

УДК 553.3 : 550.4

**Г.Б. Наумов<sup>1</sup>, Т.К. Беркелиев<sup>2</sup>, О.Ф. Миронова<sup>3</sup>**

<sup>1</sup> Государственный геологический музей РАН  
125009, г. Москва, Россия, ул. Моховая, д. 11, корп. 11  
E-mail: naumov@sgm.ru

<sup>2</sup> ГПБ Нефтегаз Сервисиз  
109028, г. Москва, Россия, Серебряническая наб., д. 29

<sup>3</sup> Институт геохимии и аналитической химии  
им. В.И. Вернадского РАН  
119991, ГСП-1, г. Москва, В-334, Россия, ул. Косыгина, 19

## МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РУДООБРАЗУЮЩИХ РАСТВОРОВ

---

На базе статистического анализа мировых данных о химическом и изотопном составе флюидных включений в минералах рудных месторождений и горных пород, сформированных в разных геодинамических обстановках, дана оценка возможных источников рудообразующих флюидов.

Гидротермальные системы возникают в тесной связи с процессами метаморфизма и ультраметаморфизма осадочных толщ.

*Я.Н. Белевцев, 1985*

В теориях эндогенного рудообразования одно из центральных мест всегда занимала проблема источника гидротермальных растворов и рудного вещества [10]. Большую часть XX в. явно господствовали представления о магматогенном источнике рудоносных растворов, отделяющихся от застывающих магматических расплавов в процессе их кристаллизации, для которых оставалось только "решить вопросы генетической связи гидротермальных месторождений с теми или иными типами изверженных пород" [29, с. 77]. Отсутствие таких связей объяснялось тем, что "общий путь гидротермальных растворов от магматического источника измеряется нередко несколькими километрами" [29, с. 147].

Значительно меньшей популярностью пользовались идеи метаморфогенного рудообразования. Не случайно в 1988 г. В.И. Смирнов

писал, что до недавнего времени "о рудоформирующей роли метаморфизма имелась сравнительно ограниченная информация, а к метаморфогенным месторождениям относилось лишь небольшое количество залежей железистых кварцитов, мраморов, кровельных сланцев" [31 с. 3]. Организационно это научное направление оформилось лишь в 1969 г., с момента создания Комиссии по метаморфогенному рудообразованию. Возглавил Комиссию Я.Н. Белевцев, приложивший максимум усилий к развитию этого направления [2], однако силы традиций и привычек существенно сковывали работы.

К концу XX в. быстрое развитие глобальной тектоники привело к появлению новой гипотезы: о существовании мантийных источников эндогенных флюидов и рудного вещества. Ее создатели "опустили" источник рудных элементов из коры в мантию: генерированные мантией плюмы приводят к возникновению крупных магматических рудообразующих систем.

© Г.Б. НАУМОВ, Т.К. БЕРКЕЛИЕВ,  
О.Ф. МИРОНОВА, 2012

тем, в которых происходит концентрирование типичных для верхней мантии рудных элементов [15].

В условиях существования диаметрально противоположных гипотез в ходе обобщения накапливающегося эмпирического материала возникли представления о конвергентности рудных месторождений [39], их полигенности и полихронности. В отечественной литературе принцип конвергентности месторождений впервые четко сформулировал В.И. Смирнов [35]. Он же ввел в учебный курс по рудным месторождениям понятия *полигенности* и *полихронности* [36].

Возможности математического моделирования, появившиеся в конце XX в., позволили получить новые данные о закономерностях взаимодействия в системе вода — порода [8]. Однако в этих работах "не рассматривается происхождение воды и генезис главных анионных компонентов растворов — хлора и углекислоты" [5], поскольку эти вопросы выходят за пределы возможностей данных методов [17].

За последнее время накопилось много новых эмпирических данных, результатов наблюдений и измерений, позволяющих вернуться к истокам существующих представлений и рассмотреть их с новых позиций. Особое место при этом принадлежит данным о флюидных включениях в минералах [24, 46].

