УДК 553.311

О ВЗАИМОСВЯЗИ СТРУКТУРЫ АНОМАЛЬНОГО ГЕОХИМИЧЕСКОГО ПОЛЯ С МЕХАНИЗМОМ ФОРМИРОВАНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ

В.Г. Ворошилов

Томский политехнический университет
E-mail: voroshilovvg@ign.tpu.ru

Предложена модель образования аномальных структур геохимических полей в ходе формирования термофлюидной рудообразующей системы. Морфология этих полей обусловлена сочетанием расходящейся минеральной зональности относительно энергетического источника и сходящейся зональности относительно центров рудоотложения. Показано влияние на внутреннее строение аномальных геохимических полей тектонических условий функционирования гидротермальной системы. Обоснована связь продуктивности гидротермальных месторождений со структурой вмещающего их геохимического поля.

В современных концепциях рудообразования эндогенные гидротермальные системы рассматриваются как комплексные магмо-флюидные, поскольку избыточный теплоток в зонах тектономагматической активизации невозможно объяснить только воздействием летучих компонентов. Подтверждением этому служит и высокая корреляция отношений $^{3}He/^{4}He$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$ в гидротермах, свидетельствующая о флюидно-силикатной природе глубинного тепломассопотока [1].

Возникновение флюидно-магматических рудообразующих систем обычно связывается с воздействием глубинных плюмов на мантию и вышележащую литосферу, в связи с чем область функционирования таких систем разделяется на мантийную, астеносферную и верхнекоровую зоны. О состоянии флюидов в нижней и средней мантии существуют лишь гипотетические представления, об астеносфере же сложилось более определенное мнение, как о зоне зарождения магматических очагов и флюидно-магматических колонн [2–4]. Верхняя часть возникающих флюидно-магматических колонн представляет собой область мантийного метасоматоза над очагами реститового базитового расплава, которые с глубиной сменяются гипербазитовым расплавом, а еще ниже подстилаются размягченным веществом астеносферы [5]. Внедряясь в нижнюю кору, эти колонны формируют очаги базитовой магмы, которые являются проводниками мантийных флюидов в верхнюю кору.

Очаги плавления пород являются одновременно генераторами огромных масс летучих компонентов (H_2O, CO_2, H_2 и др.). Поскольку плавлению пород предшествует их переход в пластичное и вязкопластичное состояние, над зонами разогрева образуются малопроницаемые для летучих компонентов флюидоупоры [6]. Это способствует накоплению флюидов и регулярному выбросу их в вышележащие горизонты после достижения в камере давления, превышающего предел прочности экрана. По данным геофизических исследований, подобные флюидонасыщенные очаги и пластичные экраны фиксируются как зоны пониженных скоростей и повышенной электропроводности на глубинах до 100 км [3, 7, 8].

Под влиянием высокотемпературных флюидов в надинтрузивном пространстве происходит прогрессивный метаморфизм пород с отделением дополнительных масс воды и углекислоты. Там, где температура достигает уровня 640...720 °С при давлении паров воды 100...400 МПа, продуцируются кислые расплавы, над которыми также возникают вязкопластичные экраны, регулирующие темпы плавления пород и проникновения флюидов в вышележащие толщи. Очевидно, что и сами остывающие расплавы, в момент кристаллизации, на определенное время становятся экраном для поступающих снизу интрателлурических флюидов. В целом, накопление флюидной массы в пределах рассматриваемого интервала глубин с температурами 640...370 °С контролируется емкостными свойствами среды и прочностными характеристиками экранирующих толщ. Катастрофические прорывы изолирующих покрышек не являются единственным механизмом стабилизации все возрастающего давления. Значительная часть флюида, в виде высоконапорного газа, отводится через многочисленные дренажные каналы, что обеспечивает его площадное рассеяние перед проникновением в вышележащие горизонты [6].

