

СОВРЕМЕННЫЕ И ДРЕВНИЕ РУДООБРАЗУЮЩИЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ: ЗОНАЛЬНОСТЬ И ДИНАМИКА РАЗВИТИЯ

Рихтер Я.А.

Саратовский государственный университет, г. Саратов

e-mail: Richterya@info.sgu.ru

Минералого-петрографическое изучение вулканогенных пород, вскрытых до глубины 2500 м скважиной ГП-3 на о. Парамушир (Курильские о-ва), позволило уточнить представления о метасоматитах, в зональности которых совмещены ранее созданные образования гипабиссальной фации – пропилиты, и продукты современной гидротермальной деятельности приповерхностной фации – опалиты и кварц-адуляровые породы. Метасоматиты ранних этапов развития Северо-Парамуширской гидротермально-магматической системы обнаруживают многие черты сходства с околорудными измененными породами колчеданных месторождений Южного Урала, сформированных древними гидротермально-магматическими системами девонских островных вулканических дуг.

THE MODERN AND ANCIENT ORE-FORMING HYDROTHERMAL- MAGMATIC SYSTEMS: THE ZONALITY AND THE DYNAMICS OF EVOLUTION

Richter J.A.

The State university of Saratov, Saratov

e-mail: Richterya@info.sgu.ru

Mineralogic and petrographic studies of the volcanic rocks, obtained from the 2500 m GP-3 drill on Paramushir island (Kuril islands) allowed for a better understanding of the metasomatites. Earlier formed products of the hypabissal facies – propylites, and modern products of hydrothermal subsurface facies activity – opalites and quartz-adularia rocks, were found to be colocalized within metasomatites zonality. Metasomatites from early stages of evolution of the North-Paramushir hydrothermal-magmatic system have many similar characteristics with the metasomatic altered wall rocks of the massive sulfide deposits of South Ural, formed by the ancient hydrothermal-magmatic systems of the devonian island arcs.

Представления о рудообразующих гидротермально-магматических системах как о динамически развивающихся природных объектах, в пределах которых осуществляются сложные взаимодействия разнообразных факторов и агентов в ходе процессов тепло-массопереноса от субвулканических глубин до поверхности, оказались чрезвычайно работоспособными и полезными для анализа структур многих типов эндогенных месторождений, генетически связанных с вулканизмом. В связи с этим нам представляется важным провести сравнение современных рудообразующих гидротермально-магматических систем с объектами, созданными в результате их деятельности, в древних складчатых поясах, в первую очередь – с колчеданными и колчеданно-полиметаллическими месторождениями.

С общетеоретических позиций такой подход вполне оправдан, настолько очевидны черты сходства современных и древних рудогенерирующих систем в отношении типов вулканизма, формационной принадлежности вулканогенных толщ, их структурной позиции, характера и степени метаморфизма околорудных пород. Однако многообразие действующих факторов в их меняющихся сочетаниях, а также сложность возникающих взаимодействий этих факторов со средой вулканогенных пород создают чрезвычайно пеструю картину индивидуально различимых, но с трудом классифицируемых объектов.

Поэтому сравнительное изучение особенностей строения и вещественного состава гидротермально-магматических систем, находящихся на различных стадиях своего формирования, и рудных объектов, созданных этими системами в прошлом, становится актуальным и чрезвычайно перспективным. Такая возможность нам предоставилась благодаря многолетнему сотрудничеству с С.Н.Рычаговым и его группой исследователей из Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН в г. Петропавловск-Камчатский.

Настоящее сообщение основано на данных минералого-петрографического изучения керново-шламмового материала бурения скважины ГП-3 на о.Парамушир. Общая характеристика геологического строения района, описание вскрытых пород и зональности их гидротермально-метасоматических изменений были опубликованы ранее [12]. Установлено, что в разрезе вулканических пород присутствуют туфы и туффиты андезитового и андезито-дацитового состава, сменяющиеся на глубине около 1960 м брекчированными мегафировыми андезито-дацитами субвулканической фации (скважина остановлена в этих породах на глубине 2500 м). Для всех пород характерны гидротермально-метасоматические изменения, обусловленные развитием новых минералов и их ассоциаций в определенной последовательности по разрезу скважины. В целом эта последовательность проявления минеральных ассоциаций подчиняется общей зональности (сверху вниз):

1. 100-670 м – зона опализации, представленная ассоциацией опал-кристобалит-халцедон, с участием гидрослюд и смектитов, а также гематита.
2. 670-750 м – зона опализации и адуляризации, представленная ассоциацией опал-халцедон-адуляр (+кварц), с участием гидрослюд и смектитов; рудные – гематит/пирит.
3. 750-1200 м – зона калишпатизации (адуляризации) и окварцевания, с ассоциацией калишпат-кварц-иллит (селадонит); рудный минерал – пирит.

4. 1200-1600 м – зона серицито-кварцевых пород и кварцитов; рудные – пирит и другие сульфиды; нерудные – ангидрит, апатит.
5. 1600-1960 м – зона кварц-серицитовых пород, с ассоциацией кварц-серицит (мусковит)-(альбит); рудные – пирит и другие сульфиды; нерудные – ангидрит, апатит, сфен.
6. 1960-2500 м – зона альбит-хлорит-мусковитовых пород, с участием эпидота и кварца; рудные – пирит, пирротин; нерудные – ангидрит, рутил.

