972; Шер, Лайпанов, 1974). Наиболее обоснованным представляется формационный подход к группировке околорудных метасоматитов, основы которого заложены в работах Д. С. Коржинского (1961) (Жариков, Омельяненко, 1965; Омельяненко, 1978). При этом выделяются не отдельные минеральные новообразования, а устойчивые совокупности метасоматических пород, закономерно располагающиеся во времени и пространстве и связанных с единым геологическим процессом. Первой попыткой создания классификации метасоматитов на формационной основе является широко известная классификация В. А. Жарикова и Б. И. Омельяненко (1965). В последние годы разработано еще несколько группировок околорудных измененных пород. Это работы Д. В. Рундквиста и И. Г. Павловой (1974), В. И. Рехарского (1977), Б. И. Омельяненко (1978) и др. В этих работах основой подразделения служат петрографические типы изверженных горных пород, с которыми взаимосвязаны соответствующие постмагматические процессы и глубина их формирования. Связи золотого оруденения с конкретными магматическими образованиями чаще всего выступают как отдаленные, парагенетические, поэтому предложенные классификации лишь отчасти охватывают основные типы метасоматитов, развитых на золоторудных месторождениях.

Сравнительное изучение месторождений золота показывает, что их своеобразие определяется как главными развитыми на них формациями метасоматитов (Бородаевский, Шер, 1967; Шер, Лайпанов, Нагорная, 1974), с которыми сопряжено золотое оруденение, так и сочетанием в пределах рудных полей и месторождений сравнительно небольшого числа метасоматических формаций, их сочетаний с контактово-метаморфическими, а иногда и регионально-метаморфическими преобразованиями пород. Такие сочетания могут быть весьма различными по последовательности метаморфических и метасоматических процессов, относительной степени их проявленности, контрастности. Анализ имеющихся геологических данных показывает, что на золоторудных полях и месторождениях различаются два зональных формационных ряда измененных пород в зависимости от общей геологической позиции и связи с вулканогенными или плутоническими образованиями. Они различаются также типами золотого оруденения и глубиной формирования (табл.).

В вулканогенных областях золотое оруденение ассоциирует с вулканитами повышенной щелочности (андезит-дацит-трахилипаритовая формация). Плутоногенные месторождения золота парагенетически связаны с проявлениями габбро-диорит-плагиогранитной формации. Более дробное рассмотрение магматических образований в связи с группиров-

Основные формации околорудных метасоматитов на месторождениях золота

Формационный ряд	Метасоматические формации	Главные золоторудные формации	Сопутствующая золоту минерализация	Условия залегания метасоматитов	Распространенность
Вулканогенный	Вторичные кварциты	Золото-серебряная	Серебряная, ртутная, сурьмяная	Сочетание околотрещинных и площадных метасоматитов в вулканических областях	Сопровождают незначительные проявления золото-серебряного оруденения
	Аргиллизиты		Серебряная, теллуровая, цинковая, сурьмяная, свинцовая,		Широко распространены на золото-серебряных месторождениях
	Пропилиты		Свинцовая, цинковая, медная		Распространение в качестве самостоятельной формации ограниченное
Плутоногенный	Лиственниты березиты	Золото-кварцевая, золото-сульфидно-кварцевая, золото-мышьяковисто-сульфидная	Свинцовая, цинковая, медная, висмутовая, молибденовая, мышьяковая	Околотрещинные метасоматиты в пределах эндо- и экзоконтактовых ореолов интрузии	Ведущая метасоматическая формация
	Калишпатовые метасоматиты		Вольфрамовая, висмутовая, мышьяковая		Распространена ограниченно

кой метасоматических образований представляется преждевременным.

Золото-серебряные месторождения формируются на небольших глубинах (0,2—1,5 км) в пределах вулканогенных поясов палеозойского и мезокайнозойского возраста. Для метасоматитов и оруденения характерна резковыраженная зональность, отвечающая известному пропилитовому ряду со сменой сверху вниз вторичных кварцитов аргиллизитами и пропилитами (Василевский, 1973; Коржинский, 1961, Русинова, 1970). Золото-серебряное оруденение локализуется на уровне аргиллизитов гидрослюдистого, монтмориллонит-гидрослюдистого, хлорит-гидрослюдистого состава и адулярсодержащих метасоматитов, реже в породах типа вторичных кварцитов. На этом же уровне отмечается иногда проявление сурьмяной и ртутной минерализации. Для надрудного уровня характерно развитие в метасоматитах и жилах халцедоновидного и агатовидного кварца, каолинита, цеолитов, сульфатов.

На более глубоких, чем золото-серебряное оруденение, уровнях развиты хлорит-карбонатные, эпидот-хлоритовые, хлорит-турмалиновые, серицитовые, ортоклазовые метасоматиты с золото-сульфидным, свинцово-цинковым, медным, олово-полиметаллическим оруденением. Рудные концентрации тяготеют к экзо- и эндоконтактовым зонам субвулканических образований и отвечают в целом нижним уровням пропилитовых изменений пород.

Характер минерализации более глубоких горизонтов золото-серебряного оруденения еще недостаточно изучен из-за недоступности их для непосредственного наблюдения. Имеющиеся редкие данные по глубинному бурению и анализ в различной степени эродированных участков в пределах рудных полей свидетельствуют о постепенном затухании с глубиной золото-серебряной минерализации, уменьшении количества и мощностей жильных образований, уменьшении роли халцедоновидного кварца и смене их карбонатами, хлоритами, турмалинами, изменении структур и текстур жильных образований с уменьшением и выпадением ритмично-зональных образований, упрощении минерального состава жил и метасоматитов, уменьшении количества минеральных ассоциаций и выпадении низкотемпературных метасоматитов и минерализации. Наряду с этими общими тенденциями, отмечаются провинциальные, когда золото-серебряная минерализация ассоциирует на различных уровнях с сопутствующей минерализацией и метасоматитами (Василевский, 1973; Волостных, 1972).

Развитие тех или иных метасоматических образований прямо или косвенно связано с составом вмещающих оруденение вулканогенных пород, а также пород, слагающих основание вулканического яруса (Бородаевский, Шер, 1967; Шер, Лайпанов, Нагорная, 1974). Наиболее контрастно зональность пропилитового типа проявляется в породах андезито-базальтового состава. Она выражается в смене с глубиной кварцитов и аргиллизитов пропилитами. В породах липаритодацитового состава интенсивно проявляются гидротермальные преобразования типа аргиллизитов. Причины появления среди них различных фаций, связанных с составом исходных пород, пока недостаточно изучены. Намечается интенсивное проявление адуляризации в породах с повышенным содержанием калия, а альбитизации — в породах кали-натриевого типа. По ультраосновным породам образуются кварц-карбонатные лиственитоподобные породы. При наличии в составе пород фундамента известняков, доломитов и известковистых пород, происходит их оталькование и скарнирование. На более высоких уровнях отражением этого процесса является широкое проявление карбонатизации и пропилитизации пород, увеличение доли жильных карбонатов, появление жиль-

ных скарновых и скарноидных ассоциаций с участием волластанита, гранатов, реже амфиболов, пироксенов. По отдельным данным протяженность подобных метасоматитов и оруденения от скарнов с полиметаллической или медной минерализацией до уровня золото-серебряной минерализации составляет до 350—500 м. Подобное сочетание часто оказывается весьма продуктивным не только для золото-серебряной, но и для других сопряженных типов минерализации (свинцово-цинковой, медной, висмутовой и др.).

С составом пород фундамента, вероятно, связано проявление марганцевой и борной минерализации. Марганцевая минерализация выражается в развитии марганецсодержащих минералов в составе жил и метасоматитов (манганкальцит, родохрозит, родонит, бустамит, пьемонтит, туллит, марганецсодержащие пироксены, окислы и гидроокислы марганца). Борная минерализация с турмалином, аксинитом, датолитом и другими более редкими борсодержащими минералами проявляется на «пропилитовом» и более глубоком уровне. Здесь широко развиты метасоматиты и жильные образования, в которых аксинит ассоциирует с эпидотом, гранатом; турмалины с хлоритом, гранатом, поздними сульфидами. В терригенных породах фундамента, а также залегающих на них вулканитах иногда интенсивно проявлен процесс биотитизации (Размахнин, 1974). Наиболее охотно этот вид изменения развивается в породах с относительно повышенным содержанием калия, магния и железа. Наряду с перераспределением компонентов исходных пород на месте с образованием биотита, отчетливо наблюдается во фронтальной части биотитизированных пород формирование зональных гнездово-прожилковых обособлений с новообразованиями биотита, амфибола, граната, мусковита, карбонатов, слуьфидов. В пространстве, и, отчасти, во времени проявление процессов скарнирования, биотитизации, марганцевого метасоматоза, борной минерализации являются по отношению к золото-серебряной минерализации несколько более поздними и наложенными. Однако закономерное проявление этих процессов на глубоких горизонтах, в приподнятых блоках, по долгоживущим тектоническим нарушениям, а также положение их относительно контактов и кровли интрузивных образований, говорит о закономерно развивающихся рудно-магматических системах, ранние проявления которых отвечают завершению отдельных циклов вулканизма, а поздние приурочены к завершению вулканической активности и формированию интрузивных членов вулкано-плутонических ассоциаций.

Наряду с влиянием вмещающих пород, характерной особенностью метасоматитов и оруденения в вулканогенных областях является большое разнообразие минералов, которое особенно ярко проявляется в верхней половине зонального ряда. Причиной этого явления можно считать резкое изменение параметров гидротермальной системы в приповерхностных условиях.

Зональность вулканогенных метасоматитов и оруденения в целом контролируется активно проявленной разрывной тектоникой, что часто приводит к нарушению и неравномерно-блоковому проявлению разнообразных метасоматических процессов и минерализации с их пространственным разобщением или совмещением. На раннюю золото-серебряную минерализацию и метасоматиты может накладываться разнообразная минерализация с родонитом, бустамитом, гранатом, аксинитом, эпидотом, актинолитом, турмалином, гельвином, биотитом, амфиболами, поздними сульфидами и золотом. По отношению к более ранним образованиям и верхним уровням зонального ряда смена минералов и

ассоциаций с глубиной харазактеризует более высокие температурные уровни отложения руд.

Плутоногенные месторождения относятся к золото-кварцевой золото-сульфидно-кварцевой, золото-мышьяковисто-сульфидной формациям. Оруденение локализуется на глубинах более 1,5 км. Нижнюю границу распространения минерализации и метасоматитов обычно изучить не удается, так как она, как правило, остается не вскрытой. Однако присутствие этого типа месторождений и проявлений золота в породах различной степени метаморфизма (от зеленосланцевых пород до амфиболитов) позволяет предполагать возможность образования месторождений на значительных глубинах. Зональность в распределении метасоматитов и оруденения в пределах рудных полей и месторождений контролируется положением и морфологией гранитоидных интрузий, а также более мелкими штоками, силлами, дайками профировых пород в над- и околоинтрузивной зоне (Бородаевский, Шер, 1967; Константинов, Лайпанов, 1978).

Зональность плутоногенных метасоматитов формируется в парагенетической связи с интрузивными образованиями и имеет некоторые черты сходства с вулканогенными, но легко различается по слабому проявлению зональности и угнетенному проявлению или отсутствию приповерхностных вулканогенных метасоматитов: каолинитовых аргиллизитов, вторичных кварцитов, цеолит- и алунитсодержащих метасоматитов. Главными членами плутоногенной зональности являются лиственты, березиты и калишпатовые метасоматиты. Ведущая по распространенности метасоматическая формация — лиственито-березитовая. Она широко развита на многочисленных месторождениях золота. Влияние вмещающих пород на состав околожильных образований — лиственитов, березитов и промежуточных по минеральному составу метасоматитов широко известно и подтверждается многочисленными примерами изучения метасоматитов на месторождениях золота (Бородаевский, Шер, 1967; Лайпанов, Шер, 1971).

Процесс лиственитизации наиболее интенсивно проявлен во внешних зонах. Геологические условия, которые предопределяют проявление лиственитизации, выражаются в наличии, в первую очередь, пород среднего, основного или ультраосновного состава, присутствии известняков и известковистых пород на одном или более низком уровнях геологического разреза. Подобные контрастные сочетания пород, встречающихся в пределах локальных площадей, являются особенностью золоторудных полей этого типа. Характерной особенностью химизма области сочетания пород контрастного состава является широкое проявление обменных реакций между гидротермальными растворами и породами различного состава (Лайпанов, Шер, 1971). В обменных реакциях участвуют и породы гранитоидного ряда, по которым развиваются березиты. Последние являются сопряженными во времени и пространстве с формированием лиственитов, но пространственно березиты располагаются в более глубинной и относительно высокотемпературной части. Между березитами и калишпатовыми метасоматитами отмечаются как постепенные, так и относительно резкие переходные границы. Присутствие гумбеитов (Зарайский, Шаповалов, Беляевская, 1981) в этой переходной зоне представляется не обязательным, так как здесь наблюдается замещение магнезиально-железистых карбонатов кальцитом и апатитом.

Соотношение лиственито-березитовых и полевошпатовых преобразований в пределах рудных полей в настоящее время установлено, но

недостаточно изучено объемно, что в первую очередь, связано с недостаточной вскрытостью объектов на флангах и глубину.

Сопоставляя вулканогенные и плутоногенные метасоматические образования, дополнительно подчеркнем, что нижняя часть вулканогенного ряда имеет иногда черты сходства с верхней частью плутоногенного. Наиболее часто такими образованиями являются пропилиты и пропилитизированные породы, реже березиты, калишпатовые метасоматиты и в отдельных случаях аргиллизиты. Пропилиты широко развиты во внешних зонах измененных пород и целиком слагают нижнюю часть зональной колонны вулканогенных метасоматитов. Пропилитизированные породы широко проявлены также во внешних зонах колонок лиственито-березитовой формации. Березиты и калишпатовые метасоматиты отмечаются иногда в нижней части вулканогенного ряда, в виде угнетенных проявлений, играющих подчиненную роль на фоне аргиллизированных и пропилитизированных пород. И наоборот, березиты, являясь верхними членами плутоногенного ряда измененных пород, широко проявлены и играют ведущую роль среди околорудных пород, сопутствующих золотому оруденению.

Обособленную группу по характеру околорудных изменений образуют золоторудные месторождения, локализующиеся в углеродистых сланцевых толщах (Волкова, 1980). Околорудные преобразования пород на них выражены слабо или отсутствуют. Золотое оруденение представлено прожилково-вкрапленным и вкрапленным типами и относится к золото-сульфидной, золото-мышьяковисто-сульфидной формациям. Околорудные изменения проявлены в виде широких зон, в пределах которых отмечается перекристаллизация и частичное перераспределение компонентов вмещающих пород и, в первую очередь, кремнезема, сульфидов, карбонатов, хлоритов, серицитов, органического вещества и, вероятно, золота. По характеру новообразованных минералов (серицит, золотоносные арсенопирит и пирит, анкерит и др.) преобразования пород чаще всего можно отнести к лиственито-березитовой формации, но объемный, а не околотрещинный их характер, пространственная связь с метаморфической зональностью не исключает их метаморфогенного происхождения (Буряк, 1975).

Петрохимические особенности золотоносных углеродистых сланцев, также как и минералого-геохимические, мало контрастны. Основным отличием их от обычных сланцев является повышенное содержание натрия и углекислоты и низкое — кальция, алюминия, титана. Отношение закисного железа к окисному заметно выше в золотоносных сланцах.

Таким образом, на месторождениях золота выделяются два формационных ряда метасоматических образований — вулканогенный и плутоногенный. Основой для выделения этих формационных рядов служат, с одной стороны, анализ геологических условий формирования золоторудных месторождений, с другой — те естественные сочетания измененных пород, которые встречаются в пределах золоторудных полей.

Формационные ряды метасоматитов увязываются также с основными типами золотого оруденения и минералого-геохимическими особенностями руд, в значительной степени определяя размещение оруденения в зональном ряду по отношению к магматогенным образованиям регионально-метаморфической зональности. Представляется необходимым дальнейшее изучение не только околорудных измененных пород, типичных для золоторудных месторождений, но и их сочетаний на рудных полях между собой и контактово-метаморфическими и площадными метаморфическими преобразованиями с разработкой общей классификации.

ЛИТЕРАТУРА

Бородаевский Н. И., Шер С. Д. Об околорудных изменениях в месторождениях золота. Труды ЦНИГРИ, вып. 76, 1967, с. 113—126.

Буряк В. А. Критерии поисков золотого оруденения метаморфогенно-гидротермального типа. Советская геология, 1975, № 10, с. 35—38.

Василевский М. М. Вулканизм, пропилитизация и оруденение. М., Недра, 1973.

Волостных Г. Т. Аргиллизация и оруденение. М., Недра, 1972.

Волкова И. Б., Богданова М. В. О природе углеродистого вещества на примере некоторых золоторудных формаций. Советская геология, 1980, № 10, с. 90—93.

Зарайский Г. П., Шаповалов Ю. Б., Беляевская О. П. Экспериментальное исследование кислотного метасоматоза. М., Наука, 1981, с. 183—203.

Жариков В. А., Омельяненко Б. И. Некоторые проблемы изучения изменений вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями. В кн.: Изучения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов. М., Недра, 1965, с. 119—194.

Казицын Ю. В. Метасоматизм гидротермальных месторождений. Л., Недра, 1972.

Константинов М. М., Лайпанов Х. Х. О роли вулкано-плутонических ассоциаций в формировании золото-серебряного оруденения. Докл. АН СССР, 1978, т. 241, № 6, с. 1394—1397.

Коржинский Д. С. Зависимость метаморфизма от глубинности в вулканогенных формациях. В кн.: Гидротермальные процессы и минералообразование в областях активного вулканизма. Труды лаб. вулканологии АН СССР, вып. 19, 1961, с. 5—11.

Лайпанов Х. Х., Шер С. Д. К вопросу о метасоматических преобразованиях пород различного состава околозолотоносных кварцевых жил. В кн.: Международный геохимический конгресс, т. II. Тезисы докл. Вестн. АН СССР, 1971.

Омельяненко Б. И. Околорудные гидротермальные изменения пород. М., Недра, 1978.

Размазнин Ю. Н. Поисково-оценочные критерии на олово на основе региональной и локальной зональности (на примере Сихотэ-Алиня). Советская геология, 1974, № 4, с. 35—44.

Рехарский В. И. Гидротермально-метасоматические формации рудных месторождений. Изв. АН СССР, сер. геол., 1977, № 9, с. 60—76.

Русинова О. В. Некоторые особенности аргиллизации пород на Балейском месторождении и связь ее с рудоотложением. В кн.: Проблемы метасоматизма. М., Недра, 1970.

Рундквист Д. В., Павлова И. Г. Опыт выделения формаций гидротермально-метасоматических пород. Зап. ВМО, 1974, т. 103, вып. 3, с. 289—304.