Гидросфера начинается с уровней разреза, где температура среды падает ниже температуры кипения флюида и происходит его конденсация. На нижней границе гидросферы, в участках ее интенсивного дренирования, формируются корневые зоны собственно гидротермальных систем. Отсюда растворы мигрируют вначале вертикально вверх, а с возрастанием проницаемости пород образуют веерообразно расходящиеся фигуры растекания.

Важнейшей особенностью функционирования гидротермальных систем в докритическом диапазоне температур является возможность образования внутри них паровых (пародоминирующих) зон [9]. Такие области возникают при прохождении жидким гидротермальным раствором тектонически ослабленных зон, где в результате падения давления температура раствора оказывается выше точки кипения. Как показывают наблюдения за современными гидротермальными системами Камчатки, в пределах паровых зон происходит интен-

сивный кислотный метасоматоз, а в зоне перехода жидкость-пар формируется комплексный геохимический барьер и отлагаются сульфидные минералы и золото [10].

Согласно нашим представлениям, зональность структур регионального масштаба, до рудных полей включительно, обусловлена характером миграции флюидов еще на уровне высокотемпературных паро-газовых смесей, ниже границы гидросферы. В целом, условия синхронного роста с глубиной давления и температуры обеспечивают жидкое состояние воды с плотностью около 1,0 г/см^3 практически на всем интервале земной коры [11]. Поэтому паро-газовые смеси могут возникать только на участках резкого возрастания температуры, или столь же резкого падения давления. Подобные обстановки характерны для контактовых ореолов магматических тел и зон тектонических нарушений, чем и обусловлена постоянная приуроченность гидротермальных месторождений к таким геологическим структурам. Латеральная миграция флюидов обеспечивается на этом этапе их подпруживанием малопроницаемыми покрышками, в качестве которых могут выступать толщи пород с соответствующими физико-механическими параметрами, плоскости надвигов, вязко-пластичные надинтрузивные зоны и подошвы кристаллизующихся магматических очагов. Если такие поверхности имеют слабо наклонный характер, это способствует направленной миграции газообразных флюидов и формированию их латеральной температурной зональности, на фоне которой впоследствии образуются локальные гидротермальные системы рудных месторождений.

Зональность ранга месторождений и рудных столбов обусловлена кислотно-основной эволюцией потоков конденсирующихся флюидов, прорывающихся в гидросферу по зонам повышенной проницаемости. В период образования высокотемпературных предрудных метасоматитов флюиды достаточно равномерно просачиваются по ослабленным зонам, формируя температурные аномалии простого строения с прямой зональностью (рис. 1, *A*). Самоорганизация гидротермального потока, на фоне фокусирующего влияния разрывных нарушений [12, 13] и вовлечения в него конвективных потоков более холодных вадозовых вод, приводит к разделению общей тепловой аномалии на систему конкурирующих конвективных ячеек. В итоге, в наиболее проницаемой части структуры формируется высокотемпературная центральная (ядерная) зона системы, а на периферии – зона фронтальных температурных аномалий, отделенных от центра областью пониженных температур (рис. 1, *B*).

При этом вдоль восходящих ветвей конвективной системы происходит соприкосновение ювенильных и местных флюидов и их постепенное смешивание с формированием вкрапленной минерализации. При возникновении в центральной зоне открытой трещины смешивание растворов дополняется их резким охлаждением, вследствие падения давления (вплоть до возникновения пародоминирующих зон), и отложением жильной минерализации (рис. 1, *C*). В горизонтальном сечении такая система представлена несколькими температурными аномалиями, центральная из которых имеет локальный температурный минимум, связанный с зоной разрежения, а фронтальные фиксируют центры второстепенных конвективных ячеек (рис. 1, *D*). Очевидно, что зональность температурного поля решающим образом влияет на характер размещения гидротермальной минерализации и отражается в аномальных структурах геохимического поля (АСГП), где должна возникать центральная зона накопления элементов и окружающие ее фронтальные аномалии их привноса, отделенные от центра областью относительно пониженных концентраций рудных элементов. Любопытным следствием предлагаемой модели является то, что, ввиду преимущественного развития открытых трещин в центральной зоне, минерализация здесь может быть более низкотемпературной, чем на периферии.