Отметим, что на глубинах 0-100 м залегают слабо опализованные и заметно гематитизированные туфы андезитов, ниже которых располагаются более интенсивно преобразованные вулканиты того же состава, превращенные в опалиты – вплоть до глубины около 670 м. Мы относим их к гидротермально-метасоматическим продуктам приповерхностных глубин. Ниже они постепенно сменяются близкими по составу образованиями, но содержащими адуляр. При этом опал сменяется халцедоном (халцедоновидным кварцем), вместо гематита появляется пирит.

В интервале глубин 750-1200 м развиты калишпат-кварцевые породы, с гидрослюдами и пиритом; однако степень замещения этими минералами исходных пород лишь частичная, неполная; сохраняются реликтовые минералы андезитов и их туфов: плагиоклазы состава андезин-лабрадор, в той или иной степени альбитизированные, хлоритовые псевдоморфозы по цветному минералу. Однако с глубиной (начиная с 1000-1200 м) окварцевание усиливается, становится «ковровым», с переходом к микрогранобластовым агрегатам. Гидрослюдизация, представленная серицитом, становится также все более интенсивной. Что приводит к полному замещению серицитом плагиоклаза и отдельных фрагментов (пирокластов?) андезитов. Калишпат, наверху интервала еще вполне отождествляемый с адуляром, ниже 750-800 м становится похож на ортоклаз и находится в ассоциации с микрогранобластовым кварцем и гидрослюдой. Так, калишпат еще на глубинах 900-1100 м развивается по серицитизированному и альбитизированному плагиоклазу вкрапленников, в пустотках выщелачивания и мелких секущих прожилках среди серицит-кварцевого микрогранобластового агрегата. Ниже 1200 м калишпат уступает место серициту, который полностью его «вытесняет» в ближайшем 100-метровом интервале. Все же при этом можно заметить, что калишпат имеет признаки более позднего выделения (одновременного с частью кварца).

Таким образом, осуществляется переход к серицит-кварцевым и кварц-серицитовым породам с характерной, нередко обильной вкрапленностью пирита. Они прослеживаются до глубин порядка 1600 м и ниже этого уровня встречаются в отдельных интервалах (например, на 1660-960 м, под мощной пластовой залежью долеритов). Еще ниже и вплоть до забоя скважины ГП-3 отмечаются мегафировые андезиты-дациты, частью брекчированные, с ассоциацией минералов, характерной для пропилитов.

Выявленная зональность соответствует гидротермальным изменениям пород в приповерхностной (эпитермальной) фации (опалиты и опализованные породы), гидротермально-метасоматическим преобразованиям пород в условиях собственно субвулканической фации глубинности (адуляро-кварцевые породы), а также существенно метасоматическим изменениям в условиях субвулканической фации и глубин, переходных к гипабиссальной фации (серицит-кварцевые породы и кварциты, сменяющиеся пропилитами альбит-хлорит-мусковит-эпидотового состава).

На примере вскрытых скважиной ГП-3 пород мы обнаруживаем сочетание приповерхностных гидротермалитов, типичных для областей современного и молодого вулканизма, и гидротермально-метасоматических образований, характерных для формации пропилитов (в основном субвулканической фации глубинности). Как можно объяснить созданную в результате сложную зональность измененных пород – едина ли в генетическом отношении их метасоматическая колонка или в ее составе представлены гетерогенные и гетерохронные части, возможно, со следами наложения друг на друга (замещения)? Мы видим здесь несколько проблем, нуждающихся в обсуждении.

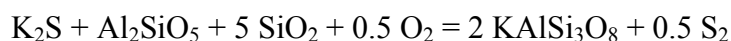
По мнению С.Н.Рычагова и его сотрудников [12], наблюдающаяся зональность измененных пород свидетельствует «в пользу развития зон в результате единого современного однонаправленного гидротермально-метасоматического процесса за счет продвижения фронта газо-гидротермального флюида от интрузивного магматического тела к дневной поверхности» (с.8). При этом авторы считают, что в интервале 750-1200 м происходит интенсивное вскипание гидротерм, так как здесь отмечаются характерные признаки зоны перехода жидкость – пар, установленные на ряде детально изученных геотермальных месторождений Камчатки и Курил.

Нам представляется такой подход в данном случае не вполне оправданным,

он применим для гидротермальных систем на их верхних, приповерхностных уровнях, на участках их разгрузки, где создаются резкие перепады давления и температуры. Сама метасоматическая колонка представляется сложной и гетерогенной, что не свидетельствует в пользу единого однонаправленно действующего процесса. Очевидно, что максимальное гипогенное выщелачивание имело место после пропилитизации: достаточно отчетливо проявлено наложение метасоматических изменений кварц-серицитовых пород («вторичных кварцитов») на уже сформированные пропилиты. В некоторых случаях, когда глубинное выщелачивание и окварцевание сопровождаются приповерхностным окремнением, пропилитизация и окварцевание могут оцениваться как почти одновременные процессы, однако не синхронные в полной мере [3, 14].

Чрезвычайно интересно здесь выяснить, как соотносятся во времени, одновременны или следуют друг за другом, гипогенное выщелачивание и окварцевание и приповерхностная опализация, а также их соотношение с адуляризацией (калишпатизацией). По нашим наблюдениям в шлифах намечается более сложная картина смены на глубине 670-750 м ассоциации опал-кристобалит-сметит-гематит на ассоциацию опал-халцедоновидный кварц-адуляр-пирит. В интервале глубин 750-1200 м адуляр постепенно сменяется калишпатом, оптически близким к ортоклазу. Можно заключить, что адуляризация (и в целом калишпатизация) тесно связана и происходит одновременно с приповерхностной опализацией, представляя собой проявление процесса в более глубинной фации. Важно также при этом иметь в виду, что ниже 1200 м калишпат исчезает и носителем калия здесь является серицит, имеющий признаки более раннего образования.