**Термобарическое поле рудообразования.** С 1965 г. в ГЕОХИ РАН систематически формируются базы данных о физических параметрах и химическом составе флюидных включений в минералах различных геологических объектов, в том числе рудных месторождений. Они содержат результаты измерения физических и химических параметров, позволяющие восстановить значения температуры и давления, при которых образовались минералы-хозяева. В базу вносятся все оригинальные данные по изучению включений, полученные в Институте и опубликованные в литературе [18].

Фазовый состав включений в минералах (рис. 1) указывает на то, что подавляющее большинство эндогенных рудных месторождений формируется с участием флюидов, содержащих водную фазу с растворенными в ней солями.

Статистический анализ количественных данных о флюидных включениях в минералах позволяет получить надежные эмпирические

обобщения, характеризующие развитие рудообразующих процессов.

Термобарическое поле формирования гидротермальных образований, построенное на базе 4525 замеров сопряженных пар значений температуры и давления образования индивидуальных включений, наложенное на диаграмму фаций метаморфизма, отчетливо тяготеет к верхним областям поля пород земной коры (рис. 2), а область формирования рудных скоплений занимает еще более ограниченное поле.

Эти данные позволили дать количественную оценку понятия рудосферы как рудоносного слоя земной коры, который на период рудообразования "располагался субгоризонтально и примерно параллельно пенепленизированной поверхности палеорельефа" [26].

Максимально часто условия формирования гидротермальных рудных месторождений соответствуют области значений температуры  $250 \pm 50$  °С и давления  $1 \pm 0,5$  кбар.

**Руды и магмы.** Магматогенная концепция утвердилась после того, как П. Ниггли [43], поддержав эмпирическую классификацию рудных месторождений В. Линдгрена [42], перевернул ее, поставив в начало собственно магматогенные и пегматитовые месторождения и связав все, что не связано непосредственно с поверхностью земли, с магматогенными флюидами. Дальнейшее ее укрепление связано с дискуссией по статье Л. Грейтона [41]. Именно в таком виде эта классификация, с теми или иными вариациями, многократно тиражировалась в литературе [40, 3] и в большинстве учебных пособий [27, 45]. Наибольшее влияние эти работы имели среди американских геологов. В отечественной геологии существенное воздействие на развитие теории оказала вышедшая под редакцией А.Г. Бетехтина монография по проблемам магматогенного рудообразования [29].

**Временной разрыв.** Еще в схеме классической зональности У. Эммонса между становлением гранитов и началом высокотемпературного рудоотложения фиксировалась хорошо известная геологам-рудникам "пустая" минеральная зона. С возникновением методов геологической термометрии стали появляться количественные данные, показывающие, что между температурой застывания гранитного расплава и началом отложения руд существует температурный интервал (не менее 200 °С), в котором формируются безрудные минераль-