Шер С. Д., Лайпанов Х. Х., Нагорная Т. В. Классификация околорудных метасоматитов на месторождениях золота в связи с геологическими условиями их образования. В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М., Наука, 1974, с. 183—189.

Р. О. Берзон

ФОРМАЦИЯ ЗОЛОТЫХ РУД В УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОДАХ

Выделяемая золоторудная формация, названная нами известково-силикатной, охватывает месторождения и рудопроявления золота, пространственно и генетически связанные с массивами ультраосновных пород. Месторождения эти известны давно, многие из них в свое время разрабатывались силами старательских артелей. В настоящее вре-

мя месторождения этой формации практически не изучаются и мало эксплуатируются.

Для описываемого золотого оруденения характерна особенно тесная связь с магматическими породами, когда мобилизация, перенос и отложение рудного вещества происходят в самих телах гипербазитов или непосредственно в их экзоконтактах.

Гипербазиты расчленяются на две главные формации (ассоциации), которые являются производными родоначальной глубиной магмы, возникшей при дифференциации вещества верхней мантии Земли.

Дунит-гарцбургитовая (или габбро-перидотитовая, гипербазитовая, альпинотипная, хромитоносная) **формация** формируется в эвгеосинклинальных на ранних стадиях их развития. Она входит в состав офиолитовых комплексов и является составной частью срединных океанических хребтов. Альпинотипные гипербазиты образуют интрузивные тела двух типов: 1 — крупные массивы площадью до нескольких тысяч кв. км, слагающие полосы протяженностью до нескольких тысяч км вдоль складчатых поясов и 2 — маломощные согласные тела типа силлов и факолитов, пронизывающие вулканогенно-осадочные толщи и участвующие вместе с ними в складчатости; мощность их колеблется от нескольких, до десятков и сотен метров. Тела обоих типов фиксируют глубинные и пограничные разломы на стыках региональных поднятий и прогибов. Участием пород этой формации в орогенических процессах объясняется их повсеместный метаморфизм в относительно низкотемпературном зеленосланцевом режиме. Соотношения пород описываемой формации, на примере Урала, следующие (%): перидотиты 95.44 (в том числе дунит-гарцбургиты 11.45); пироксениты 3.02; основные породы 1.43; средние и кислые 0.11.

Дунит-пироксенит-габбровая (или дунит-клинопироксенитовая, платиноносная) **формация** образовывалась, по-видимому, в более поздние стадии развития подвижных поясов. Массивы этой формации, довольно значительные по площади, обычно локализуются в зонах, располагающихся параллельно близким по возрасту офиолитовым поясам. Они как бы обрамляют их с континентальной стороны (Маракушев, 1981). На Урале соотношения пород формации следующие (%): ультраосновные 7,3; основные 74,9; средние 9,9; кислые 7,9. Породы представлены дунитами, диаллагитами, верлитами, габбро-норитами, габбро, габбро-диоритами, плагиогранитами и многочисленными автометасоматическими и метасоматическими породами: оливинитами, тылаитами, горнблендитами, рудными пироксенитами, габбро-пегматитами, плагиоклазитами.

Как будет показано в дальнейшем, разделение ультраосновных пород на две формации (ассоциации) имеет большое значение для металлогении золота, поскольку с разными формациями ассоциируют различные морфологические и минерально-геохимические типы золотого оруденения.

Повышенные кларковые содержания золота в ультрабазитах дают основание предполагать, что источником металла в рудопроявлениях могли служить сами ультраосновные магматические породы. По-видимому, метаморфические процессы, протекающие в несколько этапов могут рассматриваться как первопричина широкой миграции и перегруппировки фонового золота. Ранний метаморфизм низких ступеней связан с циркуляцией разогретых океанических вод в зонах теплового потока близ центров спрединга (Колман, 1979). Последующий более интенсивный динамо-термальный метаморфизм происходил при становлении континентальной коры и наложении орогенических процессов, в т. ч. в результате воздействия синорогенных гранитоидов.

Подтверждением мобилизации и переноса золота в этап серпентинизации служат данные, приводимые многими исследователями, об уменьшении средних кларковых содержаний золота в серпентинизированных разностях пород с одновременным увеличением показателя вариации. Возможность миграции золота при серпентинизации подтверждается также рассмотрением физико-химических аспектов этого процесса, который протекает в различной обстановке: абиссальной для альпинотипных и гипабиссальной — для прочих ультраосновных пород. Помимо различий в давлении водяного пара, который вызывает гидратацию и перестройку минералов без привноса и выноса других компонентов, большую роль играет поведение галогенов: хлора и фтора.

Как известно, наиболее высокие концентрации хлора установлены в тех гранитоидных породах, с которыми ассоциирует золотая минерализация. При этом содержания фтора, как правило, на порядок или более ниже. Как показали исследования Д. С. Штейнберга и др., абсолютные содержания хлора в альпинотипных гипербазитах выше, чем в продуктивных на золото гранитоидах, при приблизительно тех же F:Cl соотношениях. Таким образом, при серпентинизации создаются благоприятные условия для растворения золота и его переноса.

Резкое отличие химического состава ультрабазитов по отношению к другим породам обусловливает большую активность гидротермальных растворов, которые вызывают широкое развитие метасоматических процессов. Этому способствует также близость ультраосновных пород к зонам глубинных разломов — проводникам тепла и гидротерм, и их сильная тектоническая нарушенность.

Золотоносные метасоматиты, которые являются или побочными продуктами серпентинизации, или возникли в результате наложения поздних гидротермальных процессов на серпентиниты, весьма разнообразны как по своему составу, так и по морфологическим особенностям. Наиболее детально изучены широко распространенные родингиты. Родингиты — собирательный термин. Метасоматиты этой группы имеют различный состав: хлорит-гранат-пироксеновый («хлорапит»), гранат-везувиановый, хлорит-пироксеновый и т. п. Изменения, ведущие к формированию всех этих пород, имеют определенную направленность и приводят в конечном счете к образованию пород близкого валового состава (Колман, 1979).

Золотоносные родингиты, одного из изученных нами месторождений, имеют сложное зональное строение. Наружная зона сложена слабоизмененными антигоритовыми серпентинитами с реликтами пироксена, замещаемого серпентином; присутствуют магнетит (5%), офит (5%), хлорит (5%). Промежуточная зона — хлорит-пироксенового состава; пироксена — диопсида 55—60%; хлорита — 40—45%. Внутренняя зона — хлорит-гранат-пироксеновая, сложена хлоритом (18—20%), гранатом (38—40%), пироксеном (40—42%) в небольшом количестве — карбонатом. Гранат замещает пироксен. Формирование метасоматических пород произошло в результате интенсивного привноса кальция, алюминия, углекислоты, титана и выноса магния и воды. Из рудных компонентов привносятся медь, золото, серебро; выносятся — никель, кобальт, хром.

Мощность зон метасоматитов 1—7 м, протяженность — сотни метров. Наиболее золотоносными оказываются отдельные участки внутренних зон метасоматитов и секущие их прожилки пироксена-диопсида.

По литературным данным, родингиты формируются за счет раз-

личных пород: пироксенитов, лампрофиров, серпентинитов, микрогаббро и др. Данные по золотоносности этой группы пород весьма ограничены, поэтому сейчас трудно уверенно судить о том, какие же родингиты более продуктивны на золото.

Другой не менее широко распространенной группой золотоносных метасоматитов, образованных по ультраосновным породам и в контакте последних с граббро- и амфиболитами, являются зональные тела, сложенные актинолитом, вермикулитом, хлоритом, тальком. Мощность таких зон десятки метров, протяженность — первые километры. Центральные, наиболее золотоносные, участки сложены актинолититами и вермикулититами, а краевые — тальк-карбонатными и хлоритовыми породами. Формирование метасоматитов, по-видимому, произошло в результате биметасоматических реакций на контакте серпентинитов с одной стороны и габбро, углисто-слюдисто-кварцевых сланцев — с другой. Золотоносны все члены метасоматической колонки.

И. С. Рожковым описана еще одна группа метасоматически измененных рудоносных серпентинитов — так называемые «змеевичные жилы» (термин старательский). Змеевичные жилы представляют собой рассланцованные, отальк ованные, хлоритизированные и карбонатизированные серпентиниты, залегающие вблизи с дайками диоритов или диоритовых порфиритов. Формы рудных тел чаще линзообразны, но нередко имеют и более сложное строение, ращепляясь на ряд мелких извилистых «жил». Мощность их обычно 4—15 м, однако, высокозолотоносны только отдельные узкие полосы, ограниченные плоскостями скольжения и выделяющиеся своей темной окраской. Рудная минерализация представлена сульфидами (пиритом, халькопиритом, никелином, миллеритом), иногда теллуридами (гесситом, петцитом). Золото обычно образует крупные выделения, чаще пластинчатой и пленочной форм.

Описанными видами рудных тел не исчерпывается перечень минерально-геохимических типов золоторудных месторождений известково-силикатной формации. Он дополнен по данным Н. И. Бородаевского менее распространенными типами проявлений, в т. ч. сульфидно-вкрапленными, жильными и связанными с зоной окисления асбестовых залежей. Характерно, что массивы ультраосновных пород дунит-пироксенит-габбровой формации сопровождаются, главным образом, сульфидными залежами в расслоенных интрузивах и шлировыми выделениями золота совместно с платиной; остальные минералого-геохимические типы месторождений ассоциируют с массивами дунит-гарцбургитовой формации.

Для всех перечисленных типов характерен парагенез золота не только с рудными минералами, но во многих случаях с известковистыми (кальцевыми) силикатами. Выделения золота большей частью крупные, что способствует при благоприятных условиях образованию россыпей. Золотые россыпи часто сопровождают области развития альпинотипных гипербазитов, а золото-платиновые — формируются вблизи массивов дунит-пироксенит-габбровой формации.

Необычен состав самородного золота: в нем в переменных количествах обнаружены медь и ртуть. Многочисленными исследованиями П. В. Покровского, Р. О. Берзона, М. И. Новгородовой и др. установлено, что состав золота укладывается в дискретные ряды Au—Cu и Au—Ag—Hg, включая самородное золото, самородную медь и самородное серебро. В ряду Au—Cu выделены фазы AuCu, $AuCu_3$, $AuCu_2$ и другие. В абсолютном выражении содержания меди в золоте составляют 20—50% и ниже. В ряду Au—Ag также характерна дискретность

состава золотин, выраженная в преимущественном развитии золота составов, отвечающих атомным соотношениям Au+2Ag, Au+3Ag, Au+Ag, 3Au+2Ag и Au+4Ag. Это золото часто содержит ртуть, количество которой достигает 12%, чаще 0,2—9%.

Таким образом, выделенная золоторудная формация обладает следующими особенностями: — для золотых руд характерна тесная связь с магматическими породами ультраосновного состава; размещение проявлений известково-силикатной золоторудной формации контролируется двумя группами факторов: интенсивностью проявления регионального метаморфизма и закономерным сочетанием продуктивных ультрабазитовых комплексов с орогенными гранитоидными массивами. Можно предполагать, что тепловая энергия для рудообразующих систем возникает при регионально-метаморфических преобразованиях, а затем — за счет локальных тепловых полей, связанных с внедрением орогенных гранитоидных масс. Таким образом, эндогенные золотые руды рассматриваются как продукт однонаправленного многоступенчатого процесса; для формации характерны своеобразные метасоматические процессы, ведущие к образованию метасоматитов, сложенных, главным образом, минералами из группы известковистых (кальциевых) силикатов и частый парагенезис золота с этими минералами; самородное золото содержит примеси меди (до 20—50%) и ртути (до 12%).

Широкое развитие массивов дунит-пироксенит-габбровой формации, а также офиолитовых поясов и в их составе альпинотипных гипербазитов обусловливает необходимость постановки работ по изучению состава и закономерностей распространения как комплексов пород, служащих источником ручного вещества, так и выявлению проявлений известково-силикатной золоторудной формации и выяснению их промышленной ценности.

ЛИТЕРАТУРА

Колман Р. Г. Офиолиты. М., Мир, 1979.
Маракушев А. А. Петрография, ч. 2. МГУ, 1981.

Т. Н. Косовец, Н. И. Карпинский,
Н. Н. Зарудный, В. Г. Суховерков,
В. И. Щитова, Н. А. Мухаметова

ВУЛКАНОГЕННАЯ СЕРЕБРЯНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ОРОГЕННОЙ СТРУКТУРЕ МЕЗОЗОИД

Субвулканический массив площадью около 1800 кв. км располагается в створе структуры субмеридионального простирания. Эта структура пересекает окраинно-континентальный вулканогенный пояс и геосинклинально-складчатую систему, занимая в ней на отдельных отрезках граничное положение между металлогеническими зонами контрастной специализации: так, в одном из фрагментов к к западу от субмеридиональной структуры располагается синклинорий с золотоносной минерализацией, к востоку — синклинорий с оловянной и олово-полиметаллической минерализацией. Субмеридиональная структура контролирует

размещение серебросодержащих и серебряных проявлений в различных структурно-формационных зонах системы (рис.). Выделенная по комплексу скрытых дислокаций и разнообразных геологических и геофизических признаков, отражающих системы разломов фундамента, субмеридиональная структура с зонами глубинных разломов отвечает характерным особенностям крупнейших линеаментов сквозного типа и является северным звеном одного из выделенных на северо-востоке Азии — Охотско-Сахалинского (Фаворская и др., 1983).

Важная металлогеническая роль подобных структур общеизвестна. Подчеркивается, что при пересечении сквозных зон нарушений с крупными структурами современного плана именно в пределах сквозных зон участки этих структур содержат наиболее интенсивную минерализацию различного типа. Такой структурой современного плана в рассматриваемом районе является внутригеосинклинальный разлом северо-западного простирания, продольный по отношению к складчатым структурам. Он контролирует золото-сурьмяную минерализацию, фиксируя осевую часть золотоносного пояса. Субвулканический массив размещается на сочленении сквозной зоны с этим разломом.

Серебряная минерализация субвулканического массива отличается «гибридным» характером минерального состава и спецификой структурной позиции на сочленении региональных структур с различной металлогенической специализацией. В этой связи представляют интерес и вопросы связи минерализации с магматизмом, а также формационные характеристики оруденения.

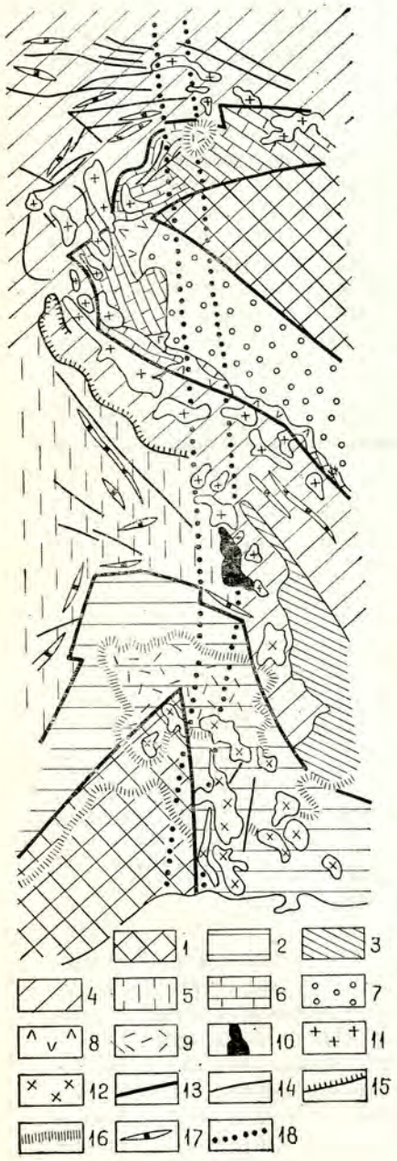


Рис. Положение сквозной рудоконцентрирующей структуры в складчатой системе и вулканогенном поясе:

1 — приподнятые участки дорифейских массивов; *2* — относительно опущенные участки массивов; *3* — антиклинории, сложенные верхнепалеозойско-мезозойским терригенным комплексом; *4* — синклинории, выполненные мезозойскими терригенными геосинклинальными осадками; *5* — антиклинории, сложенные мезозойскими терригенными геосинклинальными осадками; *6* — окраинные горст-антиклинории, сложенные рифей-палеозойским карбонатным комплексом осадков; *7* — позднемезозойская наложенная геосинклинальная зона; *8* — раннеорогенные позднеюрские вулканиты внутриконтинентального вулканогенного пояса; *9* — меловые вулканиты окраинно-континентального вулканогенного пояса; *10* — субвулканический массив позднеюрского — раннемелового (?) возраста; *11* — позднемезозойские орогенные гранитоидные интрузии; *12* — позднемеловые гранитоиды этапа активизации; *13* — блокоограничивающие глубинные разломы; *14* — внутриблоковые разломы; *15* — надвиги; *16* — границы вулканополей этапа активизации; *17* — оси вытянутых крупных складок; *18* — осевая часть сквозной рудоконцентрирующей структуры.

Серебряная минерализация локализуется в кварцевых жилах и минерализованных зонах дробления, расположенных в средней части субвулканического массива верхнеюрского-раннемелового (?) возраста и зоне его ближайшего обрамления. На сопредельных площадях в осадочных образованиях триасы-юры и небольших гранитных массивах мела проявлена золоторудная, олово-полиметаллическая и оловянная минерализация. Рудовмещающие структуры развиваются в разрывах, оперяющих продольный разлом, который при «входе» в массив из складчатых терригенных образований меняет свое простирание с северо-западного на субширотное.

Минерализация представлена малосульфидным типом: рудные минералы в виде рассеянной вкрапленности, гнезд, микропрожилков составляют1—3%, реже — более, от массы кварца в жилах и кварц-серицитовых метасоматитах. Выделяются два основных минеральных комплекса — кварц-арсенопиритовый и кварц-хлорит-серебро-сульфосолевой. Основными минералами серебра являются серебросодержащие блеклые руды (тетраэдрит), акантит и самородное серебро, в меньшей степени, в числе редких — пираргирит и прустит. Кроме того, в числе второстепенных и редких минералов отмечаются антимонит, галенит и бурнонит, станнин, самородные сурьма и медь Главнейшими элементами руд являются серебро, сурьма, мышьяк (полезный компонент — только серебро); в число типоморфных элементов-примесей входят висмут, селен, теллур, кадмий. На основании особенностей минерального состава тип оруденения можно определить как серебро-блеклорудно-миаргиритовый.