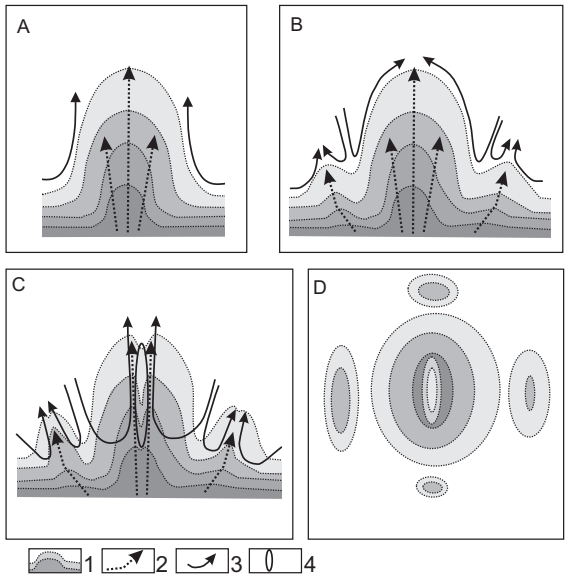

Рис. 1. *Модель температурной эволюции эндогенной термофлюидной системы: 1) изолинии распределения температур флюида; 2) направления движения эндогенного флюида; 3) пути конвективного течения местных растворов; 4) области падения температуры и давления, в том числе паровые зоны; A, B, C) этапы температурной эволюции гидротермальной системы (разрезы в вертикальной плоскости); D) горизонтальное сечение системы на финальном этапе рудоотложения*

Одной из основных причин отложения гидротермальных минералов является смешивание горячих ювенильных и относительно холодных «местных» растворов. Пульсирующий режим поступления эндогенного флюида обеспечивает скользящий характер границы соприкосновения этих растворов. Соответственно, размеры области рудоотложения и характер смены состава осаждающихся минералов зависят от тектонического режима функционирования гидротермальной системы. Известно,

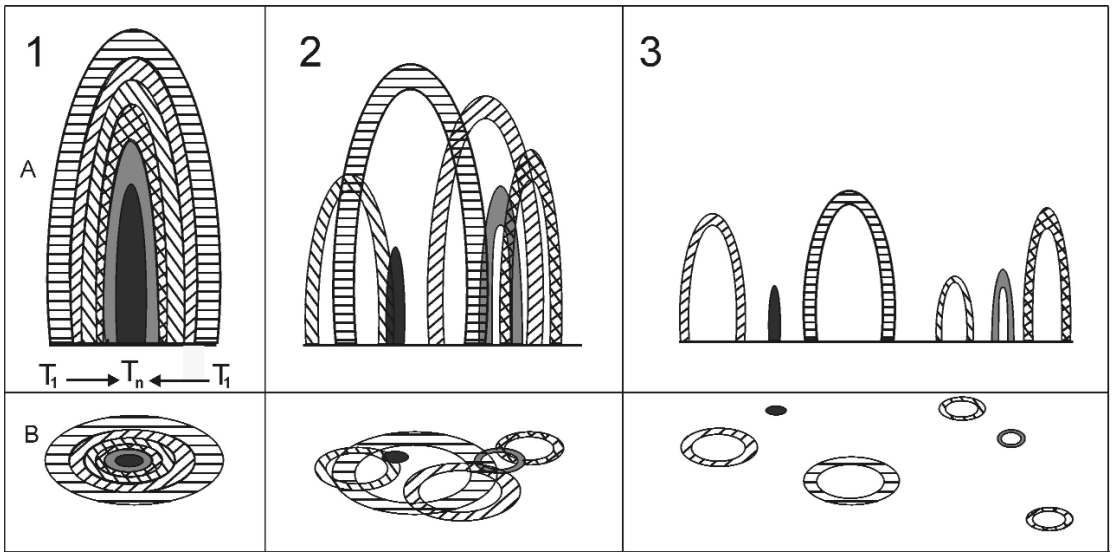

Рис. 2. *Схема формирования ядерных зон АСГП в гидротермальных системах с различным уровнем стационарности: А) схема строения АСГП в разрезе; В) то же в плане; штриховками и заливкой показаны области смешения ювенильных и местных растворов в моменты времени T_i (участки накопления разновременных минеральных ассоциаций); цифрами обозначены системы с разным уровнем стационарности: 1) стационарная, 2) промежуточная, 3) нестационарная*