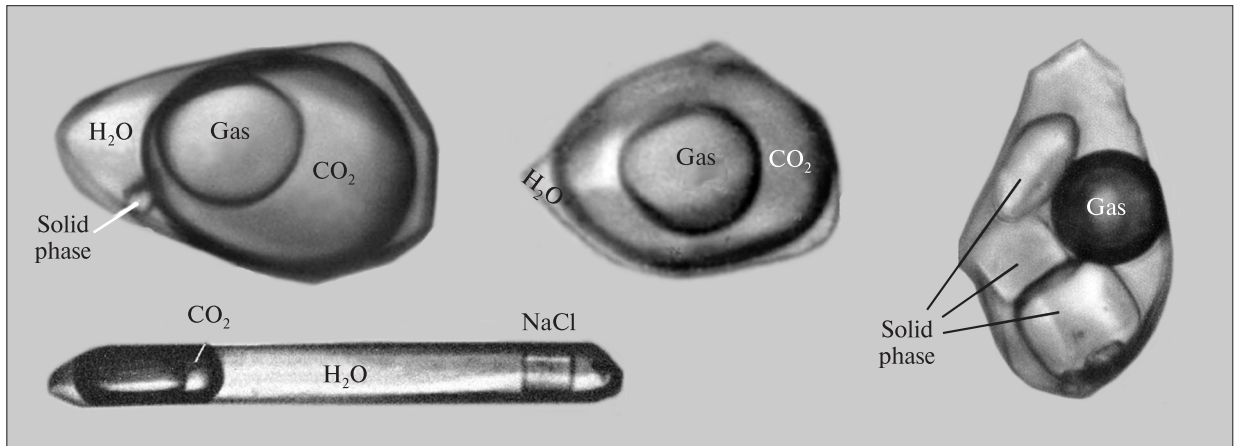


Рис. 1. Флюидные включения в гидротермальном кварце. Ув. 2000

Fig. 1. Fluid inclusions in the hydrothermal quartz.  $\times 2000$

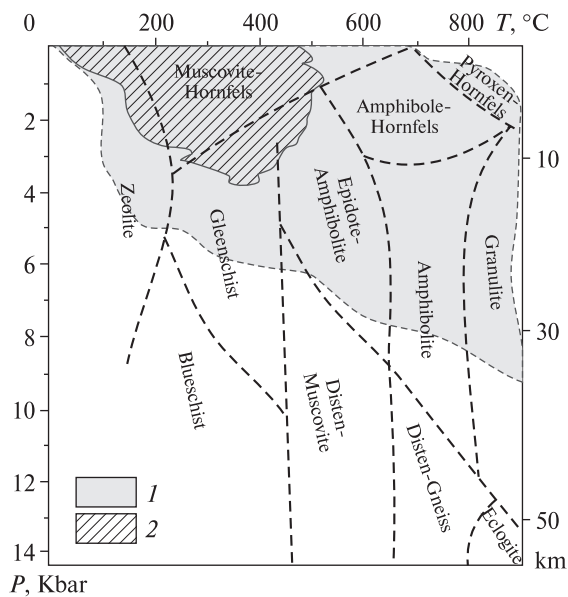


Рис. 2. Положение полей гидротермальной деятельности (1) и устойчивого гидротермального рудообразования (2), на диаграмме фаций метаморфизма (по Н.А. Добрецову и др., 1970)

Fig. 2. The position of fields of the hydrothermal activity (1) and sustained hydrothermal ore forming processes (2), superimposed on a chart of metamorphism facies (according to Dobretsov et al., 1970)

ные ассоциации [21] (рис. 3). Температура, в отличие от давления, меняется достаточно медленно и для остывания требуется значительный промежуток времени. Идея отщепления рудных элементов от гранитных магм не объясняет разрыва между временем застывания магмы и началом процессов рудоотложения.

Определение возраста пород и руд с помощью методов изотопной хронологии все чаще

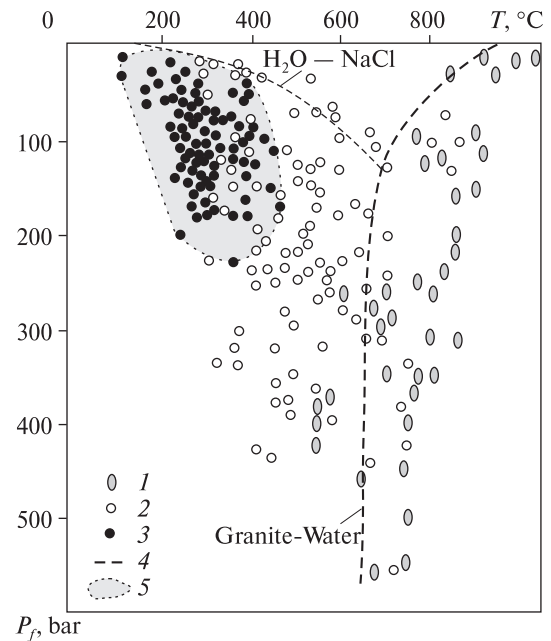


Рис. 3.  $PT$ -параметры, полученные для объектов месторождений олова, вольфрама и молибдена по включениям: 1 — расплавленным, 2 — флюидным дорудных стадий, 3 — флюидным рудных жил; 4 — линия равновесия гранит —  $H_2O$ , 5 — область  $T-P$  рудоотложения

Fig. 3.  $PT$ -parameters from fluid inclusions of the deposits of tin, tungsten and molybdenum: 1 — melt, 2 — fluid of pre-ore stages, 3 — fluid of ore veins; 4 — equilibrium line granite —  $H_2O$ , 5 —  $T-P$  field of ore deposition

указывает на существенную возрастную разницу между интрузивными массивами и скоплениями рудного вещества, достигающую десятков и сотен миллионов лет. За это время в пространстве будущего месторождения обычно происходит формирование целого ряда высокотемпературных метасоматических и жильных минеральных новообразований,

нередко внедряются различные дорудные дайковые комплексы, происходит неоднократная смена тектонических деформаций.