По общему минеральному составу рассматриваемая минерализация, благодаря своим «провинциальным» особенностям, не соответствует в полной мере какому-либо из известных типов серебряных месторождений, хотя и имеет черты сходства с олово-серебряными месторождениями Боливии, приуроченными к вулканитам плиоценового возраста, с рудным районом Кер-Д, Ален (США), в частности, с серебро-полиметаллическими жилами, развитыми вблизи мелового батолита Айдахо среди кремнисто-терригенных пород протерозоя. Вышеприведенный состав минерализации в субвулканическом массиве показывает, что она «окрашена» спецификой металлогении данного района (присутствие в составе руд минералов мышьяка и сурьмы, свинца и олова), сочетая особенности минерального состава золото-серебряного оруденения вулканогенного пояса, золото-сурьмяного и олово-полиметаллического оруденения прилегающих к массиву с запада и востока металлогенических зон в складчатой системе. На этом основании минерализацию массива можно отнести к ряду серебро-свинцовых — серебряно-порфировых — серебро-оловянных месторождений в зонах активизации складчатых областей и вулканогенных поясов (Константинов, 1982).

В этой связи интересно рассмотреть петрогеохимические особенности магматических образований, с которыми пространственно ассоциирует минерализация. Характерной чертой геологического строения центральной части массива является тесная пространственная совмещенность слагающих его гиперстеновых дацитов и гранодиоритов. Минерализация располагается по периферии массива, среди интрузий да-

цитов и гранодиоритов. Установлено, что дациты и гранодиориты «чередуются» в разрезе подобно тому, как это наблюдается в осадочных толщах. Помимо явно пластовых тел гранодиоритов, небольшой мощности и протяженности, наблюдаются значительные по площади и вертикальной обнаженности выходы гранодиоритов с неясным структурным положением среди дацитов, а также с элементами субпластового залегания. Для дацитов характерна отдельность субпластового облика, хорошо выраженная на площадях их господствующего развития. В участках с многократным чередованием гранодиоритов и дацитов поверхности их напластования обычно совпадают с поверхностями субпластовой отдельности дацитов. Предполагается, что гранодиориты при локализации использовали возникающую в процессе остывания массива дацитов систему трещиноватости и отслаивания, вероятно подобную структуре вмещающих терригенных толщ.

Наиболее широким распространением в массиве пользуются субвулканические гиперстеновые дациты с высоким (более 50%) содержанием вкрапленников плагиоклаза в стекловатом коричнево-сером базисе; гранодиориты, как правило порфировидные, по структуре образуют ряд разновидностей, отличающихся в крайних членах размером вкрапленников и общей окраской породы. В краевых частях наиболее крупных тел гранодиоритов отмечаются порфировидные дациты. Крупные обособления последних, размером до 1 м в поперечнике, встречаются в гранодиоритах. Субвулканические дациты, гранодиориты и порфировые дациты имеют много общих черт структурно-текстурных особенностей и минерального состава (например, наличие розового граната, особенно обильного в гранодиоритах и порфировых дацитах); общий облик гранодиоритов ближе к субвулканическим образованиям, чем к типичным полнокристаллическим; все эти особенности свидетельствуют в пользу генетической близости двух фаз массива.

Магматизму провинции, в связи с ее оловянно-золоторудной специализацией, посвящено множество работ. Согласно существующим представлениям, субвулканические массивы составляют с золотоносными малыми интрузиями и гранотоидными батолитами с золотой и редкометальной минерализацией единую вулкано-плутоническую ассоциацию позднемезозойского возраста (Чайковский, 1963; Рожков и др., 1971; Рудич, 1966, 1968 и др.). Однако по поводу формационной принадлежности различных составляющих этой ассоциации, их возрастных соотношений и группировки не существует единого мнения, что обусловлено пространственной обособленностью структур, локализующих малые интрузии и колымский комплекс батолитовых интрузий, наличием в совокупности малых интрузий разновозрастных комплексов, сопряженным во времени становлением комплексов малых интрузий, колымских гранитоидов и субвулканических массивов.

Малые интрузии, согласно представлениям одних исследователей (Изох, 1978), попадают в вилку между разновозрастными гранитоидными батолитами, по мнению других — предшествуют их формированию, третьих — формируются до- и после батолитов. Субвулканические массивы в одних схемах отнесены к диорит-гранит-гранодиоритовой формации малых интрузий, предшествующей формации двуслюдяных высокоглиноземистых гранитоидов батолитов колымского комплекса, — в других — сопоставляются с последними.

В субвулканическом массиве известна минерализация олова, серебра, свинца, цинка. В связи с тем, что в последние годы наиболее ярко выявилась серебряная специализация массива, мы попытались еще раз проанализировать петрохимические особенности пород масси-

ва и выявить их отличия от свойств гранитоидов, сопровождающихся золотым и редкометальным оруденением. С этой целью для петрохимических пересчетов была составлена выборка, включающая следующие магматические образования: субвулканические массивы, малые интрузии золотоносного пояса, батолитовые интрузии гранитоидов колымского комплекса. Для всех трех комплексов были построены гистограммы распределения SiO_2 и статистико-петрохимические диаграммы (вариационные диаграммы Харкера).

Результат такой обработки анализов показал близость химизма всех рассматриваемых образований. Особое сходство распределения SiO_2 обнаруживают субвулканические образования и батолитовые гранитоиды, имеющие основной максимум (для 56% субвулканических и 54% интрузивных пород) в интервале 64—68 вес. % SiO_2 и второстепенный максимум 72—74 вес. % SiO_2 (соответственно для 16% и 25% пород). Для малых интрузий характерен один небольшой максимум (для 25% пород) в интервале 68—72 вес. % SiO_2. Уровень общей щелочности (Na_2O+K_2O) пород субвулканического комплекса в целом лежит в интервале 4—9 вес. %; для каждого массива интервал значений более узок, величина его растет с увеличением содержаний SiO_2, при этом для пород массива при содержании SiO_2 в 65—67% уровень общей щелочности лежит в интервале 6,5—7,5 вес. %. Уровень общей щелочности интрузивных гранитоидов лежит в интервале 4,5—9 (преобладающие значения 6—8,5), а для малых интрузий 3—9 вес. % (4—8). Таким образом, во всех комплексах развиты образования с низкой и нормальной щелочностью.

Для всех комплексов в целом наблюдается преобладание K_2O над Na_2O. В породах субвулканических массивов в интервале 58—60 вес.% SiO_2 наблюдается преобладание Na_2O над K_2O; при SiO_2 60—60,5 вес. % они находятся в равных количествах, затем K_2O начинает преобладать над Na_2O тем резче, чем выше содержания SiO_2. Аналогичная картина характерна для интрузивных гранитоидов и малых интрузий. Идентично также во всех комплексах поведение CaO, содержания которого лежат в интервале 0—9% для малых интрузий и 0—5% для батолитовых гранитоидов и субвулканических тел. По индексу Пикока (субвулканические массивы — 61,6, малые интрузии — 61, колымские гранитиды — 62,4) рассматриваемые образования могут быть отнесены к серии, промежуточной между известково-щелочной и известковой (кальциевой) (Соловьев, 1970).

Все комплексы относятся к щелочно-земельному ряду; по сериальному индексу Ритмана (1975) они пересыщены глиноземом. Сходство петрохимических черт образований рассматриваемых комплексов еще раз подтверждает их принадлежность к одной позднемезозойской вулкано-плутонической ассоциации, для которой типичны следующие особенности: повышенная глиноземистость, пониженная щелочность калиевого типа, принадлежность к щелочно-земельному ряду. Породы массива занимают промежуточное положение в области общих для всей ассоциации свойств. В соответствии с этими предварительными данными оказалось невозможным идентифицировать породы массива ни с одной из типовых магматических формаций СССР, можно лишь констатировать их принадлежность к группе мафическо-салических формаций (Магматические..., 1979).

Отличительными особенностями пород массива являются повышенные в десятки раз против кларков концентрации серебра, мышьяка, сурьмы, висмута, т. е. ведущая ассоциация рудогенных элементов яв-

ляется характерной и для различных пород массива, в гранодиоритах к этим элементам присоединяется еще и свинец.

Однотипность комплекса элементов-примесей вмещающих пород и кварцевых жил является, как известно, одним из критериев связи оруденения с этими образованиями. В целом ассоциация элементов «серебро-сурьма-мышьяк-висмут» является сквозной для магматического и рудного процессов, что свидетельствует об их генетической близости и позволяет предполагать парагенетическую связь оруденения с магматическим источником, сформировавшим субвулканический массив.

Батолитические интрузии краевой части синклинория, сопровождающиеся оловянной, в подчиненной мере — золотой минерализацией, по данным И. С. Рожкова, Г. А. Гринберга и др. (1971), в числе главных примесей также содержат серебро, висмут, мышьяк; второстепенными являются примеси свинца, цинка, меди. При этом отмечается, что серебро здесь присутствует вместе с висмутом, в то время как в малых интрузиях оно отмечается как вместе с последним, так и без него.

Гранитоиды малых интрузий центральной части синклинория, где проходит одна из ветвей золотоносного пояса, характеризуются примесями мышьяка, висмута, серебра, свинца в концентрациях, на два порядка выше кларка; в них присутствуют также цинк, ртуть, цирконий, лантан (на один порядок выше кларка).

При общем сходном наборе элементов-примесей намечаются некоторые различия в их распространенности в гранодиоритах центральной части синклинория и батолитических интрузивах. В первых чаще встречаются молибден, вольфрам, олово, свинец, цинк, мышьяк, а также скандий, никель, кобальт, ванадий, хром лантан; для батолитов же более характерен висмут. Для сравнения отметим, что в рассматриваемом субвулканическом массиве молибден содержится в концентрациях ниже кларка, вольфрам — выше земного кларка, олово — на уровне кларка, ниобий, бериллий — ниже и т. д.

Отмеченные различия геохимии малых интрузий и батолитов объясняются вышеупомянутыми авторами различными условиями формирования: батолитовых интрузивов — на малых глубинах, под контролем структурных швов с высокой проницаемостью, в ассоциации с эффузивами, субвулканами; более мелких интрузивов центральной части синклинория — как отпрысков интрузий, формировавшихся на относительно больших глубинах (3—5 км), в глубоких прогибах, выполненных осадочными толщами.

Учитывая сходство петрологических и геохимических особенностей крупных батолитических интрузивов и малых интрузий, их относят к фациям различной глубинности гранитоидов близкого состава. Причем, как отмечают исследователи Северо-Востока, сходство состава различных по возрасту гранитных интрузивов от верхней юры до верхнего мела является особенностью не только данного, но и других районов внешней зоны Тихоокеанского пояса.

Субвулканический массив не является в этом отношении исключением. На петрохимических диаграммах поля концентраций его точек не обособляются пространственно от гранитоидов батолитов и малых интрузий, что позволяет и его считать представителем одной из фаций глубинности большой группы пород общей формационной принадлежности. Однако положение субвулканического массива в зоне глубинных разломов мобильной структуры, в условиях неглубокого залегания скрытого выступа кристаллического фундамента, позволяет заключить, что становление слагающих его фаций происходит в структурных условиях, несколько отличных как от условий становления батолитических

интрузивов шовной зоны, так и малых интрузий центральной части синклинория.

Учитывая позицию субвулканического массива, структурно-текстурные особенности пород различных фаз, их геологические особенности при общем сходстве, вероятно предположить формирование массива при участии комагматичных фаций различной глубинности: близповерхностных субвулканических дацитов и малоглубинных гипабиссальных гранодиоритов.

По петрохимическим параметрам, как было показано выше, батолиты, малые интрузии и субвулканические массивы не разбиваются на четкие группы. Близки отдельные составляющие ассоциации и по геохимическим характеристикам. Тем не менее, сопоставляя выполненные различными авторами работы, в том числе — для других регионов, можно, по-видимому, ориентироваться на сумму некоторых петрогеохимических характеристик, свойственных магматическим образованиям различной специализации в одной провинции.

Согласно существующим разработкам, формирование разновозрастного золотого оруденения различных минеральных типов складчатой системы связано не с последовательным становлением различных по составу магматических комплексов, а с различными фациальными условиями формирования интрузивов в различных тектонических зонах: арсенопиритовый минеральный тип связан с гранитоидами средних глубин формирования нормальной и повышенной щелочности, висмутовый — с гранитоидами малых глубин. Выше отмечены их геохимические особенности: первым более присущи молибден, вольфрам, свинец, цинк, мышьяк и др. что соответствует и минеральному типу золотого оруденения, как и обогащенность батолитических интрузий висмутом — висмутовому минеральному типу (Рожков и др., 1971).

Для оловоносных формаций, согласно Изоху (1978), одним из наиболее ярких диагностических признаков является повышенная калиевость, а также — высокоглиноземистость, из геологических признаков — гипабиссальный уровень глубинности; для свинцово-цинкового оруденения вариации по типу щелочности весьма широки. Субвулканический массив с серебряной минерализацией характеризуется, как было показано выше, пониженной щелочностью калиевого типа, что отличает его от батолитических интрузий с оловянным и золотым оруденением, а также повышенной глиноземистостью, сближающей его с ними. Такой промежуточный, совмещающий черты различных формационных типов, характер петро- и геохимических особенностей магматических образований отражается и в руднoформационных характеристиках минерализации, рассмотренных выше. На основании условий ее локализации, пространственной совмещенности с субвулканическими образованиями и формационными особенностями последних, а также специфики минерального состава, минерализацию очевидно, можно отнести к гибридной субформации малых глубин, в терминологии Н. В. Петровской (1982).

Размещение субвулканического массива, генерирующего оруденение, на сочленении зон глубинных разломов, контролирующих разнообразную минерализацию, характеризующихся неоднократной активизацией в ходе развития геосинклинали и орогенного магматизма, позволяет предположить один из возможных вариантов модели его формирования. Одновременная активизация сочленяющихся глубинных разломов различного направления (или отдельных их участков) разной металлогенической специализации привела к появлению в области их взаимодействия на небольшой глубине магматического очага (оча-

гов), сформировавшего субвулканический массив и послужившего источником минерализации, совмещающей черты геомической специализации обеих систем глубинных разломов. Вместе с тем, устойчивая сереброносность сквозной субмеридиональной зоны глубинного разлома на значительном протяжении может свидетельствовать, по-видимому, о наиболее глубинном заложении ее по сравнению со структурами иной металлогенической специализации.

ЛИТЕРАТУРА

Изох Э. П. Оценка рудоносности гранитоидных формаций в целях прогнозирования. М., Недра, 1978.

Константинов М. М. Генетический ряд золоторудных и магматических формаций Тихоокеанского пояса. Труды ЦНИГРИ, вып. 169, 1982, с. 10—17.

Магматические формации СССР, т. 2. Л., Недра, 1979.

Петровская Н. В. Роль минералогии в разработке таксономической системы гидротермальных рудных месторождений. Геология рудных месторождений, № 3, 1982, с. 15—17.

Ритман А. Устойчивые минеральные ассоциации изверженных пород. М., Мир, 1976.

Рожков И. С., Гринберг Г. А., Гамянин Г. Н. и др. Позднемезозойский магматизм и золотое оруденение Верхне-Индигинского района. М., Наука, 1971.

Рудич К. Н. Вулкано-плутонические формации цепи Черского. М., Наука, 1966.

Рудич К. Н. Малоглубинный магматизм. М., Наука, 1978.

Соловьев С. П. Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии. Л., Наука, 1970.

Фаворская М. А., Баскина В. А., Шилин Н. Л., Виноградов Н. В. и др. Рудоконцентрирующие структуры Азии и их металлогения. М., Недра, 1983.

Чайковский В. К. Геология оловоносных месторождений Северо-Востока СССР. Геосгеолтехиздат, М., 1960.

И. П. Пугачева

ФАЦИИ РУДОНОСНОЙ БАЗАЛЬТ-РИОЛИТОВОЙ ФОРМАЦИИ РУДНОГО АЛТАЯ

Базальт-риолитовая формация Рудного Алтая, ее фациальные особенности представляют интерес, так как, во-первых, она вмещает все колчеданно-полиметаллические месторождения, ее фации контролируют размещение последних; во-вторых, она является довольно хорошо изученным примером вулканогенно-осадочных образований раннегеосинклинального этапа вторичных геосинклиналей.

Строение, петрохимический и петрографический состав этих отложений рассмотрен многими исследователями (Чернов, 1974; Кузебный, 1975), но фациальному облику уделено недостаточное внимание. В настоящей статье приведены данные исследований автора в основных рудных районах Рудного Алтая: Зыряновском (Лениногорско-Зыряновская подзона), Змеиногорском (Змеиногорско-Быструшинская подзона), Золотушинском и частично Прииртышском (Алейская подзона).

Породы базальт-риолитовой формации залегают на кристаллическом фундаменте раннепалеозойского возраста. Возрастной диапазон их в разных структурно-формационных подзонах колеблется от раннего девона — эйфеля до позднего девона (франа). Характерной чертой формации является контрастность состава, при резком преобладании (80%) кислых вулканитов натриевой и калиево-натриевой серии, самостоятельность и одновременность проявления основного и кислого вулканизма, антидромность развития. В разных структурно-формационных подзонах она отличается соотношением и последовательностью образования вулканического и осадочного материала.

Согласно классификации фаций вулканогенных пород (Коптев-Дворников и др., 1967) в составе формации выделяются эффузивная фация с субфациями текучих лав, пирокластической и экструзивной; жерловая и субвулканическая ,а также вулканогенно-осадочная и осадочная.

Среди продуктов кислого вулканизма, которые определяют облик формации, наиболее распространены образования экструзивной субфации. Они возникают на разных этапах вулканической деятельности и сопровождают как центральный, так и трещинный тип вулканизма.

В начальные этапы вулканической деятельности формируются небольшие экструзивные постройки штокообразной формы (0,5—1 км в поперечнике). Они ассоциируют с пирокластическими и лавокластическими потоками и сложены массивными риолитами, окруженными купольной мантией.

В средние этапы образуются крупные (2—5 км) экструзивные тела. Они обычно приурочены к единой системе разломов, фиксируют крупные вулканические центры и свидетельствуют о расширении вулканической деятельности. Экструзивы ассоциируют с грубообломочными туфами, туфобрекчиями и лавовыми потоками. В разрезе они обычно имеют форму купола (Садовушинская, Гольцовская, Корбалихинская, Давыдовская постройки Змеиногорского района) с многочисленными послойными апофизами во вмещающие породы. Видимая мощность их колеблется от 300 до 1000 м. На глубине эти тела обычно переходят в субвулканические образования и при значительном эрозионном срезе практически неотличимы от последних. Под некоторыми телами, по геофизическим данным, фиксируются гранитоиды. Боковые контакты экструзивных тел с вмещающими породами довольно крутые, без видимых экзоконтактовых изменений. Внутреннее строение таких куполов обычно концентрически зональное. Центральные части их выполнены плотными лавами лиловато-серого, иногда почти черного цвета с редкими (10—15%) вкрапленниками кварца и полевого шпата, размером до 2—3 см. Структура основной массы микрофельзитовая, микропойкилитовая, сочетающаяся с микросферолитовой. Почти повсеместно наблюдается флюидальность, часто очень сложная невыдержанная, веерообразная. Флюидальная текстура обусловлена чередованием полос существенно кварцевых с аксиолитовой структурой и фельзитовидных кварц-полевошпатового состава, обогащенных рудным веществом. Промежуточная часть куполов обычно сложена лавобрекчиями, чередующимися с флюидальными лавами; внешняя — лавобрекчиями, образующими купольную мантию. В составе обломков в брекчиях присутствуют риолиты, идентичные тем, которые слагают центральную часть тела. По мере удаления от центральных частей количество и размер обломков уменьшается от 0,5—0,7 м до 0,5—0,3 см. Между крупными телами по периферии вулканических построек нередко отмечаются более мелкие, дочерние экструзии, обладающие простым строением и располагающиеся среди вулкано-терригенных пород.