В условиях высокой подвижности щелочей в гидротермально-магматической системе перенос щелочей флюидом возможен благодаря высокой степени химического сродства щелочных металлов к сере. Глубинный сероводородный флюид (раствор). Реагируя с алюмосиликатными породами, оставляет на фронте взаимодействия с ними калий в составе новообразованного полевого шпата. Подкисленный сероводородный флюид способствует одновременному выпадению сульфидов железа и других халькофильных металлов (по схеме реакции, предложенной А.А.Маракушевым [6]:



Нам представляется, что в рассматриваемом случае калишпатизация (и

адуляризация) происходили за счет взаимодействия сульфида калия со слюдами (серицитом), гидрослюдами, пирофиллитом зоны более раннего гипогенного выщелачивания и окварцевания; в ходе этого взаимодействия появляется дополнительная вкрапленность сульфидов (пирита). Благодаря фиксации щелочей (калия) на этой глубине в поднимающемся глубинном флюиде возникает кислотная волна, приводящая к тотальному выщелачиванию оснований в близповерхностных условиях и образованию опалитов. Данные термобарометрии газовой-жидких включений свидетельствуют о том, что при этом происходит снижение температуры от 220° - 250° до 130° - 180° С. Принимая во внимание значительную общую величину интервала (порядка 500 м) и постепенность переходов минеральных ассоциаций и количественных соотношений минералов внутри ассоциаций, нам трудно представить, что в рассматриваемом интервале глубин мог наблюдаться сколько-нибудь заметный эффект кипения гидротермального раствора. Модель близповерхностного ретроградного кипения водных растворов в зонах разгрузки гидротерм представляется здесь маловероятной из-за значительных глубин (порядка 1 км) и давлений, отсутствия условий разгрузки (при общей неравномерной пористости пород) и каких-либо «водоупоров», играющих роль геохимических барьеров на пути мигрирующего гидротермального флюида. Тем не менее возможность изменения характера и состава флюида следует рассматривать как вполне реальную при резком снижении давления нагрузки (именно в этом случае флюид становится «перегретым»), например, при раскрытии трещин во время тектонических подвижек.

Судя по отсутствию на этом уровне глубин минералов-карбонатов, можно предположить, что углекислота в составе флюида содержалась в незначительном количестве; основную роль в нем играли сероводород и сернистый ангидрид. Соотношение между ними оказывалось определяющим в процессах миграции металлов и минералообразования, особенно на стадии рудоотложения [6]. В этой связи привлекает внимание распределение сульфидов в измененных породах, вскрытых скв. ГП-3, а также их пространственные и генетические соотношения с сульфатами (ангидритом). Основной сульфидный минерал – пирит – распределен чрезвычайно неравномерно. Его наибольшие концентрации в виде густой вкрапленности (до 10-15% объема породы) наблюдаются в зоне серицито-кварцевых пород и кварцитов, особенно в верхней ее части, и выше – в зоне адуляро-кварцевых пород (в интервале 1100-1300 м). Второй максимум в содержании пирита (до 5-10%)

устанавливается на глубинах 1660-1900 м, ниже пластовой интрузии долеритов, в серицито-кварцевых и кварц-серицитовых породах (см. рис. 1). По-существу, оба эти

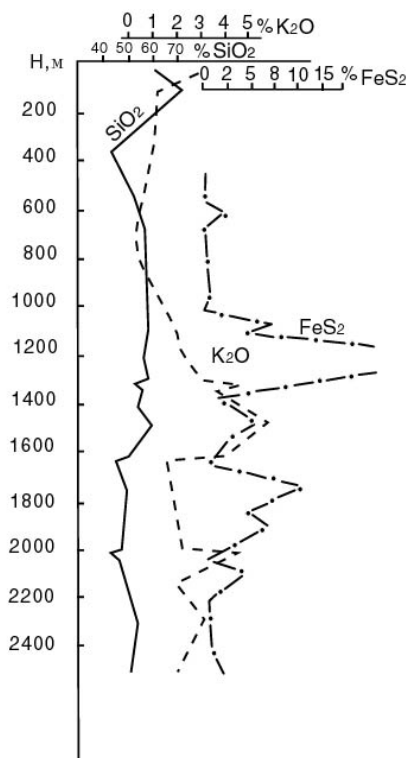


Рис. 1. Геохимический профиль метасоматически изменённых пород Северо-Парамуширской гидротермально-магматической системы (по скв. ГП-3).