Где находился все это время отщепившийся "магматогенный" раствор, остается загадкой. Любой геолог-рудник хорошо знает, что гранит, не подвергшийся постмагматическим изменениям, не перспективен в отношении поиска рудных скоплений. Как с практической, так и с теоретической точки зрения этот временной интервал достоин самого пристального внимания.

**Водный баланс.** Количество рудных элементов, содержащееся в интрузивных породах, вполне достаточно для формирования промышленных месторождений. Так 1 км<sup>3</sup> гранита содержит в среднем ~5 млн т свинца и еще больше цинка и меди. Сложнее с количеством воды, необходимым для их мобилизации и переноса. По наиболее надежным оценкам содержание воды в гранитном расплаве не превышает 2÷5 % [34]. Данные статистического анализа расплавных включений во внутриконтинентальных расплавах кислого состава дают среднюю величину 2,6 мас. %, а аномально высокие значения едва превышают 5 %. Во всех других расплавах и геодинамических обстановках — ниже [19].

Для выноса этого свинца необходимо, чтобы его концентрация в растворе достигала 40 г/кг H<sub>2</sub>O, что явно нереально. Экспериментальные определения коэффициентов распределения рудных элементов между расплавом и равновесным с ним флюидом ( $K_f = C_{\text{фл}}/C_{\text{расп}}$ ) показывают, что реально магматический раствор может вынести из расплава не более первых и даже долей процентов металлов, содержащихся в расплаве. При коэффициенте распределения  $K_f = 1$  и максимально возможном содержании воды из расплава может быть вынесено только 5 % содержащегося в нем рудного компонента (рис. 4).

Выше мы уже отмечали, что гидротермальный раствор представляет собой водно-углекислый флюид (см. рис. 1). В то же время в гранитном расплаве практически не содержится CO<sub>2</sub>. Ее среднее содержание в континентальных гранитах составляет всего 0,014, а максимальное — 0,042 мас. % [22].

**Направление миграции элементов.** Более того, из этих данных следует, что такие элементы, как Ba, Sr, Pb, Mo, Sn, U, Th, характерные для связанных с гранитами рудных жил, должны

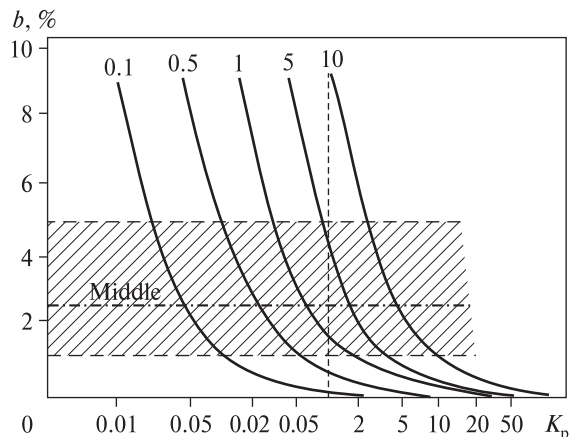


Рис. 4. Рудный компонент (часть в процентах — цифры на кривых), который может быть вынесен магматогенным флюидом при разных значениях  $K_p$ ,  $b$  — содержание воды. Заштрихована область возможного содержания воды в гранитном расплаве

Fig. 4. The share of the ore component (% — the numbers in the curves), which could be extracted by the magmatogenic fluid at different values of the equilibrium coefficient,  $b$  — water content. The shaded area shows possible water content in the granitic melt

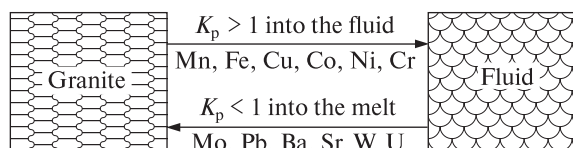


Рис. 5. Направления миграции элементов в системе гранит — флюид

Fig. 5. The directions of migration of elements in the granite — fluid system

преимущественно накапливаться не во флюиде, а в гранитном расплаве ( $K_p < 1$ ), тогда как Mn, Fe, Cu, Co, Ni, Cr ( $K_p > 1$ ), типичные для жил базальтов, наоборот, преимущественно переходят во флюид (рис. 5). Так, для олова коэффициент распределения  $K_f$  в системе гранит — флюид колеблется от 0,2 до 0,005, для урана — от 0,1 до 0,02 и т. д. [16]. Эти данные никак не увязываются с тем комплексом рудных месторождений, которые могут сопровождать гранитные массивы.