В этапы затухания вулканической деятельности среди вулканогенно-осадочных и осадочных пород фиксируются маломощные (100—150 м) экструзивные купола, сложенные газонасыщенными лавами и лавобрекчиями риолитового состава. Для лав характерны: эвтакситовая, флюидально-полосчатые текстуры; обилие идиоморфных и оскольчатых вкрапленников кварца, полевого шпата, группирующихся в гломе-

ропорфировые сростки; стекловатая, пузыристая, пепловидная и фельзитовая структуры основной массы; интенсивные автометасоматические изменения. В перекрывающих их осадочных и вулканогенно-осадочных породах обычно присутствуют обломки этих лав, что неоднократно наблюдалось разными исследователями (Авдонин, 1974; Барышев, 1978; Пугачева, Филатов, 1982). По периферии эти экструзивные тела переходят в тонкие быстро выклинивающиеся лавовые потоки.

Особо следует остановиться на корневых зонах экструзивных построек. Для крупных экструзивных тел, как было отмечено выше, корневыми зонами являются субвулканические тела, располагающиеся в нижнем структурном ярусе. Большинство же мелких тел является бескорневыми.

Излившиеся кислые породы субфации текучих лав тесно ассоциируют с образованиями экструзивной субфации. Выделяются следующие типы потоков: 1) короткие, довольно мощные (до 50 м) потоки, окружающие крупные экструзивные тела; сложены флюидальными, почти афировыми риолитами; наблюдались в разрезах верхней части формации; 2) протяженные слившиеся потоки, связанные с серией мелких экструзивных тел; сложены светлыми почти белыми риолитами, содержащими редкие мелкие вкрапленники кварца и альбитизированного полевого шпата с фельзитовой неравномерно раскристаллизованной основной массой; верхние и краевые части потоков сложены лавокластитами того же состава; размер остроугольных и реже плоских (фьяммевидных) обломков колеблется от 1—2 до 5—7 см; суммарная мощность лавового и лавокластитового потоков составляет от 50—70 до 120 метров; протяженность — 5—7 км; 3) мощные (500—600 м потоки лав и лавобрекчий сложного строения, протяженностью несколько десятков км; обычно состоят из чередующихся между собой флюидальных эвтакситовых пузыристых лав риолитов (15—20 м) и лавобрекчий (30—40 м); в лавобрекчиях округлые и угловатые обломки представлены афировыми риолитами (от 3—4 см до 50—60 см); среди них встречаются также плоские линзовидные, часто фьяммевидной формы темноокрашенные, хлоритизированные, пузыристые риолиты (размер по длинной оси от 1—2 см до 10—15 см); соотношение двух типов обломков непостоянно; цементом служит лава, близкая по составу к линзовидным обособлениям, но более светлоокрашенная, с разновеликими часто оскольчатыми вкрапленниками кварца и полевого шпата; 4) единичные потоки риолитовых лав и лавобрекчий, мощность которых варьирует от 10—15 м до 50 м, протяженность до 3—4 км; сложены флюидально полосчатыми игнимбритоподобными лавобрекчиями, аналогичными описанным выше, но с меньшим количеством и размером обломков, среди которых преобладают линзовидные обломки пузыристого стекла.

Породы пирокластической субфации пользуются довольно широким распространением. Среди них выделяется несколько генетических типов. Весьма специфическими образованиями, играющими большую роль в строении разрезов формации, являются литовитрокристаллокластические туфы, фасто называемые на Рудном Алтае «лапчатыми туфами». Особенно часто они наблюдаются в геоантиклинальных структурно-формационных подзонах (Золотушинский и Зыряновский рудные районы). Характерной чертой их является наличие в разной степени деформированных обломков хлоритизированного пузыристого стекла, которые отчетливо выделяются на фоне зеленовато-серой шероховатой основной массы. В отличие от визуально-сходных с ними лавобрекчий, в них часто наблюдается сортировка обломочного материала и пепловая структура цементирующей массы, флюидальность отсутствует. Размер обломков стекла колеблется в широких пределах от 3—4 мм до 5—7 см, количество их достигает 20—25%. Кроме фьяммевидных обломков стекла ювенильного происхождения, присутствуют резургентные обломки плотных риолитов (5%), андезито-базальтов (1—2%), а также пород фундамента. Примечательно обилие кристаллокластов кварца и полевого шпата. Они часто слагают довольно обширные участки площадью до 5—10 кв. км и достигают 500 м мощности; кроме того, они встречаются в виде пластов среди вулакногенно-осадочных образований мощностью от 5 до 40—60 м. Эти образования являются, по-видимому, подводными пирокластическими потоками, которые в последнее время описываются как среди молодых, так и древних отложений (Ломизе, 1973; Малеев, 1980).

Туфы, сцементированные гидрохимическим веществом, слагают пласты мощностью в несколько десятков метров. Они связаны постепенными переходами с тефроидами и вулканогенно-осадочными породами. Это, главным образом, литокристаллокластические, средне- и крупнообломочные туфы. Бомбовые агломератовые туфы с несортированными и неокатанными обломками встречаются довольно редко. Обычно они развиты в околожерловой зоне, вблизи вулканических построек.

В тех местах, где наряду с продуктами кислого вулканизма развиты и вулканиты основные, широко распространены туфы смешанного состава. Они слагают пласты различной мощности и не занимают больших объемов, за исключением Змеиногорского района, где ими образована на северо-восточном борту Быструшинского синклинория большая часть шипуновской свиты живетского возраста. Это — разнообломочные литокристаллокластические туфы. Соотношение обломков пород кислого и основного состава непостоянно. Литокласты риолитов обычно крупнее, достигают 10—15 см, реже 20 см. Подчинены им по размеру, но часто преобладают по количеству округлые или расплющенные обломки лиловых и зеленых андезито-базальтов. Кристаллокласты оскольчатой формы представлены плагиоклазом, реже кварцем.

Большая роль в строении базальт-риолитовой формации принадлежит тефроидам, являющимся результатом отложения пирокластики в водной среде (Малеев, 1980). Отмечается два типа тефроидов: тефроиды, развитые вблизи экструзивно-жерловых построек, и тефроиды удаленной и промежуточной зон. Тефроиды первого типа распространены в Золотушинском и Змеиногорском районе, где они ассоциируют в разрезе с вулканокластическими и вулканотерригенными образованиями. Обычно они слагают ритмично построенные пачки, мощностью 10—20 метров, состоящие из двух-трех ритмов, в пределах которых наблюдается прямая градационная слоистость. Обломки пород те же, что и в туфах, но более сортированы и лучше окатаны. Это — фельзитовидные риолиты, стекло, обилие кристаллокластов кварца, полевого шпата. В составе цемента присутствует осадочный материал. Тефроиды второго типа ассоциируют с вулканогенно-осадочными и осадочными породами. Они слагают протяженные, более однородно построенные пласты, мощностью до 5—10 м, в которых обломки кристаллов преобладают над обломками пород.

Весьма своеобразными породами, тесно ассоциирующими с кислым экструзивным вулканизмом, являются грубообломочные несортированные породы «мусорного» облика, по-видимому, относящиеся к категории пролювиально-коллювиальных отложений, приближающиеся к лахаровым брекчиям. Они широко развиты на многих рудных полях

(Золотушинское, Юбилейное, Зыряновское, Богатыревское и др.) и в какой-то степени являются рудоконтролирующими. В состав их входят разновеликие (до 0,2 м) обломки риолитов, слагающих экструзии, туфов, осадочных пород (алевролитов), редко базальтов, слоистых массивных пиритовых руд. В небольшом количестве присутствует ювенильный материал в виде плоских расплющенных осколков стекла. Цемента, как правило, мало (10—15%), состав его разнородный — в одних участках резко преобладает пирокластический, в других — осадочный. Мощность пластов колеблется от 1 до 20—25 м. Иногда они слагают более мощные (до 80 м) быстро выклинивающиеся линзы, протяженностью около 1,5 км. В ряде мест (Малеевское месторождение) над вулканическими постройками среди осадочных образований наблюдаются пластовые тела брекчий. Некоторыми исследователями они относятся к эксплозивным образованиям, оторванным от процессов вулканизма (Лухтанова, 1982). Обломки на 90% представлены алевролитами (до 03—0,5 м), редко присутствуют риолиты, примечательно наличие обломков и обломковидных обособлений колчеданных и медно-цинково-колчеданных руд. Цемент брекчий интенсивно изменен и превращен в кварц-серицит-хлоритовый агрегат, содержащий вкрапленность пирита, халькопирита и сфалерита. Иногда в брекчиях наблюдается сортировка обломочного материала и изгибание слоистости в алевролитах, лежащих ниже, что свидетельствует об отложении их в водной среде на контакте с еще недиагенезированным осадком. Не исключено, что эти брекчии образовались при участии фреатических взрывов на морском дне.

Породы субвулканической фации слагают как корневые зоны экструзивных построек, так и самостоятельные тела, завершающие вулканическую деятельность. Объем, масштабы проявления и возраст их до сих пор трактуется по-разному (Авдонин, 1974; Чернов, 1974; Кузебный, 1975 и др.). Это — субпластовые согласные тела, большой протяженностью и мощностью не более 500 м «крупнопорфировых» риолитов с гломеропорфировой структурой, насыщенных (до 40%) вкрапленниками кварца и таблитчатого полевого шпата, и мощные (до 1000 м) тела неправильной формы массивных риолитов, часто афировых, либо с мелкими относительно редкими вкрапленниками, находящимися в гломеропорфировых срастаниях.

Тесно ассоциируются с продуктами кислого вулканизма кремнистые породы. Интерес представляют мощные быстро тупо выклинивающиеся линзы почти чистых кремней черного цвета, нередко содержащие вкрапленность пирита и являющиеся результатом подводной газогидротермальной деятельности.

Продукты основного вулканизма слагают от 5 до 20% объема формации. Главной формой проявления основного вулканизма является эффузивная. Обычно это серия потоков мощностью от 50 до 250—300 м, иногда вмещающая прослои осадочных пород, протяженность их достигает 10—15 км. Строение мощных потоков довольно сложное. Однородные массивные лавы встречаются редко. Обычно это — скуднопорфировые, часто почти афировые базальты и спилиты миндалекаменной текстуры. Миндалины округлой и овальной формы, размером до 5—6 мм, выполнены карбонатом, хлоритом, эпидотом, кварцем, альбитом, кремнистым веществом. Нередко наблюдаются пиллоу-лавы. Наиболее развиты лавобрекчии, которые часто почти целиком слагают потоки, либо краевые части мощных покровов. В составе обломков лавобрекчий преобладают зеленые, реже лиловые миндалекаменные базальты и андезиты, размер обломков колеблется от 3—4 см до 15—

20 см. Иногда обломки имеют зональное строение и корку закаливания. Цементом является та же лава, как правило, неравномерно окрашенная и пористая. Чужеродные обломки представлены риолитами и встречаются очень редко. Характерными породами, которые широко развиты на рудных полях, являются пестроокрашенные породы, по-видимому, лавокластитового происхождения. Они состоят из обломков зеленых и лиловых миндалекаменных базальтов, разной формы и размера (от средне- до крупнообломочных), сцементированных карбонатным или эпидот-хлоритовым веществом. Соотношение цемента и обломков непостоянно. В ряде случаев видно, что цемент образуется за счет разрастания и слияния между собой миндалин. По-видимому, большая роль в образовании этих пород принадлежит поствулканическим растворам. Помимо покровов, описанных выше, породы слагают маломощные усеченные конусы.

Породы пирокластической субфации среди продуктов основного вулканизма развиты ограниченно, что свидетельствует о преимущественно трещинной форме проявления вулканических процессов. Обычно это средне- и крупнообломочные туфы с элементами сортировки, переходящие в тефроиды. Они слагают пласты небольшой мощности (5—10 м). Резко подчиненную роль в составе формации играют аглютинаты, сложенные крупными спаяными обломками миндалекаменных базальтов.

Не рассматривая детально особенности осадочных фаций, которые часто слагают не менее трети разреза формации, можно отметить лишь некоторые из них. Примечательным является постоянное присутствие в разрезе углистых алевролитов ($C_{орг}$ до 8—10%), которые переслаиваются с вулканитами и образуют самостоятельные мощные пачки, среди существенно осадочного типа разреза. Постоянно присутствуют в разрезе формации кремнистые алевролиты с примесью вулканокластического материала, слагающие пачки разной мощности, переслаивающиеся как с осадочными, так и эффузивными породами. Они обладают тонкой горизонтальной и волнистой слоистостью со следами микрооползания и взмучивания.

По периферии вулканических построек нередко отмечаются рифовые образования. Так, в Золотушинском районе на границе с крупной Титовско-Гериховской вулканической постройкой располагается рифовый массив, сложенный бурыми гематитизированными органогенными известняками (брахиоподы, мшанки, кораллы). Видимая мощность его в центральной части составляет около 500 м, протяженность 20 км. Латерально они замещаются известково-углистыми алевролитами. Следует отметить также спорадически встречающиеся в основании разреза формации красноцветные породы, с которыми (Зыряновский район) ассоциируют гематит-магнетитовые вулканогенно-осадочные руды. Неотъемлемой принадлежностью формации является колчеданно-полиметаллические руды гидротермально-осадочного происхождения, которые определяют металлогеническую специализацию формации. Они слагают пласты от единиц см до 50 м, переслаивающиеся с осадочными породами. Для руд характерны типично осадочные текстуры: ритмично горизонтально и волнистослоистые, градационные, текстуры взмучивания и оползания и т. д. (Кузнецов, 1981; Покровская, 1982).

Таким образом, перечисленный выше набор основных фаций свидетельствует о гетерогенности и пестроте фациальной обстановки, существовавшей во время накопления раннегеосинклинальных образований и связанных с ними колчеданно-полиметаллических руд. Фациальный состав формации — экструзии, пирокластические потоки, под-

водные андезито-базальтовые покровы, тефроиды турбидитового типа с градационной слоистостью, сочетающиеся с прибрежноморскими мелководными и лагунными осадочными отложениями — характерен для средних этапов развития островных дуг (Малеев, 1973).

В заключение необходимо отметить, что из всего разнообразия фаций рудоконтролирующим является вполне определенный парагенетический ряд, который несколько варьирует для разных рудных субформаций, отражая глубину зарождения рудоносных растворов и среду рудоотложения. Рудоконтролирующими для всех типов оруденения является сочетание небольших экструзивных тел, сложенных газонасыщенными риолитами, сопровождающихся шлейфов брекчий, гидротермально-осадочных кремней с фациями застойных вод (кремнистых туффитов и углистых алевролитов). На месторождениях с повышенным содержанием в рудах меди почти постоянно присутствуют покровы и конусы базальтов; рудные объекты с барием и свинцом располагаются в разрезе вулканогенно-осадочных отложений с облилием известковистого материала.

ЛИТЕРАТУРА

Авдонин В. В. О роли экструзивных фаций в среднедевонских вулканогенных комплексах Лениногорского района (Рудный Алтай). ДАН СССР, 1974, т. 214, № 3, с. 637—639.

Барышев А. Н. Палеовулканические структуры и колчеданное оруденение Ново-Золотушинского месторождения (Рудный Алтай). Геология рудных месторождений, № 4, 1978, с. 192—195.

Гончарова Т. Я. О связи колчеданно-полиметаллического оруденения Рудного Алтая с фациями вулканизма. ДАН СССР, № 4, т. 224, 1975, с 895—898.

Коптев-Дворников В. С., Яковлева Е. Б., Петрова М. А. Вулканогенные породы и методы их изучения. М., Недра, 1967, с. 13—143.

Кузебный В. С. Магматические формации Юго-Западного Алтая и их металлогения. Алма-Ата, Наука, 1976, с. 19—182.

Кузнецов В. В. Некоторые типоморфные особенности руд колчеданно-полиметаллических месторождений Змеиногорского района (Рудный Алтай) в связи с особенностями их происхождения. В сб.: Использование минералогических методов при прогнозе, поисках и оценке месторождений полезных ископаемых, Алма-Ата, Наука, т. I, 1981, с. 31—32.

Ломизе М. Г. Вулканизм Северо-Западного Кавказа и его связь с тектоникой. МГУ, 1969.

Лухтанова М. Г. Эксплозивные рудные брекчии Малеевского месторождения (Рудный Алтай). Изв. АН Каз. ССР. сер. геол., № 4, 1982, с. 22—33.

Малеев Е. Ф. Фации кислого вулканизма на разных этапах развития островных дуг (на примере Камчатско-Курильской остр. дуги). Кислый вулканизм. Новосибирск, Наука, 1973, с. 37—48.

Малеев Е. Ф. Вулканиты. М., Недра, 1980, с. 198—202.

Покровская И. В. Минералогия и условия образования полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Алма-Ата, Наука, 1980, с. 8—42.

Пугачева И. П., Филатов Е. И. Новые данные о возрасте и фациях липаритов Зыряновского района (Рудный Алтай). Изв. ВУЗов, № 12, 1982, с. 92—96.

Чернов В. И. Вулканические формации и порфировые интрузии Рудного Алтая. М., Наука, 1974.

Н. А. Фогельман, Е. А. Алекторова

СТРАТИГРАФО-ФОРМАЦИОННЫЕ КРИТЕРИИ ПРОГНОЗА ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ТЕРРИГЕННЫХ ТОЛЩАХ

Металлогенические зоны Объ-Зайсанской складчатой системы герцинид характеризуются развитием прожилково-вкрапленного и сопутствующего ему кварцево-жильного оруденения золото-сульфидной формации в терригенных толщах карбона. Наличие проявлений

сульфидной медно-никелевой и ртутной минерализации, а также характер золотых руд, для которых типично тесное сродство золота к железу, сере и мышьяку, характеризует общий сидерофильный металлогенический профиль рудоносных территорий зоны. При локализации оруденения в терригенных толщах сидерофильность проявляется также в связи с присутствием в них углеродистого вещества, способствующего сохранению восстановительного характера растворов (Маракушев, Перчук, 1974). Однако главной причиной такой металлогенической специализации; является, по-видимому, залегание рудовмещающих толщ терригенного «этажа» на существенно базитовом фундаменте. Последний в разных блоках рассматриваемых зон может быть представлен: а) офиолитовыми комплексами раннегеосинклинального этапа развития герцинид, обнажающимися в осевой подзоне; б) более древними эвгеосинклинальными формациями каледонид; в) деструктированной континентальной корой погруженных кристаллических блоков докембрия, претерпевшей геосинклинальную регенерацию и базификацию. Повышенная фемичность геохимического профиля земной коры усилилась в связи с позднегеосинклинальным и раннеорогенным размывом поднятий и сопряженным отложением существенно вулканомиктовых, близких к граувакковым, толщ, составляющих значительную часть терригенного этажа, в котором локализовалось сидерофильное золотое оруденение. По отношению к последнему базитовые формации фундамента можно отнести к категории рудопрофилирующих.