активность SO_3 на значительных глубинах проявляется также в появлении гипогенных сульфатов, в первую очередь ангидрита (начиная с глубины 850 м и до забоя скважины); особенно заметно постоянное присутствие ангидрита в виде прожилков и крупных пойкилобластических зерен ниже 1400 м, в зоне пропилитов. Выше, в зоне серицито-кварцевых пород и кварцитов ангидрит встречается в пустотках выщелачивания как гидротермальный минерал, нередко вместе с кварцем и пиритом. В отдельных случаях в этих же породах (например, на глубине 1310 м, 1440 м) содержание ангидрита возрастает до 1% в присутствии вкрапленности пирита, достигающей 5-7% объема породы. Эти данные не позволяют согласиться с мнением, что «массовое развитие ангидрита происходит в зоне смешения высокосреднетемпературных растворов хлоридно-натриевого типа с морской водой» [12], а также с предположениями о том, что ангидрит своим появлением фиксирует «зоны резкого охлаждения гидротермальных растворов» [13]. При этом не обнаруживается и смены ангидрита сульфидами «по мере удаления от субвулканического тела», то есть, с уменьшением глубины; напротив,

интервала представляют собой в общей метасоматической колонке уровни рудоотложения, причем нижний уровень, очевидно, вызван экранирующим влиянием упомянутой пластовой интрузии. В распределении концентраций рудных минералов и химических элементов (Cu, Zn, Pb, Ba и других) также отчетливо и согласованно проявляются максимумы в интервале 1100-1700 м [12].

Высокая химическая

обнаруживается их сонахождение в зоне серицито-кварцевых пород и кварцитов, с относительным увеличением роли ангидрита (по сравнению с пиритом) ниже зоны развития этих метасоматитов, в породах зоны пропилитизации. По-видимому, следует учитывать, что при низких концентрациях CO_2 сульфаты имеют более низкую растворимость чем карбонаты в интервале температур гидротермального процесса (в данном случае -320^0-160^0 С по данным термометрии ГЖВ) и при взаимодействии флюида с вмещающими алюмосиликатными породами выщелачиваемый из них кальций фиксировался в первую очередь в ангидрите. Расчетные величины свободной энергии, выделяющейся в реакции образования этого минерала значительно превышают таковые для кальцита (при изменении температуры в указанных пределах), что позволяет утверждать о предпочтительно раннем выделении ангидрита (при низких содержаниях CO_2 в составе флюида). С этих позиций вполне объяснимо распространение ангидрита (и гипса) на значительных глубинах в подрудных зонах ряда колчеданных месторождений Южного Урала.

Рассмотренные соотношения минеральных ассоциаций в гидротермально-метасоматических образованиях, вскрытых скважиной ГП-3 на о.Парамушир, обнаруживают многие черты, характерные для околорудно измененных вулканогенных пород, вмещающих сульфидные залежи медноколчеданных и медноколчеданно-полиметаллических месторождений.

Классическим примером области развития рудных формаций колчеданного типа является Южный Урал с его среднепалеозойскими палеоостроводужными комплексами вулканитов, вмещающими многочисленные месторождения, в том числе такие крупные как Гайское, Подольское, Юбилейное, Молодежное, Джусинское, Барсучий лог. Сведения о них можно найти в ряде публикаций [1; 7, 9; 11, 15, 16 и др.]. Все они приурочены к длительно развивавшимся вулканическим центрам и локализованы в пределах крупных вулканических построек или кальдер, при этом нередко обнаруживая пространственные связи с субвулканическими и гипабиссальными интрузиями см. рис. 2-4). По глубинности образования и генезису они принадлежат к субвулканическому гидротермально-метасоматическому типу. Наиболее глубинным из них является Джусинское месторождение, строение которого долгое время изучалось группой геологов НИИ геологии Саратовского университета [5, 17, 16]. На его примере ниже рассматриваются вопросы

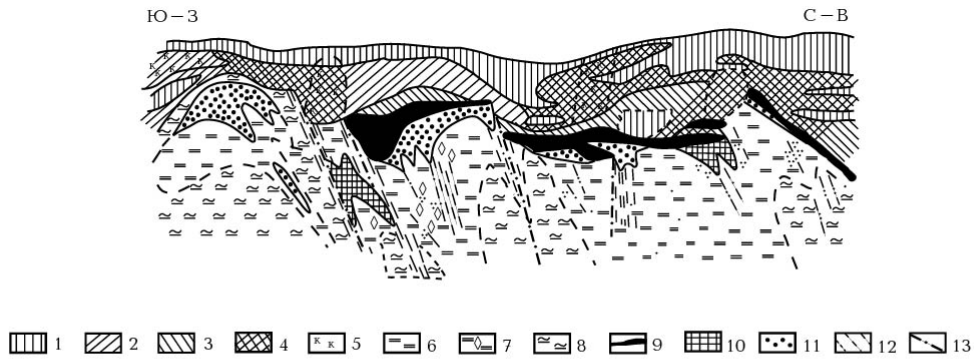


Рис. 2. Гидротермально – метасоматическая зональность вулканов, вмещающих Подольское медноколчеданное месторождение, Южный Урал [по Ю.А.Болотину и др., 1988].
Условные обозначения: 1–5 – изменения в надрудной части разреза: 1 – гематизация, 2 – эпидотизация, 3 – частичная серицитизация, 4 – эпидотизация и серицитизация, 5 – карбонатизация; 6–8 – метасоматиты подрудной части разреза: 6 – серицит – кварцевые, 7 – то же с ангидритом и гипсом, 8 – серицит – хлорит – кварцевые породы; 9 – массивные медноколчеданные руды, 10 – массивные серноколчеданные руды, 11 – прожиково – вкрапленные руды, 12 – зоны расщавления, 13 – разрывные нарушения.