что крупные и уникальные месторождения золота являются полихронными и, часто, полигенными образованиями. В контексте излагаемой концепции это означает, что масштабы накопления продуктивной минерализации определяются стационарностью рудообразующей системы. Под стационарностью системы мы понимаем не только выдержанность во времени металлоносных флюидных потоков, но и пространственно-временную стационарность флюидоконтролирующих структур. С этих позиций в строении АСГП можно выделить три предельных случая (рис. 2).

1) Наиболее перспективны концентрические АСГП с четко выраженной центральной (ядерной) зоной накопления рудных элементов, окруженной обширной зоной относительного понижения их концентраций и далее – зоной внешнего (фронтального) обогащения рудными элементами. Такими полями, возникающими при длительном и стабильном развитии гидротермальной системы, обычно сопровождаются крупные и уникальные месторождения с концентрированным оруденением.

2) Менее благоприятны для обнаружения промышленной минерализации комплексные полиэлементные ореолы без четко выраженной симметричности размещения моноэлементных аномалий относительно рудоконтролирующих структур. Такие поля формируются при неоднократных изменениях плана деформаций в процессе рудообразования и сопровождают мелкие месторождения и непромышленные рудопроявления.

3) Наименее перспективны аномальные поля, представленные разобщенными моноэлементными ореолами. Такие поля возникают при нестабильном функционировании рудообразующей системы, на фоне неблагоприятной для оруденения тектонической обстановки, и сопровождают, как правило, участки с рассеянной (непромышленной) минерализацией.

Вещественное выражение излагаемой концепции можно проследить на примере плутоногенного Центрального золоторудного поля (Кузнецкий Алатау), рис. 3.

Оруденение здесь представлено кварцево-золото-сульфидными жилами с березитами, локализованными в пределах крупного гранитоидного плутона лакколитообразной формы. В масштабах рудного поля отчетливо проявлена латеральная зональность метасоматитов и руд, выражающаяся в снижении температуры минералообразования (на 80...100 °С) с юга на север, по мере удаления от глубинного разлома, со сменой следующих минералогических зон (по характерным минералам): турмалиновая, шеелитовая, халькопирит-молибденитовая, галенит-сфалеритовая, арсенопиритовая [14].

В этом же направлении увеличивается количество сульфидов в жилах (от 5...8 % до 50...80 %), снижается пробность золота (с 930 до 650), кварцево-мусковитовые березиты сменяются кварцево-карбонат-серицитовыми, тип проводимости в пиритах сменяется с электронного на дырочный, закономерно изменяются типоморфные свойства жильного кварца и калишпата площадных метасоматитов. Границы между минералогическими зонами резкие, а вертикальная зональность в их пределах проявлена неотчетливо, поэтому можно говорить о многокорневом характере развития оруденения.

Как видно из рис. 3, возрастание роли высокотемпературных ассоциаций с севера на юг рудного поля, по мере приближения к каналу поступления флюидов, сочетается с концентрической сходящейся зональностью, обусловленной накоплением