Золотое оруденение золото-сульфидной формации проявилось в позднеорогенный этап развития герцинид в тесной возрастной и пространственной связи с контрастной магматической ассоциацией, представленной комплексом малых интрузий и даек диорит-гранодиоритовой формации и синхронными им по возрасту (C_3—P_1) проявлениями габбро-эссекситовой формации.

В составе руд прожилково-вкрапленного типа, являющегося наиболее перспективным, выделяются два рудных комплекса: ранний золото-сульфидный, проявленный в метасоматических зонах вкрапленной сульфидной минерализации, и поздний золото-кварцевый, представленный малосульфидными и убогосульфидными слабозолотоносными кварцевыми жилами и прожилками. В раннем рудном комплексе золото присутствует в виде тонкодисперсных включений в пирите и, главным образом, арсенопирите, образующих метасоматическую вкрапленность во вмещающих породах. Для позднего комплекса характерно свободное золото, сопутствующее отложению кварца, посткварцевых сульфидов и сульфосолей. В результате совмещеия в пространстве этих двух продуктивных на золото рудных комплексов образуются месторождения прожилково-вкрапленных руд. Обособленное в пространстве собственно жильное оруденение может в ряде случаев служить индикатором более крупномасштабного прожилково-вкрапленного оруденения той же формации.

Рудовмещающие осадочные формации терригенного этажа представлены: позднегеосинклинальными флишоидной и граувакковой формациями серпуховского яруса нижнего карбона; раннеорогенными морскими молассоидной и молассовой угленосной (паралической) формациями среднего карбона; позднеорогенной континентальной угленосной молассой позднекаменноугольного возраста.

Несмотря на различия в возрасте и формационной принадлежности, рудовмещающие терригенные толщи характеризуются большим сходством литологического состава пород, усиливающимся благодаря

общей для них повышенной углеродистости, а также большой интенсивности складчатых дислокаций не только геосинклинальных, но и орогенных толщ. В то же время имеются и существенные различия как в степени регионального метаморфизма, так и в строении разрезов. Различным оказывается и их значение в локализации золотого оруденения, что впервые было установлено В. С. Шибко.

Флишоидная формация нижнего карбона, так же, как и фациально замещающая ее по латерали граувакковая формация, характеризуются преобладанием в разрезах песчаников существенно вулканомиктового состава, при петрографическом изучении которых выявляется проявление в толще зеленокаменного метаморфизма низших ступеней. В резко подчиненном количестве в песчаниках присутствуют прослои гравелитов и мелкообломочных конгломератов, а также горизонты углистых и кремнисто-углистых алевролитов, нередко, в тонком параллельном переслаивании с зеленовато-серыми алевропесчаниками.

В песчаниковых толщах рассматриваемой формации широко развиты многочисленные рудопроявления кварцево-жильного и штокверкового (в березитизированных дайках гранитоидов) типов. Нередко они в той или иной степени сопровождаются вкрапленной минерализацией раннего сульфидного комплекса, которая в общем имеет здесь резко подчиненное развитие.

В строении морской молассоидной формации среднего карбона, также наиболее значительную роль играют песчаники как вулканомиктовые так и полимиктовые, очень слабометаморфизованные. По сравнению с флишоидной формацией закономерно возрастает роль грубообломочных фаций; местами фиксируются базальные конглмераты. Однако наряду с этим несоизмеримо большее значение приобретают и алевро-пелитовые осадки. В разрезах их мощные довольно однородные горизонты чередуются с такими же мощными (до первых сотен метров) пластами песчаников и, реже, конгломератов.

Одновозрастная и близкая ей по составу угленосная паралическая молассовая формация характеризуется большим развитием конгломератов, полимиктовым составом обломочного материала в песчаниках, а также особенно высокой углеродистостью и даже углистостью алевролитов и аргиллитов, вплоть до появления в разрезе пластов каменного угля.

В породах среднекаменноугольных формаций известны мелкие жильные месторождения и незначительные проявления прожилково-вкрапленной минерализации, а в благоприятных структурных условиях локализуется оруденение прожилково-вкрапленного типа. В этих случаях рудовмещающие толщи, слагают основание наложенных орогенных впадин, с интенсивно проявленным в этих структурах позднеорогенным магматизмом. Особенно важным является развитие орогенного вулканизма в виде эффузивных покровов, которые, возможно, оказывали экранирующее влияние на концентрацию в подстилающих их «черносланцевых» толщах прожилково-вкрапленной минерализации. Индикатором последней могут являться проявления кварцево-жильного оруденения, локализованного в эффузивах.

Угленосная континентальная моласса верхнего карбона представлена в нижней части преимущественно аркозовыми песчаниками с прослоями углистых алевролитов. Для нее весьма характерно также присутствие прослоев и горизонтов пепловых туфов дацитового состава мощностью от долей метра до нескольких метров (реже до первых десяткв метров). Примесь пепловых частиц наблюдается и в песчаниках,

а зерна кварца в них часто сохраняют правильную огранку фенокристаллов. Такие песчаники с полным правом можно отнести к туфогенным.

Верхняч часть разреза представлена переслаиванием углистых аргиллитов и алевролитов с косослоистыми песчаниками и гравелитами с углистым цементом. Встречаются маломощные прослои каменного угля. Ниже, повсеместно залегает горизонт гравелитов и мелкообломочных конгломератов с углистым цементом,местами переходящих в своеобразные «мусорные» породы весьма непостоянного гранулометрического состава. В рудных зонах все эти углистые породы претерпевают интенсивное рассланцевание, прослои песчаников будинируются и в целом породы приобретают характер углистых и графитистых динамосланцев. В составе этой углисто-сланцевой части разреза выделяются маркирующие горизонты, обогащенные сидеритовыми и форсфористыми конкрециями. В углистых аргиллитах в местах относительно слабых динамопреобразований часто встречаются отпечатки флоры очень хорошей сохранности, по которым удалось однозначно определить возраст толщи.

В размещении прожилково-вкрапленного оруденения рассматриваемая формация имеет наибольшее значение. К ее верхней существенно углеродистой части, точнее к самой верхней углисто-сланцевой пачке, приурочена основная часть оруденения, в особенности там, где породы рассматриваемой формации залегают в обособленном орогенном грабене широтного простирания. Оруденение локализовано вблизи северного борта этой структуры, осложненного надвигом, по которому на породы выполняющей грабен позднекаменноугольной толщи, имеющей широтное простирание, надвинуты более древние отложения серпуховского яруса, сложенные в складки северо-западного и меридионального простирания. Приуроченность главных рудных концентраций к зоне динамосланцев, связанной с поверхностью надвига, указывает на рудоконтролирующую роль последнего, которая проявляется в сочетании с рудолокализующим влиянием вышеупомянутой верхней углисто-сланцевой пачки.

К нижним горизонтам рассматриваемой молассовой формации, сложенным туфогенно-аркозовыми породами, также приурочены проявления прожилково-вкрапленной минерализации, размещающиеся за пределами вышеописанного грабена (в пределах грабена эти горизонты в основном остаются неоцененными). Это оруденение проявляется в связи с рудоконтролирующими разломами как широтного, так и северо-западного простирания. При этом многочисленные жильные и единичные штокверковые объекты локализованы в аркозовых песчаниках, а прожилково-вкрапленное оруденение приурочено к тем частям разреза, где песчаники переслаиваются с углистыми сланцами.

Оценивая сравнительное рудолокализующее значение описанных терригенных формаций можно предположить различный характер связи с ними прожилково-вкрапленного оруденения. В случае наложения этого оруденения на значительно более древние толщи нижнего карбона, пережившие к моменту рудообразования складчатость и региональный метаморфизм, эти толщи оказываются более или менее «благоприятными» для рудоотложения, вероятно, только в связи со своей относительно высокой углеродистостью. Последняя создала восстановительную среду, способствовавшую метасоматическому осаждению золотоносных сульфидов раннего рудного комплекса. В остальном же подобные формации играли при рудоотложении роль пассивной вмещающей среды.

Совершенно иные соотношения, по-видимому, имели место при наличии не только пространственной связи, но и возрастной близости оруденения с рудовмещающей осадочной формацией, в нашем случае — с верхнекаменноугольной угленосной молассой. Отложившиеся непосредственно в предрудное время, слаболитифицированные, да еще, при залегании их в замкнутом грабене, водонасыщенные, и, возможно, пропитанные рассолами породы с повышенной углеродистостью, вероятно, сыграли роль мощного геохимического барьера и не могли оставаться инертными по отношению к гидротермальным растворам и не оказывать влияния на осаждение из них рудного вещества в процессе метасоматоза. Таким образом, данную рудовмещающую толщу можно рассматривать как рудоносную формацию (Бородаевская и др., 1983), подчеркивая этим ее первостепенное рудолокализующее значение. Однако, при этом не подразумевается, что породы данной формации служили главным источником золота заключенных в ней месторождений. В то же время при осадконакопления синхронных ему проявлений вулканизма логично предположить возможность относительного первичного обогащения золотом каких-то частей разреза.

К объяснению продуктивности среднекарбоновых формаций помимо их углеродистости можно привлечь следующие данные: а) залегание в обособленных орогенных впадинах и вероятность в связи с этим повышенной водонасыщенности хотя уже и полностью литифицированных но, возможно, интенсивно трещиноватых углистых сланцев; б) совмещение рассматриваемой формации в этих структурах с проявлениями позднеорогенного магматизма; в) возможность присутствия в самих молассовых отложениях рассеянного кластогенного или хемогенного золота, сносимого с размывавшихся в этот период орогенных поднятий. Совокупность перечисленных факторов позволяет, не относя среднекарбоновые толщи к разряду рудоносных формаций, все же рассматривать их как активно благоприятствовавшие рудоотложению.

Проведенный выше сравнительный анализ рудолокализующего значения разновозрастных терригенных формаций произведен преминительно к размещению в них оруденения прожилково-вкрапленного типа золото-сульфидной формации. Весьма важно подчеркнуть тот факт, что существенно метасоматическое, вкрапленное, собственно золото-сульфидное оруденение формировалось предпочтительно в структурах сжатия орогенной буферной системы (Алекторова, 1983), связанных с зонами предрудных надвигов, в зонах смятия, будинажа и пластического течения в относительно «мягких» некомпетентных породах. В приведенном выше разрезе терригенного этажа таким условиям наиболее соответствует углисто-сланцевая часть позднекаменноугольной молассовой формации — как в силу ее состава, так и в связи со слабой степенью диагенеза и литификации пород к моменту рудообразования. Об этом убедительно свидетельствует широкое развитие во вмещающих породах рудных зон синдиагенетической сланцеватости, связанной с предрудными движениями по зоне рудоконтролирующего надвига.

Что же касается одновозрастного с прожилково-вкрапленными зонами оруденения жильной золото-кварцевой «составляющей» той же золото-сульфидной формации, то выше было частично показано, что этот тип оруденения локализовался, напротив, в более «жестких» складчатых толщах нижнего карбона, а также в массивных верхнепалеозойских песчаниках, эффузивах позднего карбона и телах малых интрузий, т. е. в условиях преобладания хрупких деформаций.

Таким образом, в терригенном этаже выделяются три стратиграфических уровня распространения золотого оруденения: нижне,-средне- и верхнекаменноугольный. Для первого характерно преобладание жильного оруденения и небольших концентраций прожилково-вкрапленных руд, для второго — как жильного, так и прожилково-вкрапленного и для третьего — золотоносных зон прожилково-вкрапленной минерализации. В целом, установление различного рудолокализующего значения разновозрастных рудовмещающих формаций может рассматриваться как важный стратиграфо-формационный критерий прогнозирования и поисков оруденения золото-сульфидной формации.

ЛИТЕРАТУРА

Алекторова Е. А. Оособенности металлогении двух типов орогенно-активизационных структур — мегасводов и буферных зон. В кн.: Металлогения Урало-Монгольского складчатого пояса. X Всесоюзное металлогеническое совещание, т. II. Алма-Ата, Наука, 1983, с. 5—6.

Бородаевская М. Б., Горжевский Д. И., Константинов М. М., Кривцов А. И. и др. Формации руд цветных и благородных металлов. В кн.: Металогения Урало-Монгольского складчатого пояса. X Всесоюзное совещание, т. I. Алма-Ата, Наука, 1983, с. 146—152.

Маракушев А. А., Перчук Л. Л. Термодинамическая модель флюидного режима Земли. В кн.: Очерки физико-химической петрологии. Вып. 4, М., Наука, 1974, с. 102—130.

Е. П. Ширай, Л. Н. Красильникова, С. С. Юдин

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА И ИХ РУДОНОСНОСТЬ

Охотско-Чукотский вулканогенный пояс (ОЧВП) развился в меловое время на гетерогенном фундаменте, в пределах которого сочленение коры континентального и переходного типов происходит по Челемджа-Ямскому разлому, разделяющим пояс на две зоны — внешнюю и внутреннюю (Белый, 1978).

Морфология внутренней, эпиэвгеосинклинальной зоны конформна ограничивающей пояс с востока Корякской эвгеосинклинали; внешняя зона, развивавшаяся на неоднородном фундаменте, имеет сложные очертания, обусловленные сводовыми поднятиями (Умитбаев, 1976; Умитбаев и др., 1981).

Среди сводовых поднятий в обрамлении и частично фундаменте ОЧВП выделяется два типа — унаследованные, сформированные на срединных массивах, и вновь образованные, развившиеся в позднемезозойское время на складчатом мезозойском основании. Вулканогенные породы ОЧВП в виде полуколец обрамляют сводовые поднятия обоих типов, далеко вдаваясь в континент вдоль разломов, развитых по периферии сводов.

Как и в других сегментах Тихоокеанского вулканического кольца, меловой вулканизм ОЧВП является лишь одним из звеньев проявления

наземного вулканизма, смещающегося в сторону океана по мере роста континентальной коры. Проявления андезитоидного субщелочного вулканизма этого типа известны начиная с ордовика, интенсивно проявлены в девонское и юрско-нижнемеловое время. Проявления юрско-нижнемелового вулканизма известны и в пределах центральной части Верхнеколымского вновь образованного свода, имеющего большое значение в размещении магматических формаций в обрамлении центральной части ОЧВП. В его пределах выделяется три зоны с омоложением магматических образований по мере удаления от центра к периферии — центральная, промежуточная и внешняя.

В центральной части свода локализованы массивы адамеллитгранитного комплекса (I_3K_1). В промежуточной зоне, где инверсия прогибов была завершена только в конце юры, расположены массивы «известково-щелочных гранитов» окружающие свод в виде полукольца. Такое же полукольцевое расположение занимает полиформационный комплекс малых интрузий, среди которых преобладают комагматиты вулканитов (I_3K_1). Интрузивные породы во внешней части свода по морфологии, возрасту и составу не отличимы от массивов вулкано-плутонических ассоциаций ОЧВП. Таким образом, только внешняя зона Верхнеколымского свода, по нашему мнению, может рассматриваться как «перевулканическая зона ОЧВП».

Неоднородность строения фундамента ОЧВП нашла отражение в петрологических особенностях слагающих его пород и соответственно в их металлогенической специализации. Значительный вклад в изучение этих вопросов внесен М. Л. Гельманом, И. М. Сперанской, Е. К. Устиевым, В. Ф. Белым, Н. А. Ичетовкиным и др. Авторами составлена петрохимическая карта центральной части ОЧВП, на которой, с учетом фациальной принадлежности пород, отражены особенности распределения в них калия и суммы щелочей.

Анализ петрохимических особенностей пород показал, что в пределах каждого структурно-формационного блока составы пород разных формаций характеризуются значительным сходством и отличаются между собой в меньшей степени, чем составы однoформационных образований из разных блоков. При этом для центральной части ОЧВП характерна малокалиевая специализация пород при относительно низкой их щелочности. В соседних блоках резко повышается роль калия и суммы щелочей, что отражает смену геосинклинального основания ОЧВП-субплатформенным. Данная закономерность охватывает все типы пород, включая наиболее выдержанные по составу платобазальты.

Устанавливается зависимость между петрохимическим и фациальным составом пород. В блоках с натриевой специализацией широко распространены андезито-базальты и андезиты, в блоках с калиевой специализацией преобладают риолиты и дациты. Также изменяются и составы интрузивных пород.

Вулканогенный разрез центральной части ОЧВП прост. Во всех блоках вулканизм начинается с андезито-базальтов и андезитов, сопровождавшихся и завершавшихся формированием дацитов и риодацатов. Следующий этап связан со становлением риодацитов, которые чередуются с андезито-базальтами, присутствующими в разрезе спорадически в подчиненном количестве. Завершается вулканизм формированием платобазальтов, среди которых присутствуют трахидациты (до 10%).

Исторически сложилось два подхода к формационному членению ОЧВП. Одни исследователи рассматривают отдельно андезито-базальтовые и риодацитовые ряды вулканитов, выделяя конкретные формации единого состава (Умитбаев и др., 1981). Другие в нижней части

разреза выделяют андезито-дацитовую, а в верхней — контрастную формации (Осипов, 1975). Наконец, некоторые исследователи смешивают два признака и при пространственном разобщении андезитов и дацитов относят их к разным формациям, а при переслаивании — выделяют контрастные или непрерывные формации (Белый, 1978). Авторами принято следующее выделение главных магматических формаций: 1) андезит-дацитовая (АД), включающая андезитовую и дацитовую субформации (турон); 2) гранодиорит-гранитная, сопровождающая и завершающая становление АД; 3) андезитобазальт-риолитовая (Р) — сенон-дат? и 4) габбро-диорит-гранитная, тесно ассоциирующая с (Р); 5) монцодиорит-щелочно-гранитная (K_2); 6) платобазальтовая (ПБ) трахириолитсодержащая. Во внутренней зоне ОЧВП к ним прибавляются андезитобазальтовая вулканогенная и габбро-плагиогранитная плутоногенная формации.