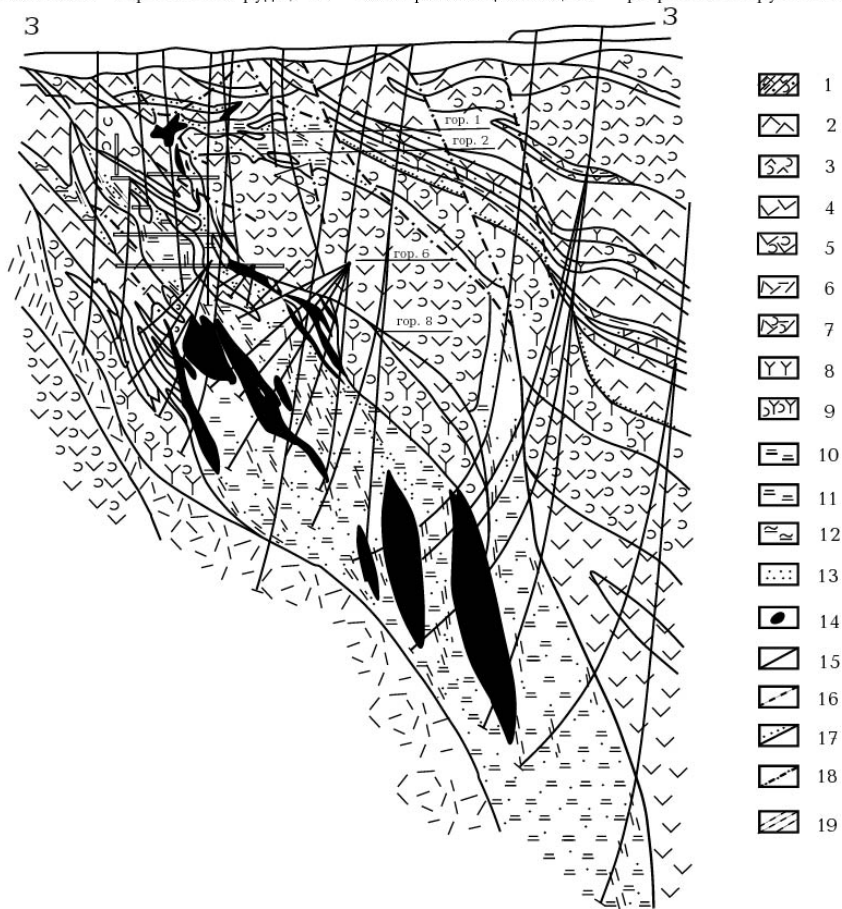


Рис. 3. Геологическое строение и метасоматическая зональность околорудных пород Гайского медноколчеданного месторождения, Южный Урал [по В.С.Нестеренко и др., 1988].
Условные обозначения: 1 – слоистые вулканомиктовые отложения улутауской свиты верхнеживетского возраста; 2–9 – вулканогенный комплекс: 2 – андезито – базальты, 3 – туфы андезито – базальтов, 4 – андезитовые и андезито – дацитовые порфиры, 5 – туфы и лавобрекчии андезитов и андезито – дацитов, 6 – липарито – дацитовые субвулканические кварцевые порфиры, 7 – туфы и туфобрекчии липаритов и липарито – дацитов, 8 – нерасчленённые лавы, 9 – туфы и туфобрекчии смешанного состава; 10–12 – метасоматиты: 10 – вторичные кварциты, 11 – серицит – кварцевые породы, 12 – серицит – хлорит – кварцевые породы; 13 – вкрапленность сульфидов, 14 – руды; 15–17 – контакты: 15 – установленные, 16 – предполагаемые, 17 – несогласное залегание; 18 – разрывные нарушения; 19 – зоны расщавления.

зональности околорудных измененных пород, стадийности их формирования, пространственно-временные соотношения рудообразования и процессов метаморфизма. Джусинское медноколчеданно-полиметаллическое месторождение расположено на восточном склоне Южного Урала, в Адамовском районе Оренбургской области, в нескольких километрах от железнодорожной станции Теренсай. Его рудные тела залегают в средней и верхней части разреза мощной андезит-дацитовый формации (см. рис.4). Структура рудного

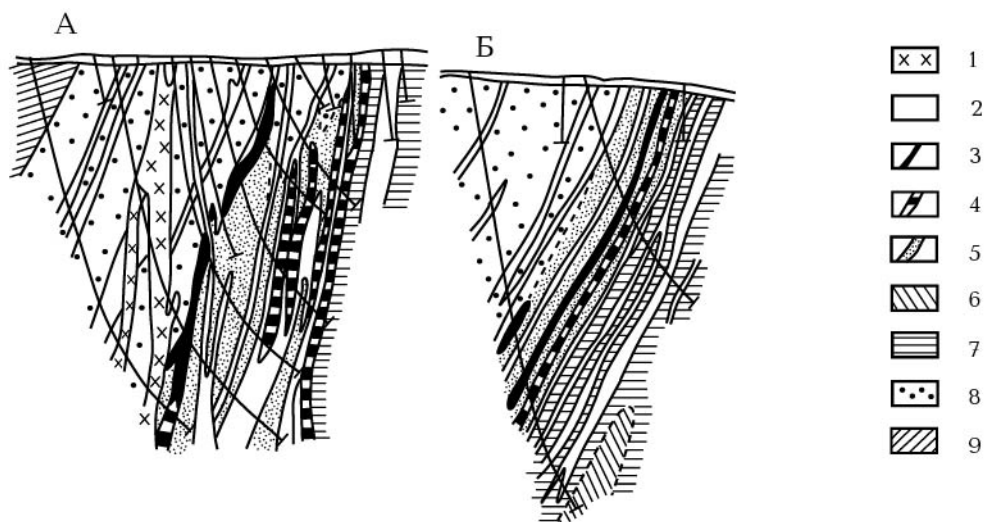


Рис.4. Геологическое строение и метасоматическая зональность Джусинского медноколчеданно – полиметаллического месторождения, Южный Урал [по В.А.Черкасову и др., 1988].