Эти количественные данные не позволяют считать, что отделение от гранитного расплава магматогенного флюида служит определяющим моментом в процессе консолидации рудных элементов. Реальные для такого механизма концентрации металлов во флюиде выдвигают проблему дефицита воды. В то же время в ходе любых постмагматических процессов наблюдается не уменьшение, а уве-

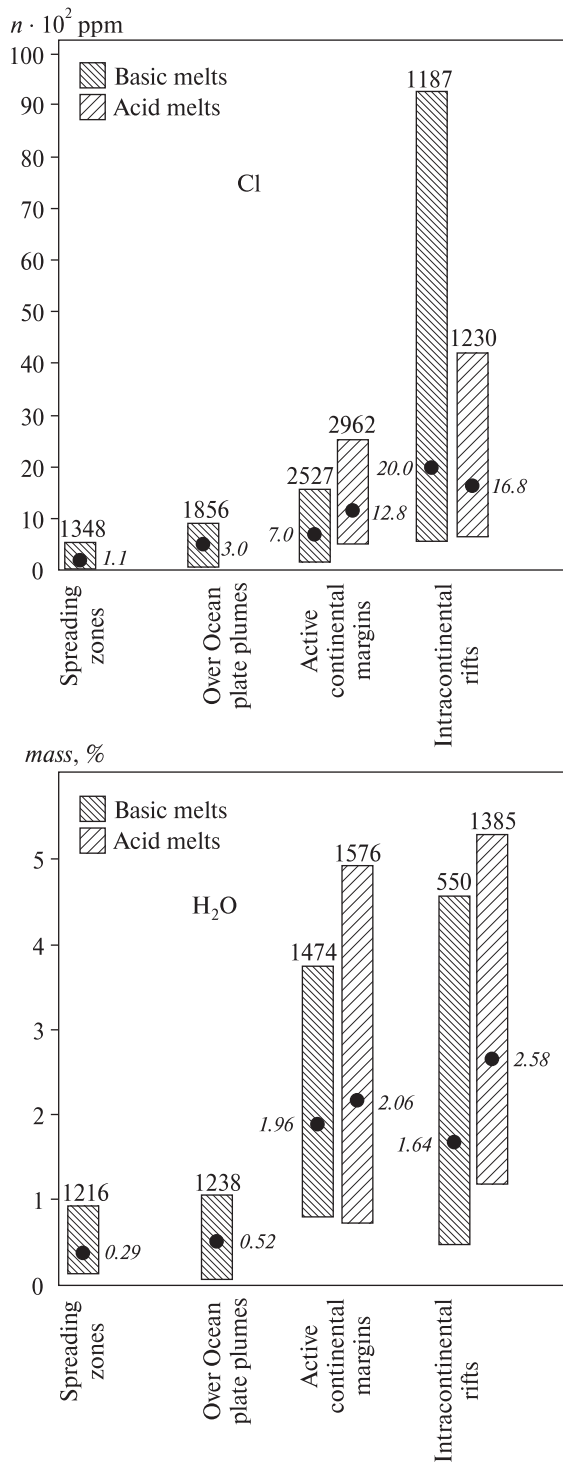


Рис. 6. Содержание воды и хлора в расплавных включениях при разных геодинамических обстановках. Цифрами над колонками указан объем выборки

Fig. 6. Water and chlorine content in the melt inclusions of different geodynamic domains. The numbers above the columns are the sample sizes

личение содержания воды в гранитном теле. Источник этой воды обычно не рассматривается.