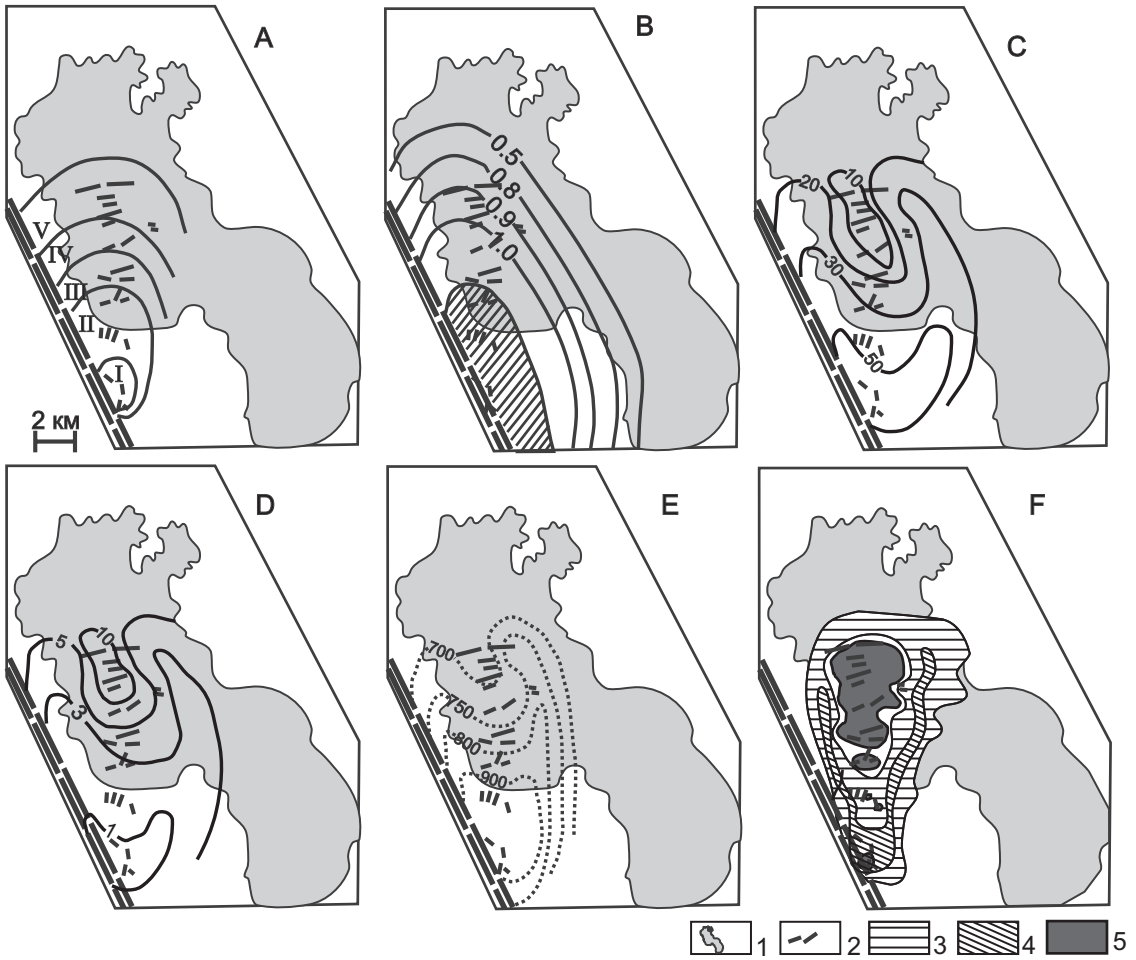

Рис. 3. *Латеральная зональность Центрального рудного поля (Кузнецкий Алатау): 1) контур гранодиоритового массива; 2) основные золотоносные жилы; A) минеральные зоны рудного поля (по типоморфным минералам): I) турмалиновая; II) шеелитовая; III) молибденит-халькопиритовая; IV) галенит-сфалеритовая; V) арсенопиритовая; B) степень триклинности калишпата из зон калишпат-эпидот-хлоритовых метасоматитов (заштрихована область развития решетчатого микроклина); C) доля пиритов с электронным типом проводимости (в %) в золотоносных кварцево-сульфидных жилах; D) интенсивность естественной термолюминесценции жильного кварца (в условных единицах); E) пробность самородного золота в кварцево-сульфидных жилах; F) области накопления геохимических ассоциаций: 3) V, Ti, Ba, Zr, Sr; 4) Ni, Co, Cr; 5) Au, Cu, Zn, Pb, Ag, As*

поздних золотоносных минеральных ассоциаций в жилах северной части рудного поля. Область рудоотложения, таким образом, корреспондирует той части гидротермальной системы, где в результате тектонических подвижек происходит локальное снижение давления и температуры.