Условные обозначения: А – профиль 8, Б – профиль 33. 1 – жильные гранитоиды, 2 – диабазовые порфиры, 3 – медноколчеданные полиметаллические руды, 4 – серноколчеданные руды, 5 – сульфидная вкрапленность, 6–7 – изменения в подрудной части разреза: 6 – кварциты и кварцевые породы, 7 – кварц – серицитовые породы; 8 – хлоритизация и карбонатизация в надрудной части разреза, 9 – хлорит – альбитовые породы зеленосланцевой фации регион метаморфизма.

района и самого месторождения, несмотря на последующие интенсивные разрывные и складчатые деформации, сохранила некоторые черты строения, сформированные на этапе активного вулканизма. Палеовулканические реконструкции позволили выявить позицию месторождения на юго-западном склоне крупного стратовулкана, сложенном мощными толщами пирокластов и лав андезито-дацитового и дацитового состава. Несколько позже были сформированы многочисленные экструзивные купола и мелкие туфо-лавовые конусы дацитов и риолитов, продукты разрушения которых перекрыли более ранние накопления андезит-дацитовый формации. В структуре района и месторождения участвуют крупные субвулканические тела дацитов, в центральной части тел переходящих в гранодиорит-порфиры гипабиссальной фации. Они вскрыты бурением в основании видимого разреза

рудоносной формации на месторождении и выходят по восстанию на поверхность в виде широкой полосы восточнее его. Разрез вулканогенных образований завершается толщей лав и пирокластов андезито-базальтовой (порфиритовой) формации. По возрасту вулканы обеих формаций относятся к позднему эйфелю среднего девона.

Породы, вмещающие рудные тела, интенсивно изменены благодаря неоднократно проявившимся в районе разнообразным процессам метаморфизма. Общая последовательность этих процессов в региональном плане может быть представлена следующим образом: 1) доорогенный зеленокаменный метаморфизм; 2) контактовый околоинтрузивный метаморфизм (ороговикование, скарнирование); 3) пропилитизация доорогенных вулканитов; 4) орогенный динамотермальный региональный метаморфизм; 5) орогенный и посторогенный контактовый околоинтрузивный метаморфизм (скарнирование).

Наиболее ранние и интенсивные изменения пород в районе месторождения вызваны пропилитизацией. Околорудные породы представлены метасоматитами – полными или частичными, образующими характерную зональность. Они прослежены по простиранию на 1,5 км, вкост простирания – до 0,6 км и по падению – до 1,1 км (глубже не оконтурены). Внутри общего контура находятся полные метасоматиты, которые к периферии постепенно сменяются частично измененными вулканитами. Руды залегают в висячем боку тела метасоматитов, на контакте с крутопадающими на запад субвулканическими интрузиями дацитов. В лежащем боку рудные тела соприкасаются с кварц-серицитовыми (полными) метасоматитами, содержащими обильную вкрапленность сульфидов (см. рис. 5). Рудные тела сложены сплошными серноколчеданными рудами, среди них отмечаются зоны, обогащенные халькопиритом, сфалеритом и галенитом.

В целом среди околорудных измененных пород (вулканитов кислого состава) выделяются следующие зоны метасоматической колонки (от периферии к центральной осевой части):

1. Частично измененные вулканиты – неполные метасоматиты с ассоциацией альбит-эпидот-хлорит-кварц, обычно гематитизированные;
2. Целиком измененные вулканиты – полные метасоматиты, представленные следующими подзонами: 2.1. Кварц-хлорит-серицит-эпидотовые породы (с карбонатом); 2.2. Кварц-хлорит-серицитовые породы; 2.3. Серноколчеданная рудная залежь; 2.4. Кварц-серицитовые породы (с пиритом); 2.5.

Монокварцевые породы – кварциты.

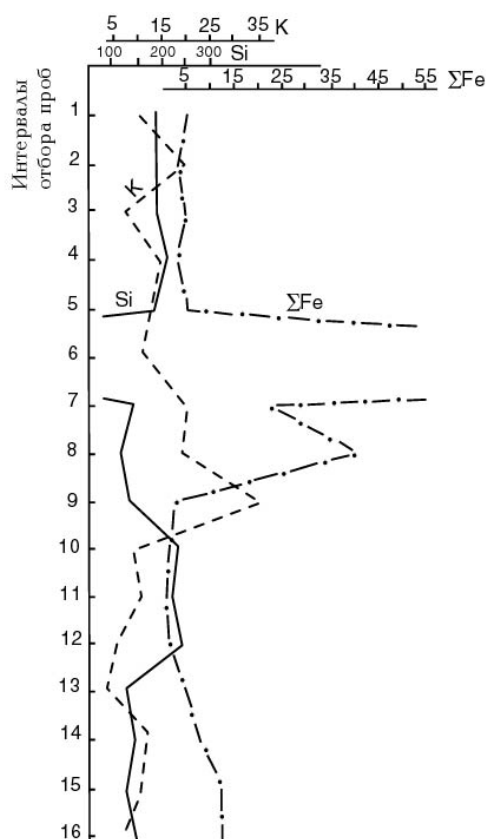


Рис. 5. Геохимический профиль метасоматически изменённых пород Джусинского медноколчеданно – полиметаллического месторождения (Южный Урал).