Андезито-дацитовая формация (АД) широко развита в центральной части внешней зоны ОЧВП. В одних структурах вулканизм протекает гомодромно, в других — андезиты и дациты чередуются в разрезе. В блоках с натриевой специализацией андезиты преобладают над дацитами, в блоках с калиевой специализацией устанавливаются обратные соотношения. Во всех блоках объемы кислых пород по отношению к андезитам возрастают по мере удаления от границы с внутренней зоной, на что обратил внимание еще Е. К. Устиев. Андезиты и дациты накапливались в различной структурной обстановке. Андезиты формируют вдоль границы с внутренней зоной протяженную вулканическую гряду, в пределах которой центры вулканизма приурочены к вулкано-тектоническим поднятиям. Дациты, напротив, локализованы преимущественно в вулкано-тектонических депрессиях, формирование которых началось в завершающие этапы андезитового вулканизма. Среди дацитов преобладают базо-кварцевые мелкопорфировые разности, в отличие от андезитов широко распространены туфы, в т. ч. спекшиеся их разности. Лавовые фации слагают отдельные купола, приуроченные к разломам, ограничивающим депрессионные структуры и служившим магмовыводящими каналами. В верхах разреза спорадически присутствуют кратерные озерные туфогенно-осадочные накопления. Тонкообломочные фации этих пород содержат органическое вещество и насыщены тонкозернистым пиритом. Для блоков с натриевой специализацией характерно, что андезиты и андезито-базальты обеднены такими элементами примесями, как хром, никель, медь и др. элементы базальтоидного ряда. Напротив, в кислых породах содержание этих элементов намного превышает кларковые. Эта особенность проявлена во всех формациях блоков с натриевой специализацией, в фундаменте которых залегают мощные геосинклинальные толщи.

Андезитобазальт-риолитовая формация (Р) характеризуется резким преобладанием риолитов и риодацитов над андезито-базальтами, развитыми спародически преимущественно в низах разреза (улынская свита или «формация двупироксеновых андезитов»). Неравномерное распределение в разрезе андезито-базальтов часто придает формации контрастный облик. При отсутствии андезитов границы между формациями устанавливаются с трудом. Для преобладающих в формации риолитов характерен порфировый облик и наличие кварцевых вкрапленников, высокая эксплозивность и преобладание игнимбритов, хотя наряду с последними широко проявлены также лавовые и субвулканические, реже туфогенные и туфогенно-осадочные фации. Вулканиты приурочены к центральным частям изометричных депрессий, где распространены локально и более широко развиты среди линейных депрессионных

структур, далеко вдающихся в складчатое обрамление пояса. Составы риолитов и риодацитов формации в блоках с натриевой специализацией близки к составу аналогичных пород формации АД, отличаясь меньшим содержанием калия и суммы щелочей. В блоках с калиевой специализацией, напротив, породы обладают повышенными содержаниями калия и более высокой щелочностью.

Одной из отличительных черт формации «Р» от «АД» является локальное развитие пропилитизации, в то время как в последней эти процессы обладают площадным распространением, что придает ей «кайнотипный блик».

Платобазальтовая трахириолитсодержащая формация (ТБ) локализована в пределах унаследованных и частично вновь образованных депрессий, в целом облекающих сводовые структуры. В центральной части ОЧВП состав пород отвечает толеитам, в то время как в блоках с калиевой специализацией — наиболее типичны оливиновые трахибазальты. Кислые породы (до 10%) обладают повышенной щелочностью и слагают отдельные потоки и многочисленные субвулканические тела.

Анализируя в целом положение вулканитов разных формационных типов в центральной части ОЧВП отметим, что вблизи границы внутренней зоны широко развиты андезиты «АД». На удалении от нее более широко развиты депрессии с полиформационным строением (АД, Р, ПБ). Вблизи континента все большее значение приобретают риолиты «Р».

Интрузивные формации образуют тесные ассоциации с вулканитами, как это подчеркивают все исследователи вслед за Е. К. Устиевым. Здесь же отметим лишь отдельные закономерности их размещения в пределах ОЧВП и на прилегающих площадях.

Устанавливается четкая зависимость между составами вулканитов и ассоциирующих с ними интрузивных формаций. В блоках с натриевой специализацией интрузии обладают малокалиевым составом. Во внутренней зоне преобладают тоналиты и плагиограниты, во внешней — наряду с малокалиевыми, калиево-натриевыми и натриевыми гранитоидами, появляются и сиениты натриевого ряда. Среди интрузий, ассоциирующих с платобазальтами, встречаются разности с нормативным нефелином (Арманская структура).

В пределах блоков с калиевой специализацией широко развиты граниты с повышенным содержанием калия (Омсукчанский комплекс), а также массивы, сложенные породами повышенной калиевой щелочности — монцодиориты, сиениты, щелочные граниты. Среди интрузий, ассоциирующих с платобазальтами, появляются разности с нормативным лейцитом.

В пределах ОЧВП интрузии распространены неравномерно, занимая большие площади в центральных частях унаследованных сводов. На удалении от последних они развиты только в пределах небольших сводовых поднятий. Объемы интрузивных тел в натриевых блоках меньше, чем в калиевых и почти нет интрузий среди вулканитов, выполняющих большие фланговые депрессионные структуры (Ульинский прогиб и др.).

Устанавливается закономерное изменение в составе интрузий от диоритов к гранитам и лейкократовым гранитам (с омоложением их возраста) по мере удаления от центральных частей сводов к их периферии, при уменьшении глубин становления пород от гипабиссальных к субвулканическим. Интрузивные массивы в перевулканической зоне пояса по составу принципиально не отличаются от интрузий в поясе (Юдин и др., 1967), нередко ассоциируют с незначительными проявлениями вулканизма (Сеймчанская структура). Отдельные массивы обладают некоторой спецификой петрохимического и геохимического состава («фаялитовые граниты»).

В центральной части ОЧВП и на прилагающей к ней территории Верхнеколымского свода выделяются 4 главные металлогенические зоны: 1 — золоторудная, («Главный золоторудный пояс»), совпадающая с контурами «промежуточной» зоны Верхнеколымского свода; 2 — оловорудная, совпадающая с «перевулканической» зоной пояса и включающая частично внешнюю часть ОЧВП; 3 — золото-серебряная, включающая остальную часть внешней зоны ОЧВП и 4 — медно-молибденовая, совпадающая с контурами внутренней зоны ОЧВП.

Коренные проявления золоторудной зоны представлены двумя формационными типами — золото-кварцевым и прожилково-вкрапленным золото-сульфидным, нередко тесно ассоциирующими с интрузиями известково-щелочных гранитов и комплексом малых интрузий.

Коренные месторождения оловорудной зоны представлены кварц-касситеритовыми, силикатно-олово-серебряными (преобладающими), а также серебро-полиметаллическими месторождениями, присутствующими как в блоках с натриевой, так и калиевой специализацией. При этом первые два типа тесно связаны с интрузиями разного состава — от гранодиоритов до лейкократовых гранитов; серебряно-полиметаллические месторождения связи с интрузивными образованиями обнаруживают далеко не всегда.

Устанавливается зональность смены кварц-касситеритовых месторождений силикатно-олово-серебряными и, наконец, серебро-полиметаллическимим по мере приближения к внешней зоне пояса. В пределах пояса также присутствуют олово-сульфидно-серебряные месторождения, находящиеся только в пределах блоков с натриевой специализацией, и деревянистого олова, известные только в блоках с калиевой специализацией. Связь этих проявлений с интрузиями не четкая, более тесно они связаны с вулкано-плутонической ассоциацией в целом.

Следует подчеркнуть наличие в перивулканической зоне и золоторудных проявлений разного типа, связь которых с магматическими формациями далеко не ясна. Р. Б. Умитбаевым показано, что как месторождения золота, так и олова присутствуют только в блоках с геосинклинальным основанием. Аналогичные по составу интрузии в унаследованных сводах оказываются безрудными.

Золото-серебряное оруденение в центральной части ОЧВП представлено двумя типами — кварц-адуляровым и родохрозит-родонитовым. Первый из них характерен для блоков с натриевой, а второй — для блоков с калиевой специализацией.

Рассмотрим некоторые закономерности локализации золото-серебряного оруденения.

Все проявления локализованы в пределах внешней зоны, в участках, удаленных от сводовых поднятий, характеризующихся отсутствием крупных интрузивов и полиформационным полным разрезом вулканогенных пород.

В разрезе вулканогенных формаций оруденение занимает определенное структурное и стратиграфическое положение, залегая преимущественно среди радиодацитов и частично андезитов в верхах разреза АД формации.

В пределах рудных полей устанавливаются определенные рудовмещающие толщи, к которым приурочена главная масса руд. Породы этих толщ обладают повышенным содержанием щелочей, в т. ч. калия и обогащены рудными компонентами. Рудовмещающие толщи обладают рез-

кими градиентами мощностей, увеличение которых фиксируют магмоподводящие каналы. Обычно они располагаются в бортах депрессионных структур длительного развития, вблизи ограничивающих эти структуры разломов. Вместе с тем, центральные части депрессионных структур еще мало изучены, так что вывод о приуроченности оруденения только к их бортам преждевременен.

Рудные тела обычно располагаются в участках изменения мощностей рудовмещающей толщи.

Для центральной части ОЧВП на ряде месторождений и проявлений рудовмещающей толщей является горизонт автобрекчий трахиандезитового состава, являющихся, по-видимому, продуктами гибридизма.

В отдельных случаях устанавливается, что наряду с жильными телами, повышенные концентрации рудных компонентов устанавливаются в пределах определенных уровней рудовмещающей толщи, подвергнутым избирательно-метасоматическим изменениям. В данном случае можно выделить не только рудоносную толщу, но и определенные потенциально рудоносные уровни в ее пределах.

ВЫВОДЫ

1. Состав магматических пород в каждом структурно-формационном блоке ОЧВП определяется строением фундамента. Устанавливается унаследованность щелочности пород в каждом блоке, что находит отражение в их металлогении. Для центральной части ОЧВП характерна натриевая и малокалиевая специализация магматических пород и наличие адуляр-кварцевых золото-серебряных и олово-сульфидно-серебряных проявлений, отсутствующих в блоках с калиевой специализацией.

2. Устанавливается зональность — латеральная и возрастная — магматических формаций и связанного с ними оруденения относительно центров сводов.

3. Четко выражена и вертикальная зональность, в частности, проявленная в смене золото-серебряного оруденения нижнего структурного этажа — серебро-олово-полиметаллическим — верхнего.

4. Поиски мало эродированных золото-серебряных месторождений следует проводить в первую очередь вблизи контакта двух формаций — андезит-дацитовой (вмещающей основные объемы руд) и риолитовой.

ЛИТЕРАТУРА

Белый В. Ф. Формация и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М., Наука, 1978.

Осипов А. И. Позднемезозойское тектоно-магматическое развитие западной части Охотско-Чукотского водораздела. Новосибирск, Наука, 1975.

Умитбаев Р. Б. Структурно-металлогеническое районирование и главные типы рудоконтролирующих структур Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. В кн.: Геолого-геохимические особенности месторождений полезных ископаемых на Северо-Востоке СССР. Труды СВКНИИ вып. 69, 1976.

Умитбаев Р. Б., Садовский А. И., Сидоров А. А., Смирнов В. Н. Основные черты строения и металлогении Охотско-Чукотской области. Советская геология, № 9, 1981.

Юдин С. С., Юдина В. Н., Красильникова А. А. Основной тип рудоконтролирующих структур Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. ДАН СССР, 1967.

Н. М. Давиденко

ОСНОВНЫЕ РОССЫПЕОБРАЗУЮЩИЕ ФОРМАЦИИ СССР

Для целей прогнозирования россыпной золотоносности в новых районах целесообразно использовать классификации коренных источников, основанные на особенностях вещественного состава руд и закономерностях их размещения (Петровская, 1967, 1973; Тимофеевский, 1971; Шило, 1981; Быховский и др., 1981). На этой основе в СССР выделяется ряд россыпеобразующих формаций. Каждая из них представляет собой естественные группы проявлений золоторудной минерализации с адекватными особенностями состава и строения, закономерно повторяющимися в однотипных геолого-структурных и металлогенических обстановках. Эти формации значительно различаются между собой и характером образуемых россыпей.

В качестве основных россыпеобразующих формаций в СССР могут быть выделены следующие: золото-кварцевая малосульфидная; золото-сульфидно-кварцевая (с содержанием сульфидов около 5—10%); золото-сульфидная с содержанием сульфидов около 50% и больше); золото-серебряно-адуляр-кварцевая (с содержанием сульфидов до 1—2%) и несколько условно выделяемая золото-кварцево-аргиллитовая малосульфидная (с содержанием сульфидов около 5%, а иногда и значительно больше). Главной среди них является **золото-кварцевая малосульфидная.** Ее типичные проявления представлены, в основном, простыми четковидными, седловидными и т. п. жилами выполнения и минерализованными зонами дробления, иногда и зонами метасоматитов. К своеобразным проявлениям данной формации относятся и серии альбит-кварцевых прожилков преимущественно в дайках с сульфидной вкрапленностью.

Основные месторождения данной формации тяготеют к осевым зонам крупных горст-антиклинальных поднятий и контролируются системами тектонических трещин, преимущественно продольных и поперечных простиранию складчатых структур.

Пояса золотоносных жил и минерализованных зон данной формации пространственно нередко связаны с поясами даек среднего и кислого состава.

Среди слагающих коренные месторождения рассматриваемой формации жильных систем выделяются своими параметрами и богатством руд «стержневые», главные жилы. Они характеризуются резко неравномерным распределением золота по порстиранию и по падению. Их верхние горизонты обычно заключают повышенные концентрации минералов главной продуктивной ассоциации и, соответственно, золота. Такие жилы весьма благоприятны для образования россыпей.

Зоны околорудных изменений, как правило, имеют мощность в десятки сантиметров. В них интенсивно развиты серицит, пирит, арсенопирит, альбит, кварц, хлорит, иногда графит, участками — железисто-магнезиальные карбонаты, пирротин, титаномагнетит (реже — халькопирит и другие минералы.

Для околожильно измененных пород формации характерен вынос кремнезема и кальция, реже магния и других компонентов при накоплении воды, углекислоты, серы, фтора, мышьяка, реже других компонентов. С глубиной концентрации мышьяка и серы возрастают. Породам, вмещающим золоторудные столбы, свойственны повышенные кон-

центрации серы мышьяка, золота, железа и относительно низкие содержания CO_2.

Жилы данной формации обычно на 95—96% сложены крупно- и среднезернистым молочнобелым кварцем. В нем развиты прожилки относительно мелкозернистого голубовато-серого кварца, ассоциирующего с галенитом реже — сфалеритом, самородным золотом и другими минералами. Для золотоносных жил характерны друзы и скопления всестороннеограненных кристаллов полупрозрачного и прозрачного кварца, иногда в ассоциации с изометричными кристаллами золота (рис. 1). В жилах встречаются гнездовидные скопления шеелита, реже — берилла.

Текстуры руд на верхних горизонтах месторождений, в основном, прожилковые и брекчиевые, на средних — массивные, сфероидальные, пятнистые, а с глубиной преобладающими становятся полосчатые и пятнистые. Структура руд преимущественно аллотриоморфнозернистая, участками гипидиоморфнозернистая.

Самородное золото в рудных телах распределено весьма неравномерно. Оно тяготеет, как правило, к прожилкам относительно мелкозернистого голубовато-серого кварца, субпараллельным зальбандам, развитым, главным образом, вблизи висячих зальбандов жил, реже в их середине и лежачем боку. Повышенные концентрации золота отмечаются и вдоль контактов пластинчатых ксенолитов вмещающих пород.

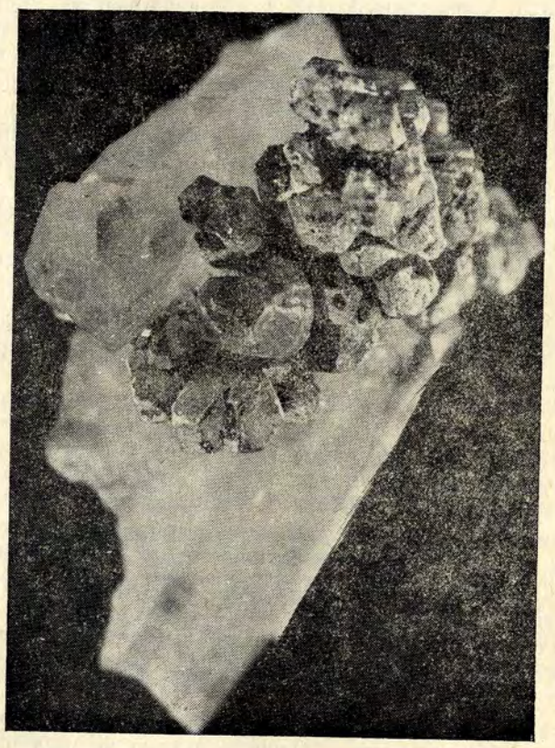


Рис. 1. Щетка кристаллов золота в ассоциации с горным хрусталем, ув. 4,5

Золото наблюдается в виде цементационных гнездовидных образований и коротких трещинных выделений в крупнозернистом раннем кварце, а также вкраплено в сингенетичном кварце продуктивной ассоциации. Основная масса золота крупнее 0,25 мм. На долю мелкого (—0,25 мм) золота обычно приходится не более 10—15%. Для золоторудных столбов характерны и крупные размеры выделений золота. Морфология золота в верхних горизонтах рудных тел преимущественно тонкопластинчатая, чешуйчатая и столбчатая, иногда друзовидная. В более глубоких горизонтах увеличивается доля комковидных и паукообразных цементационных образований золота с относительно массивной центральной частью. Здесь развиты и интерстициальные выделения золота. Они в основном угловатые, компактные.

Особо богатые золоторудные гнезда представляют собой пучки различно ориентированных обильно золотоносных прожилков относительно мелкозернистого голубовато-серого кварца в дробленой массе крупнозернистого кварца, арсенопирита в меньшей мере — других минералов (рис. 2.).

Самородное золото месторождений отвечает неправильному и смешанному морфологическим типам при подчиненном значении идиоморфного типа (Петровская, 1973). Ограненные кристаллы золота в большинстве случаев октаэдрического габитуса или являются комбинациями куба, или октаэдра.