Все эти противоречия неоднократно упоминались в литературе, но исследователи концентрировали внимание на источниках рудных элементов, а не их носителях [10]. Наиболее последовательно эти вопросы рассматривались Я.Н. Белевцевым и его школой [2].

**Гипотеза мантийных источников.** Концепция мантийных источников гидротермальных растворов возникла в "недрах" глубинной геодинамики. Согласно ей мантийный флюидный поток растянут в огромном интервале: часть флюидов может поступать с глубины около 400 км. В отличие от магматических горных пород, которые обычно подвержены различным постмагматическим изменениям, расплавные включения несут в себе информацию о первичном составе расплава. За последние годы в результате появления новых методов микроанализа накопилась представительная база данных, обобщенных в работе [19]. Они показывают, что содержание воды в магмах зоны спрединга и над океаническими горячими точками составляет всего 0,3–0,5 мас. %, повышаясь на порядок (до 2–5 мас. %) в зонах активных континентальных окраин и во внутриконтинентальных рифтах (рис. 6). Существенное увеличение значений содержания H<sub>2</sub>O в породах субдукционных областей и внутриконтинентальных рифтов по сравнению с океаническими магмами говорит о ее коровом, а не мантийном источнике, связанном с циклическими геохимическими процессами.

Еще более показательны содержание хлора (рис. 6), значения которого характерны для земной коры, а не для мантии. Во всех типах магм наблюдается и низкое содержание диоксида углерода, что еще раз подтверждает метаморфогенное, а не магматогенное происхождение CO<sub>2</sub> в минералообразующих гидротермальных растворах.

Если мантия содержит ничтожное количество воды, а также хлора и уголекислоты, доминирующих в гидротермальных растворах, то необходим процесс локальной их концентрации непосредственно в самой мантии.

Эти количественные данные не позволяют считать мантию непосредственным источником рудообразующих флюидов.

**Метаморфогенная концепция.** За последнее время получено много новых количественных данных, позволяющих подробно проанализировать возможности метаморфических источников гидротермальных растворов. Это и дан-

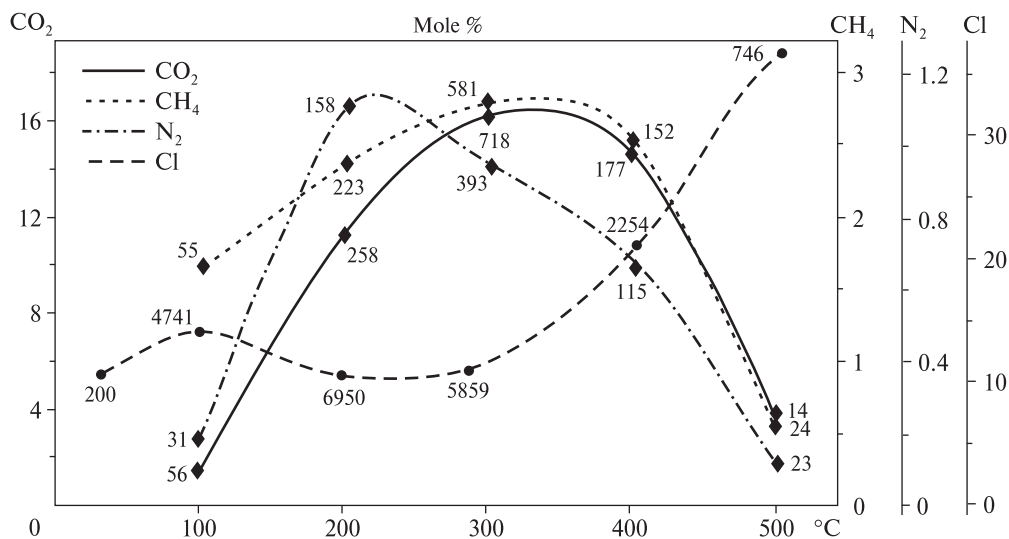


Рис. 7. Изменение значений содержания газов и солености во флюидах разной температуры. Цифрами на кривых обозначен объем выборок в интервале  $\pm 50^\circ\text{C}$

Fig. 7. Changing the gases contents and salinity in the fluids of different temperature. The figures in curves are the sample sizes in the range  $\pm 50^\circ\text{C}$

ные о составе флюидных включений в минералах, и экспериментальные исследования процессов гидратации — дегидратации и сопровождающих их реакций в условиях повышенных значений температуры и давления.