Аналогичная структура минеральной и геохимической зональности проявлена и в более крупном масштабе, на уровне месторождений и отдельных рудных тел. Все изученные жилы рудного поля морфологически представляет собой сужающиеся на глубину конусообразные фигуры с хорошо выдержанным по вертикали составом жильной минерализации. Вертикальная зональность, связанная с движением флюидного потока снизу вверх, является прямой, расходящейся, и заключается в незначительном увеличении с глубиной температуры декрепитации и гомогенизации газово-жидких включений в кварце, доли пиритов с электронным типом проводимости, уменьшении интенсивности естественной термолюминесценции жильного кварца, снижении концентрации в березитах Pb, Zn, Cu и увеличении содержаний в них Cr, Ti, V. Центростремительная зональность, обусловленная повторными тектоническими подвижками, проявлена значительно контрастнее и заключается в концентрическом изменении состава минерализации и вышеназванных типоморфных свойств минералов относительно центров максимального оруденения [15].

Очевидно, на начальном этапе кристаллизации интрузива его подошва на значительном протяжении представляла собой своеобразную ловушку, малопроницаемую для газообразных интраталлурических флюидов, скопившихся под остывающим магматическим телом (рис. 4).

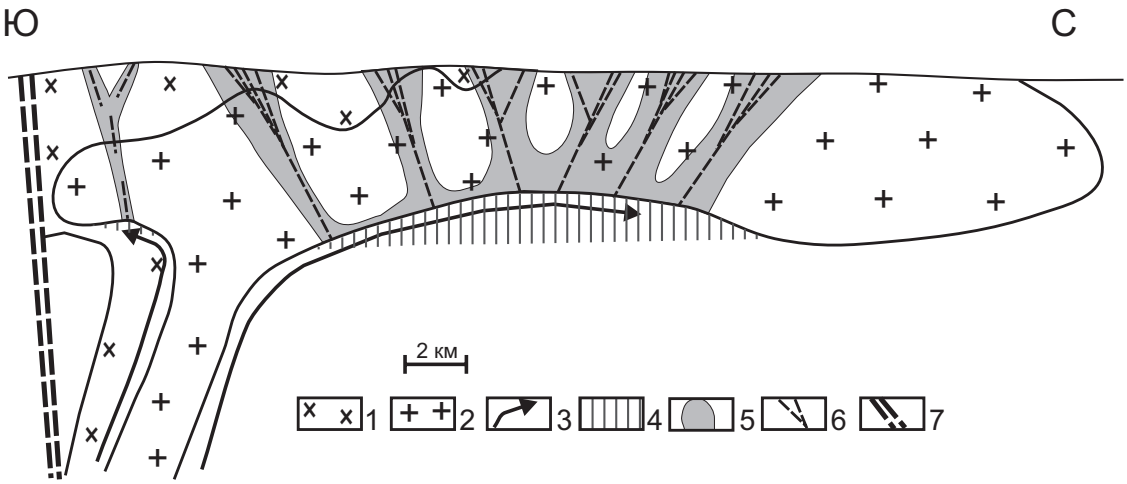

Рис. 4. *Схематический разрез Центрального рудного поля (Кузнецкий Алатау): 1) ороговикованные и уралитизированные габбро-диориты (метадиориты); 2) гранодиориты, тоналиты, кварцевые диориты; 3) поток глубинного флюида; 4) область накопления газообразного флюида под покрышкой остывающего интрузива; 5) площадные предрудные метасоматиты; 6) рудоконтролирующие и рудовмещающие трещины; 7) Кузнецко-Алатауский глубинный разлом*

Миграция флюидов в стороны от питающего канала обеспечила их существенную температурную и кислотно-основную дифференциацию, что явилось, по нашему мнению, основой для формирования зональности гидротермальных образований рудного поля. Любопытным свидетельством действительного наличия подинтрузивного гидротермального «силла» является интенсивное изменение предрудных даек спессартитов: все они превращены в хлоритовые и карбонат-хлоритовые метасоматиты, в то время как вмещающие гранодиориты на контактах с ними часто совершенно не изменены. Судя по всему, остывающие дайки являлись тепловыми флюидопроводниками для березитизирующих растворов.