Известные самородки золота могут быть объединены в три группы: цементационные, преимущественно уплощенные образования в дробленой кварцево-жильной массе; друзы изометричных кристаллов в ассоциации с ограненным кварцем и, наконец, грубодендритоидные выделе-

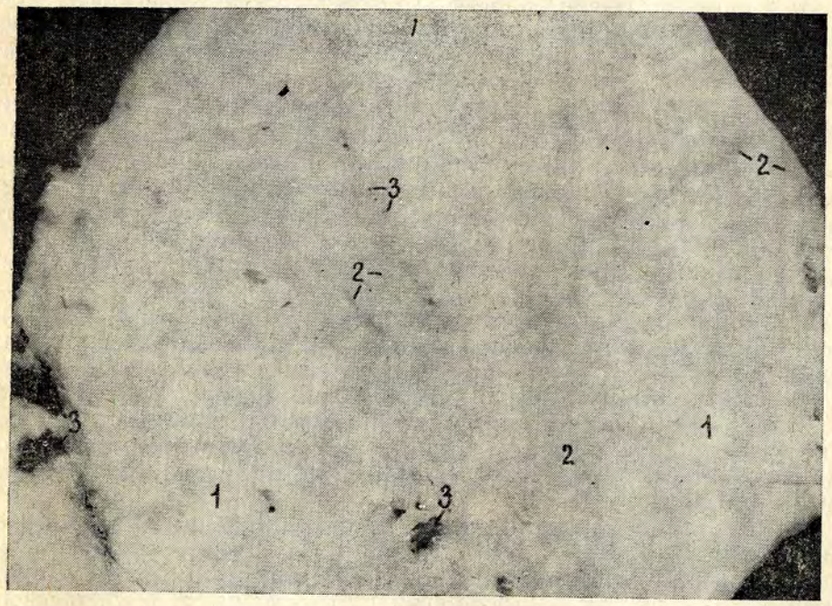


Рис. 2. Дробленый крупнозернистый молочно-белый кварц (1), пронизанный прожилками относительно мелкозернистого кварца (2) в ассоциации с самородным золотом (3). Штуф, натур. вел.

ния. Встречаются и сложные по строению агрегаты золота с чертами, присущими самородкам разных групп.

Пробность золота в основном около 850—915. Ему присущи заметные содержания серебра (около 8—20%). Остальные примеси в сумме составляют около 1%. Среди них наиболее существенны мышьяк, свинец, ртуть. В самородном золоте намечается прямая корреляция пробы и степени идиоморфизма или совершенства морфологии выделений.

Минералы золотоносных кварцевых жил содержат большое количество флюидных включений, размеры которых варьируют от тысячных долей мм до 0,01, реже — до 0,1 мм. В жильных минералах формации, прежде всего в основных генерациях кварца, присутствуют разнотипные сингенетичные включения (от ранних газовых, более поздних трехфазных с жидкой углекислотой и поздних жидких с незначительной газовой составляющей). В составе газовых фаз первичных включений около 75—95% объема занимает CO_2, остальное — в основном N_2 и CH_4.

Давление, определенное по трехфазным включениям в раннем крупнозернистом молочно-белом кварце, достигает 1000—1200 атмосфер, а в относительно мелкозернистом кварце поздней продуктивной ассоциации варьирует около 280—320 атмосфер.

Таким образом, особенности минерального состава и флюидных включений указывают на длительное рудоотложение в условиях многократных изменений физико-химических параметров минералообразующей среды.

В сульфидах руд главной россыпеобразующей золото-кварцевой формации значение $\delta^{34}S$ колеблется от —9,7 до —6,2‰, что указывает на обогащенность их среды легким изотопом.

Коренные источники золото-кварцевой малосульфидной формации по указанным выше особенностям минеральных парагенезисов и характеру геологического контроля соответствуют плутоногенному классу гидротермальной группы месторождений (Смирнов, 1976). Они залегают в песчаниково-сланцевых, часто высокоуглеродистых, флишоидных толщах мезозойского возраста и в дайках основного и среднего состава.

С коренными источниками данной формации при их существенном эрозионном срезе и благоприятных тектоно-геоморфологических условиях связаны аллювиальные россыпи преимущественно крупного (+0,25 мм) высокопробного золота. Они группируются в золото-россыпные узлы и районы. Рудовмещающие толщи данных районов (иногда совместно с залегающими в них силлами габбро-диабазов) смяты в линейные складки и прорваны поясами гранитоидных малых интрузий преимущественно натриевого ряда. Такие золотоносные районы характерны для миогеосинклинальных складчатых структур, контролирующих металлогенические зоны преимущественно сиалического геохимического профиля. Золотороссыпные узлы этих районов примыкают к полям роговиков, окаймляющих выходы штоков биотит-роговообманковых гранитоидов, или охватывают зоны ороговикования над невскрытыми интрузиями.

В эндо- и экзоконтактных зонах этих гранитоидных штоков встречаются кварцевые жилы с золото-редкометальной минерализацией. Они рассматриваются некоторыми авторами как минеральный тип золото-кварцевой малосульфидной формации. Но отличия их вещественного состава, геологического контроля и россыпеобразующих способностей указывают на целесообразность выделения таких жил в качестве одноименной самостоятельной рудной формации.

Золото-редкометально-кварцевая рудная формация в регионе представлена линзовидными и четковидными жилами выполнения. Они приурочены к контракционным трещинам. Контакты жил четкие, относительно ровное, крутопадающие.

Околожильные изменения данной формации по концентрациям гидроксила, мышьяка и выносу кремнезема идентичны присущим золото-кварцевой малосульфидной формации.

Текстуры руд в основном массивные, вблизи зальбандов жил иногда полосчатые, в середине жил изредка гребенчатые. Структура руд неравномернозернистая. Жилы обычно сложены крупнозернистым, в меньшей мере мелкозернистым кварцем, суммарное содержание которого варьирует около 96—97%. В них отмечается вкрапленность арсенопирита, висмутина, реже — самородного висмута, тетрадимита, пирита, иногда касситерита, вольфрамита, самородного золота и др. В небольших количествах присутствуют мусковит, хлорит, сероватый халцедон и другие минералы (Найбородин, 1966).

Крупность выделений золота в рудных телах варьирует около 0,04—0,15 мм. Изредка отмечаются более крупные выделения. Основными примесями его являются серебро, олово, медь, висмут и ртуть.

В кварце жил доминируют изометричные, амебовидные и овальные включения с весьма высоким содержанием CO_2, в том числе в виде трехфазных включений. Размер флюидных включений варьирует около 0,005—0,022 мм. В большинстве из них соотношение фаз следующее: водный раствор — 60—65%, жидкая углекислота — 25—30%, газ — 5—15%. Изредка в кварце встречаются и двухфазные включения. Они имеют наполнение около 85% и гомогенизируются в жидкую фазу при температуре 230—235°С.

С рудопроявлениями данной формации связаны шлиховые ореолы, реже мелкие россыпи золота в ассоциации с касситеритом и вольфрамитом. В россыпях размер золотин иногда достигает нескольких мм в поперечнике.

Золото-сульфидно-кварцевая россыпеобразующая формация еще недостаточно изучена. К ней иногда относятся проявления разных рудных формаций, в частности, золото-антимонит-кварцевой, золото-алюмосиликатной, меднопорфировой и др. Их общими свойствами являются сходные количества сульфидов в рудных телах и относительно мелкие размеры выделений основной массы золота, а также невысокая линейная насыщенность и мелкие, реже средние масштабы образуемых россыпей. Вместе с тем, проявления отмеченных рудных формаций существенно различаются рядом особенностей.

Золото-антимонит-кварцевая рудная формация представлена поясами жил и минерализованных зон, окаймляющих (как правило с одной стороны) районы интенсивного развития главной россыпеобразующей золото-кварцевой малосульфидной формации. Месторождения и рудопроявления формации тяготеют к полям развития липаритов, кварцевых, порфиров, дацитов и т. п. образований, залегающих в песчаниково-сланцевой толще мезозоя.

Контакты рудных тел неровные, резкие, падение их крутое. Вертикальный размах оруденения превышает первые сотни метров.

Для зон околорудных изменений характерны обширные ореолы аргиллизации с интенсивным развитием диккита и кварца, а также характеризуются накоплением кремнезема, кальция, калия, сурьмы при выносе углекислоты.

Текстуры руд преимущественно пятнистые и прожилковые, часто такситовые, реже крустификационные. Структура руд неравномернозернистая, волокнистая и т. п.

В антимонит-кварцевых жилах и минерализованных зонах наиболее ранним минералом является крупнозернистый молочно-белый кварц. Он пересекается мелкозернистым халцедоновидным кварцем. Антимонит в рудных телах распределен весьма неравномерно, образуя гнездовидную вкрапленность и почти монолитные линзы до 30 см и больше в поперечнике.

Золото в жилах и минерализованных зонах данной формации в основном мелкокомковатое. Оно в рудных телах распределено весьма неравномерно. Максимальные концентрации золота отмечаются в зонах пространственного совмещения золото-антимонит-кварцевой формации с другими рудными формациями, в первую очередь с золото-кварцевой малосульфидной и с золото-сульфидной.

В минералах антимонит-кварцевых жил доминируют мельчайшие жидкие включения и встречаются мелкие газово-жидкие включения. В них масспектрометрическим анализом установлены (в %%): CO_2 — 25,77, N_2 — 2,97, CH_4 — 2,78, H_2 — 68,48.

Сера антимонита характеризуется заметным обогащением легким изотопом. Ее $\delta^{34}S$ варьирует от —7,9‰ до —13,8‰.

Собственно золото-сурьмяные рудопроявления региона обычно, главным образом, из-за малой величины их эрозионного среза не сопровождаются россыпями.

К золото-сульфидно-кварцевой группе коренных источников относятся и золото-серебряно-полиметаллически-кварцевые жилы и минерализованные зоны, ассоциирующие с вулканитами кислого и среднего состава. Они известны в крупных прогибах эвгеосинклинального типа и еще мало изучены. Зонам их околорудных изменений свойственны адуляризация, альбитизация, окварцевание, карбонатизация, хлоритизация, серицитизация и аргиллизация. Текстуры руд в основном брекчиевые, пятнистые, массивные. Структура их обычно неравномернозернистая, иногда типа замещения или эмульсионная. Преобладающим минералом руд является мелкозернистый серый кварц с мелкими (около 0,004—0,007 мм) жидкими микровключениями. Кроме того, присутствуют родохрозит, кальцит, иногда аметист, голубоватосерый халцедон и адуляр. Рудные минералы развиты в виде гнездовидных скоплений, образованных пиритом, сфалеритом, галенитом, реже халькопиритом, в меньшей мере — сульфосолями серебра, бурнонитом, тетраэдритом, мелкокристаллическим арсенопиритом и др.

В рудах видимое золото встречается редко, главным образом, в ассоциации со сфалеритом и галенитом, иногда в прожилках мелкозернистого кварца. Оно преимущественно тонкопластинчатое, тонкодендритоидное, зеленовато-желтого цвета.

С зонами окисления золото-серебряно-полиметаллически-кварцевых месторождений связаны небольшие россыпи тонкопластинчатого и чешуйчатого золота. Для них весьма характерны тонкие дендриты (рис. 3).

Золото-сульфидная группа коренных источников россыпей еще слабо изучена. Рудные тела представлены штокверками прожилково-вкрапленной минерализации, включающими мелкие колчеданные жилы и залежи. Они локализуются в полях вторичных кварцитов, тяготеющих к эндо- и экзоконтактным зонам гипабиссальных и субвулканических образований габбро-монцонит-сиенитового комплекса. Коренные источники присущи эвгеосинклинальным прогибам, контролирующим металлогенические зоны преимущественно фемического профиля. Околорудные изменения характеризуются окварцеванием, карбонатизацией, биотитизацией, турмалинизацией, эпидотизацией и т. п. Текстуры руд обычно массивные, полосчатые, пятнистые. Структура их, как правило, замещения. Руды содержат средне- и мелкозернистый кварц, пирит, халькопирит, магнетит, в меньшем количестве пирротин, борнит, халькозин, марказит, иногда арсенопирит, висмутин, галенит, барит, гипс, самородное золото и другие. Макроскопическое золото в рудах встречается крайне редко и наблюдается в виде чешуйчатых, пластинчато-каркасных, изредка груботалитчатых и т. п. выделений в кварце, магнетите (рис. 4) и пирите. Размеры его выделений варьируют около 0,01—0,1 мм. Характерными примесями самородного золота являются серебро, медь, теллур, висмут и железо. В кварце рудопроявлений, наряду с доминирующими газово-жидкими, имеются и трехфазные включения с прозрачными кубическими микрокристаллами солей.

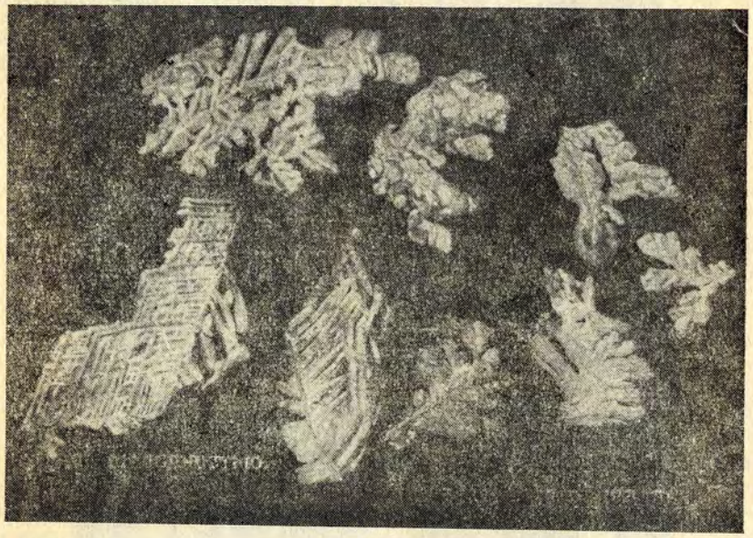


Рис. Дендриты золота, увл. 10

С коренными источниками собственно золото-сульфидной группы связаны средние и мелкие россыпи золота с низкой, реже средней линейной насыщенностью. Они объединяются в рудно-россыпные узлы и характеризуются локально-площадным размещением.

Золото-серебряно-адуляр-кварцевая группа коренных источников золота подробно рассмотрена в работах А. А. Сидорова (1965). Она наименее благоприятна для образования россыпей золота. С месторождениями данной группы связаны только шлиховые ореолы и россыпи тонкочешуйчатого золота весьма низкой линейной насыщенности. Они залегают преимущественно в андезитах, андезито-базальтах, дацитах, липаритах и позднемезозойских терригенных толщах вулканических поясов.

Золото-кварцево-аргиллитовая малосульфидная группа коренных источников пока лишь предполагается в некоторых районах срединных массивов.

Рис. 4. Сросток магнетита (серое) с золотом (2). Аншлиф, ув. 10

Коренные источники данной группы представлены, главным образом, пологими залежами метасоматитов золото-сульфидно-кварцево-аргиллитового состава, в меньшей мере — крутопадающими кварцевыми жилами замещения и сопряженными с ними сульфиднокарбонатно-кварцевыми залежами. Они локализуются в карбонатных и терригенно-карбонатных толщах чехла кристаллических щитов и приурочены к зонам тектоно-магматической активизации. Наиболее значительные залежи ассоциируют с субщелочными интрузиями.

Связанные с ними россыпи характеризуются мелкими (—0,25 мм) и тонкими размерами золота, для них характерна высокая линейная насыщенность.

Таким образом, известные группы коренных источников россыпей золота выделяются типоморфными признаками и россыпеобразующими способностями, что должно учитываться при локальном прогнозировании геологоразведочных работ в новых золоторассыпных районах.

ЛИТЕРАТУРА

Быховский Л. З., Гурвич С. И., Патык-Кара Н. Г., Флеров И. Б. Геологические критерии поисков россыпей. М., Недра, 1981.

Найбородин В. И. Золото-теллур-висмутовые рудопроявления в Западной Чукотке. «Колыма», № 8, 1966.

Петровская Н. В. Минеральные ассоциации в золоторудных месторождениях Советского Союза. Труды ЦНИГРИ, вып. 76, 1967, с. 78—113.

Петровская Н. В. Самородное золото. М., Наука, 1973.

Сидоров А. А. Золото-серебряное оруденение Центральной Чукотки. М., Наука, 1966.

Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М., Недра, 1976.

Шило Н. А. Основы учения о россыпях. М., Наука, 1981.

В. В. Давиденко

СТАТИСТИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА РУДОНОСНОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ КАЗАХСТАНА

Вопросы достоверности оценки рудоносности геологических образований имеют важнейшее значение как для теоретических построений, так и для практических целей. В первом случае такие оценки являются исходными для суждения о связях тектонических и рудных процессов; во втором — только надежные оценки позволяют сформулировать и, соответственно, надежные металлогенические заключения. Особенно велика их роль при прогнозировании рудной минерализации.

Изложенные материалы представляют фрагменты результатов оценки рудоносности геологических образований Казахстана, полученные для объектов иерархически соподчиненного ряда: геологическая формация толща (массив) горная порода (ассоциация горных пород). С учетом полученных данных оценены особенности локализации (металлогеническая специфика) руд свинца и цинка в целом для Казахстана; для каждой цинк-свинцовой провинции в его пределах; раздельно магматических зон (подзон); металлогенических областей; рудных зон; месторождений этих полезных ископаемых. В соответствии с разработанными принципами описания геологических образований разного масштаба оценена интенсивность оруденения для каждой разновидности объектов названного иерархического ряда относительно их вещественного состава, строения (структуры), геологической (и тектонической) обстановки. Такие оценки позволили сформировать вполне надежные критерии выделения перспективных геологических образований для всех уровней прогнозирования. Надежность критериев, во-первых, определяется введением в прогнозную систему критериев с максимальными значениями оценок рудоносности. Надежность критериев определяется также тем, что учтены все рудоносные объекты (как месторождения полезных ископаемых, так и рудопроявления), зафиксированные в пределах конкретного геологического тела. Сформированные критерии имеют, таким образом, и высокую статистическую достоверность. Отдельные результаты такого подхода были изложены ранее автором.

Излагаемые ниже материалы ограничиваются краткой характеристикой полученных оценок рудоносности геологических формаций и только для их разновидностей — по вещественному составу.

Исходные данные. Решаемая задача. Объектом исследования являлась геологическая формация (в границах структурно-формационной карты Казахстана, составленной Ляпичевым Г. Ф.). Анализ размещения свинцово-цинковой минерализации продемонстрировал, что все известные месторождения и подавляющее число рудопроявлений приурочены только к трем складчатым системам Казахстана: Кокчетав-Северо-Тяньшанской, Джунгаро-Балхашской, Зайсанской.

Заметим, что из 80 геологических формаций этих провинций свинцово-цинковая минерализация приурочена к 45 формациям. **Задача** исследований состояла в установлении того, какие именно формации рудоносны; как распределяется оруденение по формациям; какие по составу формации наиболее «благоприятны» для локализации повышенных концентраций свинца и цинка и, следовательно, наиболее важны в практическом отношении; как распределяется оруденение относительно провинций Казахстана.

Задача оценки рудоносности была решена как задача вычисления условных вероятностей (по Саважу Л.) согласно принципу частоты встречаемости. По этому способу геологическое тело (формация в нашем случае) с большей частотой встречаемости целевого признака (месторождения или рудопроявления) обладает и большей оценкой. По этим значениям строится ранжированный ряд геологических формаций, первые элементы ряда — наиболее «благоприятные» для локализации месторождений формации. Формируя различные выборки, можно получать оценки рудоносности объектов разного ранга.