База данных по флюидным включениям в минералах позволяет получить характеристики газовой составляющей и солености гидротермальных растворов [23]. Средние значения содержания и интервалы колебаний пяти основных компонентов приведены в таблице. Среди них резко доминирует углекислота. На втором месте стоят метан и азот, затем сероводород и углеводороды. Все остальные компоненты (фтор, бораты и пр.) в аналитически значимых содержаниях встречаются спорадически и представляют собой скорее экзотику.

Изменения содержания газовых компонентов и хлора по интервалам  $n \pm 50^\circ\text{C}$  для выборки по гидротермальным минералам приведены на рис. 7.

При повышении температуры от  $50$  до  $350^\circ\text{C}$  наблюдается быстрый рост среднего содержания  $\text{CO}_2$  в гидротермальных флюидах, достигающего максимума в районе  $350^\circ\text{C}$ . В интервале  $400\text{--}500^\circ\text{C}$  наблюдается резкий спад значения среднего содержания. Для  $T > 500^\circ\text{C}$  имеется только ограниченное количество данных, но здесь мы находимся на границе поля гидротермального минералообразования и в этих единичных определениях содержание  $\text{CO}_2$  не превышает первых процентов ( $0\text{--}7\%$ ).

Скорее всего, для гидротермальных растворов с температурой более  $500^\circ\text{C}$  углекислота не характерна.

Аналогичная зависимость установлена для метана и азота. Для последнего максимум концентрации приурочен к более низким температурам ( $\sim 220^\circ\text{C}$ ), после чего наблюдается устойчивое снижение его содержания.

Такие изменения концентрации растворенных газов могут быть связаны с преобразованием осадочных пород в процессах регионального и контактового метаморфизма. Среднее содержание  $\text{CO}_2$  в осадочных породах  $7,68\%$ , в сланцах —  $1,64$  и в гнейсах —  $0,8$  [32]. Последовательное уменьшение содержания  $\text{CO}_2$  обусловлено декарбонатизацией осадочных пород в процессах контактового и ре-

**Состав газов флюидных включений в минералах гидротермальных образований (объем выборки 6176 определений)**

**The gas composition of fluid inclusions in minerals of hydrothermal formations (sample size 6176)**

Компонент	Кол-во определений	Концентрация, мол. %		Состав газовой фазы, мол. %
		min—max	среднее	
$\text{CO}_2$	3207	0—100	13,61	70,4
$\text{CH}_4$	2917	0—100	3,70	19,6
$\text{N}_2$	2222	0—100	1,61	8,3
$\text{H}_2\text{S}$	733	0—13,9	0,08	0,4
$\text{C}_n\text{H}_m$	724	0—16,0	0,23	1,2
Сумма	—	—	—	100