Принципиально однотипное строение имеют ореолы метасоматитов и на других месторождениях колчеданной формации Южного Урала. Нередко метасоматиты образуют крупные сложно построенные зоны, которые занимают секущее положение по отношению к структуре вулканогенных толщ (Гайское месторождение), намечая тем самым подводящие каналы палеогидротерм (как например, на Юбилейном и Подольском

месторождениях). Установленная зональность в пределах околорудных ореолов соответствует метасоматической колонке кислотного выщелачивания [2, 4]. Как установлено, в ходе ее формирования происходит вынос оснований – кальция и магния, а также железа и частично алюминия. В выщелоченных породах остаются кремний и частично алюминий, титан; при этом в них отмечаются гнезда и прожилки серицита, хлорита, пирита, возникшие за счет переотложения вынесенных оснований и железа. Залежи колчеданных руд представляют скопление компонентов, выщелоченных из исходных пород при замещении их кварц-серицитовыми и монокварцевыми метасоматитами [3]. Сами гидротермы (постмагматические растворы) в процессе инфильтрационного взаимодействия с вмещающими породами испытывают «кислотно-щелочную дифференциацию», возникающую в результате прохождения в потоке растворов «опережающей волны кислотных компонентов». Благодаря действию такого «механизма» в каждом

отдельно взятом сечении потока сначала происходит повышение кислотности раствора и выщелачивание пород, а затем, после ухода волны, осаждение выщелоченных оснований. Активность этого процесса зависит от распределения температуры с глубиной, поэтому снизу вверх (от источника гидротерм) располагаются зоны, в которых растворы имеют повышающуюся, максимальную и понижающуюся кислотность. Находящиеся в поднимающихся растворах основания должны поэтому осаждаться наиболее интенсивно выше зоны максимального выщелачивания (то есть, выше зоны максимальной кислотности этих растворов). Первыми начинают осаждаться более слабые основания – алюминий и железо, благодаря чему создаются парагенетические ассоциации серицита и пирита в виде гнезд, прожилков и общей рассеянной вкрапленности в зоне серицито-кварцевых пород. При благоприятных условиях (например, наличии плотных тел основных пород, экранирующих поток растворов) в верхней части этой зоны будет создаваться фронт нейтрализации растворов и осадения крупных скоплений сплошных серноколчеданных руд.

Сравнение геохимических разрезов метасоматитов Джусинского медноколчеданного месторождения и Северо-Парамуширской гидротермальной системы позволяет увидеть много общего в распределении важнейших компонентов в зонах пропицитов и серицито-кварцевых пород и убедиться в их принадлежности к общему типу метасоматических образований близкой глубинности (см. рис.1 и рис.3). Однако в верхней своей части геохимический разрез по скв.ГП-3 заметно отличается от такового Джусинского месторождения благодаря интенсивной гидротермальной проработке и выносу большинства компонентов (элементов) в зоне опалитизации. Но и в этом случае, при общем резком падении содержания железа, на смену пириту приходит гематит.

На многих колчеданных месторождениях Южного Урала установлена генетическая связь оруденения, зональности вмещающих его пород и зональности рудных залежей с первичными геохимическими ореолами рассеяния [8]. На некоторых из них (Джусинском, Гайском) выявлены участки выноса («отрицательные ореолы») Cu, Zn, Pb, Co и Ni из вмещающих пород, приуроченные к зонам кварц-серицитовых пород и кварцитов. Эти участки выноса располагаются на подрудном уровне обычно на значительных глубинах, расширяясь по падению. В надрудных ореолах, приуроченных к зонам неполных метасоматитов, обнаруживаются повышенные против фоновых содержания Cu, Pb, Zn, Hg, Ba.

Объемы выщелоченных пород в десятки и сотни раз превышают размеры рудных тел. Таким образом, эндогенные геохимические ореолы колчеданных месторождений несут информацию об источниках рудного вещества – преобразуемых в процессе пропилитизации толщах вулканогенных пород.

Данные о распределении некоторых химических элементов, играющих роль индикаторов оруденения, в породах скв. ГП-3 [12] дают возможность говорить о вертикальной геохимической зональности, близкой к наблюдаемой в ореолах медноколчеданных и медноколчеданно-полиметаллических месторождений. Так, в верхней «надрудной» части разреза характерно присутствие в относительно повышенных содержаниях Ni, Hg, Ba, в интервале рудоотложения – 1200-1400 м - в зоне серицито-кварцевых пород и кварцитов с обильной вкрапленностью сульфидов появляются максимумы концентраций Cu, Pb, Zn, Ba, As, Ag, Au. Для «подрудной» части разреза заметно роль таких элементов как Sb, As, В.