Предрудные метасоматиты представлены в рудном поле протяженными зонами калишпатизации мощностью в десятки-сотни метров, по периферии которых установлены повышенные концентрации биотита и магнетита. Все кварцево-жильные золоторудные тела пространственно тяготеют к зонам развития площадных предрудных метасоматитов. В то же время, в наиболее проницаемых частях этих зон жилы представлены пережимами и проводниками, а кварцево-сульфидные линзы и рудные столбы локализованы в слабо трещиноватых биотитизированных гранодиоритах. Все это свидетельствует о том, что площадной калиевый метасоматоз в зонах повышенной проницаемости осуществлялся под воздействием высокотемпературных (450...350 °С) флюидов, преимущественно остаточных, без заметного смешивания их с водами вмещающих пород.

По мере снижения температуры флюидов, их поток все более концентрировался в наиболее проницаемых центральных частях зон, где при температурах 350...300 °С отлагались эпидот и хлорит, в том числе, в виде прожилков. Дальнейшее снижение температуры и появление открытых трещин сопровождалось внедрением даек, проникновением вдоль них и по зонам трещиноватости растворов повышенной кислотности и формированием околотрещинных березитов. Обогащенный выщелоченными основаниями раствор мигрировал в околотрещинном пространстве, а при снижении общей проницаемости среды, стягивался в открытые трещины, обусловливая проявление механизма автосмешения растворов, с дальнейшим вовлечением этих флюидов в совместную с вадозовыми растворами конвективную систему.

Применительно к строению аномальных геохимических полей полученные выводы означают, что от начальных этапов формирования гидротермальных систем к финальным центробежная минерально-геохимическая зональность сменяется концентрической центростремительной. Очень важно при этом, что АСГП разных иерархических уровней являются фигурами подобия. На этом фоне появление в геохимических полях пространственно сопряженных высокоградиентных зон интенсивного привноса элементов и областей относительного понижения их концентраций является индикатором завершенности процессов минералообразования и формирования концентрированного оруденения.

Заключение

Предложена модель образования аномальных структур геохимических полей в ходе формирования термофлюидной рудообразующей системы, в соответствии с которой:

1. Концентрически-зональная структура аномального геохимического поля с локализацией центральной и фронтальных зон обусловлена распадом гидротермальной системы на ряд конкурирующих конвективных ячеек в процессе ее самоорганизации.