Сведения о распределении оруденения 45 геологических формаций, в пределах которых известна свинцово-цинковая минерализация, систематизированы и приведены на рис. 1. Краткие комментарии сводятся к следующему. Весьма велико разнообразие геологических формаций по интенсивности оруденения: выделяются формации с небольшим числом и только рудопроявлений (красноцветная молассовая континентальная, аляскитовая и др.); выделяются и формации, вмещающие основное количество месторождений и рудопроявлений. Так, формации карбонатная, базальт-кремнисто-терригенно-карбонатная, терригенно-андезит-базальтовая морская, молассовая и кварц-кератофировая несут в сумме 70% всех известных месторождений и почти 30% рудопроявлений свинца и цинка.

Распределение оруденения по группам геологических формаций показано на рис. 2. Устанавливается, что из пяти групп (осадочная, вулканогенно-осадочная, вулканогенная, интрузивная, метаморфическая) по числу месторождений группа вулканогенно-осадочных формаций в два раза превосходит осадочные; осадочные формации, в свою очередь, едва ли не в 2 раза превосходят группу вулканогенно-осадочных по числу рудопроявлений. Столь же интересен факт примерно одинакового числа рудопроявлений в группах вулканогенно-осадочных и вулканогенных формаций, что может иметь известное значение для прогнозных целей. Формирование различных выборок геологических формаций с последующим вычислением распределения рудных объектов разнообразно. Такие выборки могут создаваться для получения оценок под практически любую гипотезу или для получения оценок любых положений гипотезы с целью или их проверки, или использования гипотез (и их положений) для решения тех же задач прогнозирования свинцово-цинковой минерализации. В качестве примера можно привести результаты оценки тех же групп геологических формаций в зависимости от их приуроченности к этапам геосинклинального развития: собственно геосинклинальному, предорогенному орогенному (рис. 3). По

этим результатам четко видно, что рудоносными являются вулканогенно-осадочные формации только собственно геосинклинального этапа развития (что очень важно, поскольку резко локализуется область выявления тектонических этапов, с которыми связана максимальная по интенсивности свинцово-цинковая минерализация). Эти результаты столь же однозначно демонстрируют, что свинцово-цинковая минерали-

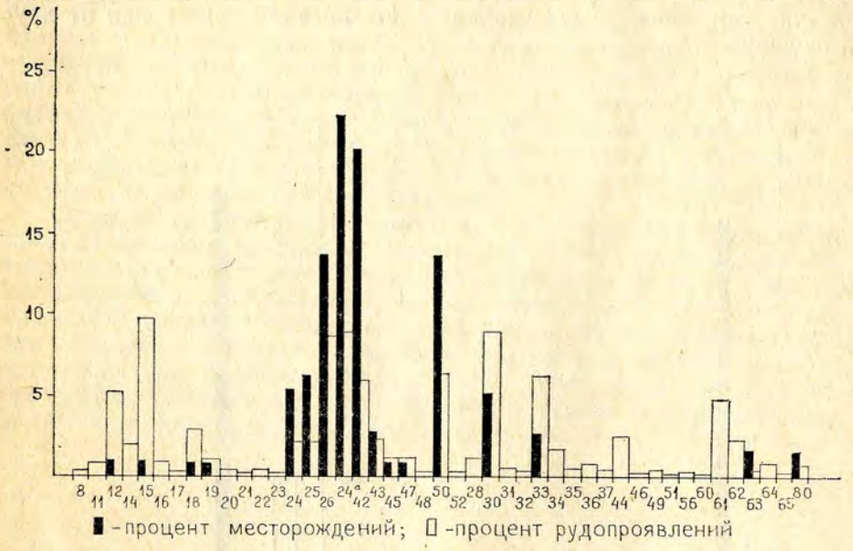


Рис. 1. Распределение оруденения по геологическим формациям:
8 — красноцветная молассовая континентальная; *11* — пестроцветная молассовая прибрежно-морская; *12* — сероцветная молассовая морская; *14* — флишоидная; *15* — граувакковая; *16* — конгломерат-сланцево-песчаниковая; *17* — известково-конгломерат-песчаниковая; *18* — сланцево-песчаниковая; *19* — глинисто-сланцевая; *20* — кварцево-песчаниковая прибрежно-морская; *21* — кремнистая; *22* — кремнисто-сланцевая; *23* — терригенно-кремнисто-карбонатная; *24* — карбонатно-терригенная; *25* — карбонатно-сланцевая; *26* — карбонатная; *24а* — базальт-кремнисто-терригенно-карбонатная; *42* — терригенно-андезит-базальтовая морская; *43* — терригенно-андезитовая; *45* — терригенно-андезит-базальтовая; *47* — терригенно-базальтовая; *48* — кремнисто-карбонатно-базальтовая; *50* — кварц-кератофировая; *52* — кремнисто-диабазовая; *28* — липаритовая; *30* — туфолипаритовая; *31* — трахилипаритовая; *32* — дацитовая; *33* — андезито-липаритовая; *34* — андезитовая; *35* — андезито-базальтовая; *36* — терригенно-базальтовая; *37* — трахибазальтовая; *44* — андезитовая; *46* — андезито-базальтовая; *49* — базальтовая; *51* — спилит-кератофировая; *56* — гранитовая; *66* — аляскитовая; *64* — габбро-диорит-гранодиоритовая; *65* — граносиенит-сиенитовая; ***80* — метаморфическая**

зация — продукт в подавляющей степени собственно геосинклинального развития (вывод, имеющий существенное прогнозное значение).

По отдельным металлогеническим провинциям закономерности размещения оруденения столь же разнообразны.

а) В Зайсанской провинции кварц-кератофировая формация содержит более 90% всех известных месторождений и только 20% рудопроявлений.

в) В Джунгаро-Балхашской — 61% месторождений сосредоточен в образованиях базальт-кремнисто-карбонатно-терригенной формации. Здесь же значительную роль играют карбонатно-сланцевая и карбонатно-терригенная формации.

в) В Кокчетав-Северо-Тяньшанской провинции вулканогенно-осадочные формации для локализации свинцово-цинкового оруденения не имеют существенного значения. Наиболее важны в ее пределах карбонатная, карбонатно-терригенная и липаритовая формации а также сланцево-песчаниковая, гранодиорит-гранитовая и метаморфическая формации. Это обстоятельство резко отличает Кокчетав-Северо-Тяньшанскую провинцию по особенностям локализации оруденения от других провинций.

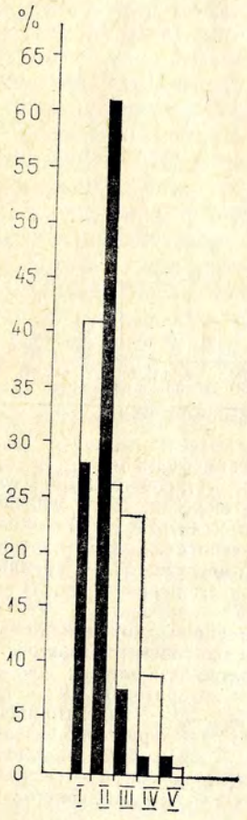


Рис. 2. Распределение оруденения по геологическим группам формаций: I — осадочные формации; II — вулканогенно-осадочные формации; III — вулканогенные; IV — интрузивные; V — метаморфические

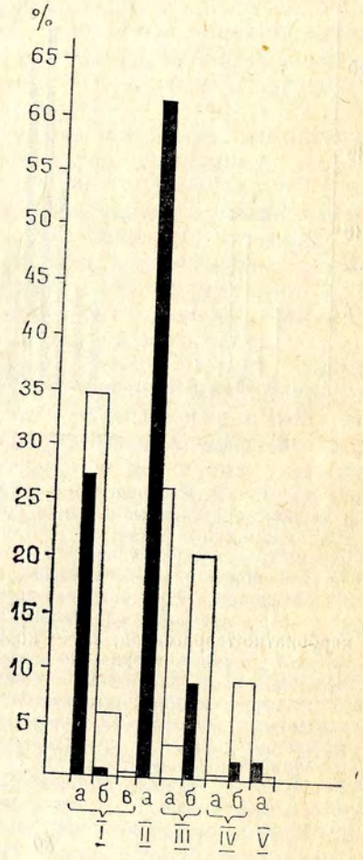


Рис. 3. Распределение оруденения по этапам формирования складчатых систем:
а — геологические формации геосинклинального этапа развития, *б* — предорогенного этапа развития, *в* — орогенного этапа развития:
I — осадочные, II — вулканогенно-осадочные, III — вулканогенные, IV — интрузивные, V — метаморфические

Практический интерес имеют сформированные системы критериев для целей прогнозирования свинцово-цинковой минерализации на основании анализа тектонических данных. Эту систему сформировали наиболее значимые факторы локализации, основанные на оценке не только геологических формаций. Приведем содержание прогнозной системы, установленной при анализе тектонической позиции оруденения Джунгаро-Балхашской провинции: а) тектонический этап — субгеосинклинальный; б) тектонический период — трансгрессивный; в) геологическая формация — базальт-кремнисто-карбонатно-терригенная и карбонатно-сланцевая; г) палеогеографическая обстановка периода рудонакопления — парамиогеосинклиналь; д) сложность предшествующего тектонического развития — участки, прошедшие в своем развитии три тектонических этапа. Подчеркнем, что система прогнозных критериев, установленная для Кокчетав-Северо-Тяньшанской провинции, существенно иная и более отличная для Зайсанской.

Даже столь краткие результаты оценки рудоносности вмещающих свинцово-цинковое оруденение складчатых систем подтверждают положение о зависимости рудной минерализации от особенностей строения и тектонического развития рудоносных геологических образований и заставляют весьма ответственно подходить к формированию прогнозных критериев, правильно использовать принципы аналогии при переносе познанных закономерностей в одном регионе (в пределах одной складчатой системы) для целей выделения перспективных площадей в регионах, отличных по геологической ситуации.

УДК 553.411+553.412

Золотое и серебряное оруденение стратиформного типа. Константинов М. М. Труды ЦНИГРИ, вып. 191, 1984.

Кратко охарактеризованы современные концентрации цветных и благородных металлов в рифтогенных структурах дна морей и океанов. Рассмотрены осадочные, вулканические и метаморфические формации, с которыми связаны стратифицированные накопления благородных металлов в комплексных месторождениях и месторождениях золотых и серебряных руд. Намечены геохимические ассоциации элементов, устойчиво повторяющиеся в определенных рудоносных геологических формациях. Подчеркнуто значение сочетаний углистых и карбонатных фаций в составе рудоносных формаций для промышленных концентраций благородных металлов. Библ. 15.

УДК 553.44

Рудоносные формации свинцово-цинковых месторождений. Филатов Е. И. Труды ЦНИГРИ, вып. 191, 1984.

В статье рассматриваются рудоносные геологические формации семи основных геолого-промышленных типов свинцово-цинковых месторождений. Табл. 1, библ. 8.

УДК 552.11:553.21

Смешение магм как возможный механизм формирования рудоносных магматических комплексов. Шашкин В. М. Труды ЦНИГРИ, вып. 191, 1984.

Показано широкое развитие гибридных признаков в породах меловых магматических формаций Балыгычано-Сугойского района, проявляющихся в их петрографических, петрохимических и геохимических особенностях. Установлено участие процессов смешения магм и флюидно-магматического взаимодействия кислого и базальтоидного магматизма при формировании рудоносных магматических комплексов и предложена вероятная генетическая рудно-магматическая модель формирования серебряного и оловянного оруденения. Илл. 3, библ. 14.

УДК 553.435:553.22

О рудно-метасоматических ассоциациях колчеданных месторождений. Чекваидзе В. Б. Труды ЦНИГРИ, вып. 191, 1984.

Рассматриваются закономерно повторяющиеся сообщества околорудных метасоматитов и руд, проявленные на различных уровнях организации вещества, начиная от формационного и кончая минеральным. Илл. 1, библ. 19.

УДК 553.44.069:552.5

Формационно-фациальная характеристика карбонатных толщ, вмещающих стратиформные свинцово-цинковые месторождения. Донец А. И. Труды ЦНИГРИ, вып. 191, 1984.

Рассмотрены обстановки формирования карбонатных толщ, образующих три главных рудоносных формации — карбонатную слоистую, карбонатную рифогенную и карбонатную смешаную. Проанализированы литолого-фациальные условия локализации стратиформных свинцово-цинковых залежей. Илл. 1, библ. 7.

УДК 553.22:553.411

Метасоматические формации на золоторудных месторождениях. Лайпанов Х. Х. Труды ЦНИГРИ, вып. 191. 1984.

На золоторудных месторождениях выделены основные формации метасоматитов, различающиеся условиями формирования, сопутствующей золоторудной формацией и минералого-геохимическими особенностями руд, объединенные в два формационных ряда — вулканогенный и плутоногенный. Табл. 1, библ. 17.

УДК 553.411:552.321.6

Формация золотых руд в ультраосновных породах. Берзон Р. О. Труды ЦНИГРИ, вып. 191, 1984.

Локальные метасоматические тела в альпинотипных гипербазитах, являющиеся побочными продуктами серпентинизации, нередко оказываются золотоносными. Они выделяются в особую известково-силикатную золоторудную формацию с ведущими минеральными типами: 1) родингитами — везувиан-гроссуляр-хлорит-цоизитовыми телами с широким набором фациальных разновидностей, 2) хлорит-гранат-пироксеновыми породами («хлограпитами»), 3) антинолитит-вермикулититовыми метасоматитами и другими. Золото в них ассоциирует, главным образом, с минералами известково-силикатной группы и характеризуется высокими содержаниями ртути и меди. Библ. 2.

УДК 553.412.067

Вулканогенная серебряная минерализация в орогенной структуре мезозоид. Косовец Т. Н., Карпинский Н. И., Зарудный Н. Н., Суховерков В. Г., Щитова В. И., Мухаметова Н. А. Труды ЦНИГРИ, вып. 191, 1984.

Рассматривается металлогения субмеридиональной структуры, которая контролирует размещение серебросодержащих и серебряных проявлений в различных структурно-формационных зонах. Серебряная минерализация субвулканического массива, располагающегося в створе этой структуры, характеризуется «гибридным» характером минерального состава, сочетающим особенности золото-серебяных, золото-сурьмяных и оволо-полиметаллических руд. Илл. 1, библ. 11.

УДК 552.323.5:553.44(571.15)

Фации рудоносной базальт-риолитовой формации Рудного Алтая. Пугачева И. П. Труды ЦНИГРИ, вып. 191, 1984.

Рассмотрен фациальный состав рудоносной вулканогенной формации девонского возраста разных рудных районов Рудного Алтая. Приводятся данные о распространенности, строении и составе пород основных фаций формации. Выделены рудовмещающие фации. Библ. 14.

УДК 551.26:553.411.044(574.4)

Стратиграфо-формационные критерии прогноза золотого оруденения в терригенных толщах. Фогельман Н. А., Алекторова Е. А.

Рассмотрены условия локализации золотого оруденения в разновозрастных терригенных толщах карбона, имеющих различную формационную принадлежность. В качестве рудоносной формации выделяется верхнекаменноугольная угленосная моласса, отлагавшаяся непосредственно перед проявлением позднеорогенного оруденения золото-сульфидной формации. Библ. 3.

УДК 551.263.037:553.412(571.6)

Магматические формации центральной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и их рудоносность. Ширай Е. П., Красильникова Л. Н., Юдин С. С. Труды ЦНИГРИ, вып. 191, 1984.

Приведено формационное членение вулканогенных пород Центральной части ОЧВП и на основе анализа их составов показано, что распределение щелочей в породах разной формационной принадлежности унаследовано в пределах каждого структурно-формационного блока, которое определяется строением фундамента. Показано, что составы пород отражаются в металлогенической специализации связанного с ними оруденения. Проанализированы вопросы латеральной и вертикальной зональности разных формационных типов руд и особенности локализации золото-серебряного оруденения. Библ. 5.

УДК 553.068.5

Основные россыпеобразующие формации Северо-Востока СССР. Давиденко Н. М. Труды ЦНИГРИ, вып. 191, 1984.

Для территории Северо-Востока СССР выделены основные россыпеобразующие рудные формации: золото-кварцевая малосульфидная, золото-сульфидно-кварцевая, золото-сульфидная, золото-серебро-адуляр-кварцевая, золото-кварцево-аргиллитовая малосульфидная. Для каждой рудной формации охарактеризованы геологические позиции оруденения, его минералого-геохимические особенности, морфология рудных тел. Показаны особенности распределения самородного золота в коренных источниках и россыпях. Определено значение каждой россыпеобразующей формации в формировании россыпных месторождений. Илл. 5, библ. 6.

УДК 553.2:519.2(574)

Статическая оценка рудоносности геологических формаций Казахстана. Давиденко В. В. Труды ЦНИГРИ, вып. 191, 1984.

Приводится методика и резльтаты оценки распределения свинцово-цинковой минерализации относительно конкретных геологических формаций Казахстана. Сопоставление рудоносных формаций в разных провинциях приводит к выводу о резко отличающихся тектонических особенностях формирования рудных объектов свинца и цинка. Илл. 3.

СОДЕРЖАНИЕ

М. М. Константинов. Золотое и серебряное оруденение стратиформного типа 3

Е. И Филатов. Рудоносные формации свинцово-цинковых месторождений 10

В. М. Шашкин. Смешение магм как возможный механизм формирования рудоносных магматических комплексов 15

В. Б. Чекваидзе. О рудно-метасоматических ассоциациях колчеданных месторождений 23

А. И. Донец. Формационно-фациальная характеристика карбонатных толщ, вмещающих стратиформные свинцово-цинковые месторождения 29

Х. Х. Лайпанов. Метасоматические формации на золоторудных месторождениях 35

Р. О. Берзон. Формация золотых руд в ультраосновных породах . . . 41

Т. Н. Косовец, Н. И. Карпинский, Н. Н. Зарудный, В. Г. Суховерков, В. И. Щитова, Н. А. Мухаметова. Вулканогенная серебряная минерализация в орогенной структуре мезозоид 45

И. П. Пугачева. Фации рудоносной базальт-риолитовой формации Рудного Алтая 52

Н. А. Фогельман, Е. А. Алекторова. Стратиграфо-формационные критерии прогноза золотого оруденения в терригенных толщах 58

Е. П. Ширай, Л. Н. Красильникова, С. С. Юдин. Магматические формации центральной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и их рудоностность 63

Н. М. Давиденко. Основные россыпеобразующие формации Северо-Востока СССР 69

В. В. Давиденко. Статистическая оценка рудоносности геологических формаций Казахстана 77

Рудоносные геологические формации

Труды ЦНИГРИ

Выпуск 191

Ведущий редактор Л. В. Карапускина

Технический редактор Н. А. Баклагина

Л-72146 Подписано в печать 19.03.85 Бумага 70×108 1/16
Заказ № 1259 Тираж 400 экз. Цена 1 руб.
Печ.. л. 8,75 Усл. л. 8,05 Уч.-изд. л. 9,0

Типография ВЦИО, Москва, Б. Полянка, 43