До настоящего времени чрезвычайно важным остается вопрос о соотношении колчеданного оруденения и вулканизма. Несмотря на четкую приуроченность колчеданных месторождений к вулканогенным толщам, позволившую еще А.Н.Заварицкому высказать замечательную гипотезу о связи колчеданных месторождений с формированием этих толщ (а не с воздействием гранитоидных интрузий, как думали до этого), многие вопросы генезиса этого типа оруденения остаются неясными. В первую очередь это касается тех месторождений, которые формировались на глубинах не менее 1-1,5 км, то есть, в условиях не субвулканической, а гипабиссальной глубинности (по Д.С.Коржинскому). Их формирование сопровождалось среднетемпературной пропилитизацией вмещающих пород, что не характерно для малых глубин, в том числе соответствующих субвулканическим условиям. В свое время Д.С.Коржинский отмечал, что «неясно, существуют ли аналогичные субвулканические месторождения» [3, с.22]. Между известными теперь субмаринными эксгальционно-осадочными и близповерхностными гидротермальными месторождениями сульфидов и собственно колчеданными месторождениями гидротермально-метасоматического генезиса и гипабиссальной глубинности вполне еще достаточно места для класса субвулканических сульфидных (колчеданных) месторождений. Возможно, что восполнением существующего пробела может оказаться появление таких новых объектов как действующая гидротермально-магматическая система, обнаруженная на о. Парамушир.

Конечно, представляют интерес и такие объекты, где установлены переходы от низкотемпературных пропилитов к малоглубинным субвулканическим гидротермалитам и метасоматитам – аргиллизитам, цеолититам и опалитам. Они достаточно давно известны в Курило-Камчатском регионе (Паужетская геотермальная система и ряд других), но необходимо учитывать, что для них не характерна сульфидная минерализация колчеданно-полиметаллического типа и, видимо, они не связаны на глубине с длительно развивающимися гидротермально-магматическими системами. Скорее можно предположить, что по результатам изучения разреза первой глубокой скважины на о. Парамушир мы имеем дело с объектом, где совмещены гипогенная ранее созданная метасоматическая зональность гипабиссальной глубинности и современная эпитеермальная зональность приповерхностных глубин, начинающаяся с нового фронта выщелачивания и адуляризации, наложенного на метасоматиты стадии пропилитизации. В новых субвулканических условиях гидротермально-магматическая система оказывается термодинамически открытой, что приводит к рассеянию и выносу на поверхность подвижных компонентов с образованием на выходе мономинеральных опалитов, серных залежей и телетермальной рудной минерализации. Тем не менее присутствие на глубине метасоматитов, типичных для гипабиссальных гидротермально-магматических систем, формирующих колчеданное оруденение, и среди них – метасоматитов зоны рудоотложения, позволяет оптимистически оценивать перспективы обнаружения в Курило-Камчатском регионе месторождений медноколчеданно-полиметаллической формации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Колчеданные месторождения мира. М.:Недра. 1979. 284 с.*
2. **Коржинский Д.С.** *Очерк метасоматических процессов // Осн. Проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М. Изд.-во АН СССР. 1955.*
3. **Коржинский Д.С.** *Вопросы колчеданного оруденения в вулканогенных толщах //Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Т.2. Свердловск. 1963. С. 19-25.*
4. **Коржинский Д.С.** *Теория метасоматической зональности. М.:Наука. 1969. 112 с.*
5. **Кригер М.А., Тальнов Е.С., Рихтер Я.А.** *Девонский вулканизм и оруденение Джусинского рудного района (Южный Урал) //Геосинклинальный вулканизм Урала и колчеданность вулканогенных формаций. Свердловск. 1980. С.78-83.*
6. **Маракушев А.А.** *Петрогенезис и рудообразование. М.:Наука. 1979. 262 с.*
7. **Медноколчеданные месторождения Урала.Геологическое строение. Свердловск. УрО АН СССР. 1988. 241 с.**
8. **Овчинников Л.Н., Баранов Э.Н.** *Первичные геохимические ореолы и вопросы генезиса колчеданных месторождений //Генезис и закономерности размещения колчеданных месторождений. Труды Ин-та геол. и геохимии УНЦ АН СССР. Вып. 132. 1978. С. 56-62.*
9. **Прокин В.А.** *Закономерности размещения колчеданных месторождений на Южном Урале. М.:Недра. 1977. 176 с.*

10. **Прокин В.А.** Околорудные метасоматиты и баланс вещества на медноколчеданных месторождениях (на примере Южного Урала). // Генезис и закономерности размещения колчеданных месторождений. Труды Ин-та геол. и геохимии УНЦ АН СССР. Вып. 132. 1978. С. 41-55.
11. **Прокин В.А., Болотин Ю.А., Шигарев В.Г., Исмагилов М.И.** Подольское медноколчеданное месторождение на Южном Урале // Геология рудн. Месторождений. 1979. №5. С.3-17.
12. **Рычагов С.Н., Белоусов В.И., Главатских С.Ф., Ладыгин В.М., Сандимирова Е.И.** Северо-Парамуширская гидротермально-магматическая система: характеристика глубокого геологического разреза и модель современного минералорудообразования в ее недрах. // Вулканология и сейсмология. 2002. №4. С.3-21.
13. **Рычагов С.Н.** Эволюция гидротермально-магматических систем островных дуг. Автореф. докт. диссерт. М. 2003. 50 с.
14. **Русинов В.Л.** Геологические и физико-химические закономерности пропилитизации. М.: Наука. 1972. 204 с.
15. **Серавкин И.Б.** Вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. М.: Наука. 1986. 266 с.
16. **Тальнов Е.С.** Особенности эволюции палеозойского вулканизма и колчеданного оруденения Южного Урала. // Труды НИИ геологии Саратовского ун-та. Нов. сер. Т. XV. Саратов. 2003. 175 с.
17. **Тальнов Е.С., Рихтер Я.А., Кригер М.А.** Закономерности размещения колчеданно-полиметаллического оруденения Джусинского рудного района // Тектонические и палеовулканические условия размещения колчеданных месторождений. Уфа. 1982. С. 115-116.