2. Внутреннее строение аномальных геохимических полей связано со стационарностью гидротермальных рудообразующих систем и отражает масштабы связанного с ними оруденения.
3. Структура аномальных геохимических полей обусловлена сочетанием расходящейся минеральной зональности относительно энергетического источника и сходящейся – относительно центров рудоотложения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Поляк Б.Г., Прасолов Э.М., Буачидзе Г.И. и др. Изотопный состав He и Ar в термальных флюидах Альпийско-Аппенинского региона и его связь с вулканизмом // Доклады АН СССР. – 1979. – Т. 247. – № 6. – С. 1220–1225.
2. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. – 409 с.
3. Летников Ф.А. Флюидный режим эндогенных процессов в континентальной литосфере и проблемы металлогении // Проблемы глобальной геодинамики / Отв. ред. Д.В. Рундквист. – М.: ГЕОС, 2000. – С. 204–214.
4. Летников Ф.А. Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблемы рудогенеза // Геология рудных месторождений. – 2001. – Т. 43. – № 4. – С. 291–307.
5. Русинов В.Л. Флюидные потоки в рудообразующих системах: главные источники и металлогеническая роль // Флюидные потоки в земной коре и мантии / Отв. ред. В.А. Жариков. – М.: ИГЕМ РАН, 2002. – С. 77–83.
6. Вартанян Г.С. Флюидосфера и эндодренажные системы Земли как ведущие факторы геологической эволюции // Отечественная геология. – 2000. – № 6. – С. 14–22.
7. Ваньян П.Л., Павленкова Н.И. Слои с пониженной скоростью и повышенной электропроводностью в основании верхней части земной коры Балтийского щита // Физика Земли. – 2002. – Т. 38. – № 1. – С. 37–45.
8. Каракин А.В., Камбарова А.Н. Динамическая модель коровых волноводов // Геоинформатика. – 1997. – № 1. – С. 10–17.
9. White D.E., Muffler L.J., Truesdull A.H. Vapour-dominited hydrothermal system compared with hot-water // Econ. Geol. – 1971. – V. 60. – № 1. – P. 75–97.
10. Жатнуев Н.С., Миронов А.Г., Рычагов С.Н., Гунин В.И. Гидротермальные системы с паровыми резервуарами. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1996. – 184 с.
11. Файф У., Прайс Н., Томпсон А. Флюиды в земной коре: пер. с англ. / Под ред. Б.Н. Рыженко, Л.И. Звягинцева. – М.: Мир, 1981. – 436 с.
12. Мальковский В.И., Пэк А.А. Влияние фокусирующих свойств высокопроницаемых разломов на развитие рудообразующих систем // Флюидные потоки в земной коре и мантии / Отв. ред. В.А. Жариков. – М.: ИГЕМ РАН, 2002. – С. 104–108.
13. Rowland J.V., Sibson R.H. Structural controls on hydrothermal flow in a segmented rift system, Taupo Volcanic Zone, New Zealand // Geofluids. – 2004. – V. 4. – № 4. – P. 259–283.
14. Ворошилов В.Г. Условия формирования Центрального рудного поля в гранитоидах (Кузнецкий Алатау) // Руды и металлы. – 1995. – № 3. – С. 68–80.
15. Коробейников А.Ф., Ворошилов В.Г., Ананьев Ю.С., Пшеничкин А.Я. Рудно-метасоматическая и геохимическая зональность золоторудных месторождений Средней Сибири // Состояние и проблемы геологического изучения недр и разведки минерально-сырьевой базы Красноярского края. Матер. научно-практ. конфер., посвящ. 60-летию Красноярской геологии, 7–10 октября 2003 г. – Красноярск: КНИИГиМС, 2003. – С. 220–225.

УДК 550.3:553.44:622.7

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ДЛЯ ОЦЕНКИ ТЕХНОЛОГИЧЕСКИХ СВОЙСТВ РУД КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Д.В. Титов

Территориальное управление "ВОСТКАЗНЕДРА", г. Усть-Каменогорск
E-mail: vknedra_common@ukg.kz

На основании изучения петрофизических свойств основных рудных минералов и руд разработан комплекс скважинных и каротажных методов, обеспечивающих оперативную оценку их технологических свойств в процессе разведки месторождений. Это обеспечивает отбор представительных технологических проб и разработку на этой основе оптимальных методов переработки руд. Формирование физико-геологической технологической модели месторождения позволит сократить потери металлов на обогатительном переделе.

Анализ деятельности горно-обогатительных предприятий на Рудном Алтае показал, что наибольшие потери металлов имеют место при обогатительном переделе. При флотационном обогащении потери отдельных металлов достигают 50 % [1].

Исследованиями, выполненными в ДГП "ВНИИцветмет" (г. Усть-Каменогорск, Республика Казахстан) с 1990 по 2004 гг., установлено, что на протекание процессов флотации, кроме вещественных характеристик руд – минерального, химического, гранулометрического состава, текстурно-структурных особенностей и т.п., влияют электрофизические и электрохимические свойства рудных минералов и руд. При этом последние играют главенствующую роль в процессах гидрометаллургической переработки концентратов и руд.