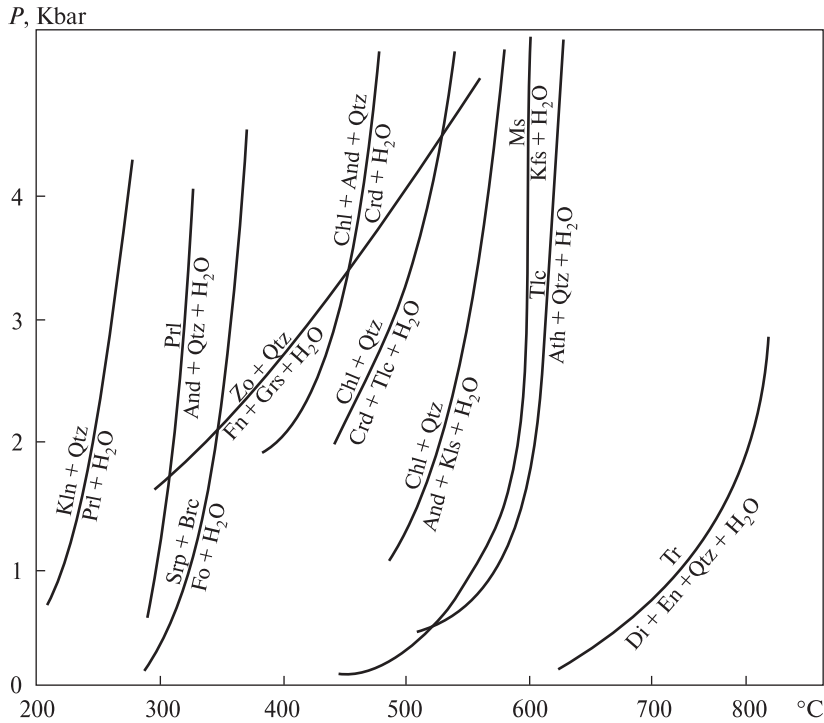


Рис. 8. Некоторые петрологически важные равновесия гидратации — дегидратации [7]. An — анортит, And — андалузит, Ath — антофиллит, Brc — брусит, Chl — хлорит, Crd — кордиерит, Di — диопсид, En — энстатит, Fo — форстерит, Grs — гроссуляры, Kfs — калиевый полевой шпат, Kln — каолинит, Kls — кальсилит, Ms — мусковит, Prl — пиррофиллит, Qtz — кварц, Srp — серпентин, Tlc — тальк, Tr — тремолит, Zo — цоизит

Fig. 8. Some petrologically important hydration — dehydration equilibria [7]. An — anorthite, And — andalusite, Ath — anthophyllite, Brc — brucite, Chl — chlorite, Crd — cordierite, Di — diopside, En — enstatite, Fo — forsterite, Grs — grossular, Kfs — K-feldspar, Kln — kaolinite, Kls — kalsilit, Ms — muscovite, Prl — pyrophyllite, Qtz — quartz, Srp — serpentine, Tlc — talc, Tr — tremolite, Zo — zoisite

гионального метаморфизма. Реакции типа "скарнирования", при которых Ca, Mg, Fe карбонатов переходят в сложные силикаты и алюмосиликаты, вызывают освобождение углекислоты и существенное обогащение этим компонентом флюидной фазы. При этом в кварце метаморфических пород консервируются включения, где давление  $\text{CO}_2$  достигает многих килобар.

Захороненные органические вещества при их метаморфизме обогащают флюид метаном и азотом, максимум концентрации которых в гидротермальных растворах приходится на интервал 200—350 °С.

Изменение солёности имеет обратную направленность. Высокотемпературные растворы обычно хлоридные, низкотемпературные не содержат такой концентрации хлора. Устойчивое снижение содержания хлора трудно объяснить последовательной эволюцией единого раствора. Этот компонент не летуч, а в гидротермальных новообразованиях нет минералов, которые могли бы поглотить такие его количества. Наблюдаемые снижения его концентрации могут быть вызваны либо существенным разбавлением исходного хлоридного раствора, при котором от исходного состава остаются ничтожные доли, либо вообще поступлением новых растворов, не связанных с высокотемпературными хлоридными флюидами. Наиболее реальный механизм появления хлоридных растворов в высокотемпе-

ратурном интервале — значительная потеря  $\text{H}_2\text{O}$  флюидом при реакциях гидратации первичных алюмосиликатов [7]. Многие постмагматические реакции, связанные с изменением интрузивных пород: серицитизация, пропицитизация, хлоритизация, серпентинизация и другие аналогичные процессы (рис. 8) происходят с активным поглощением воды. В неизменных гранитах содержание  $\text{H}_2\text{O}$  обычно не превышает 0,5 мас. %, тогда как в хлоритизированных и серицитизированных породах увеличивается до 3—8 %. Содержащуюся во вмещающих породах воду, высвобождаемую при их метаморфизме, должны интенсивно поглощать изменяющиеся магматические породы. При этом хлор, инертный к породообразующим минералам, будет оставаться во флюидной фазе, многократно повышая ее хлоридность.

Все эти данные хорошо согласуются с метаморфогенной концепцией формирования гидротермальных растворов, заставляя вернуться к исследованию метаморфических (как прогрессивных, так и регрессивных) и метасоматических процессов, в ходе которых и формируются специфические рудообразующие флюиды.

**Изотопные данные.** К настоящему времени об изотопном составе природных вод накопилось много данных, пригодных для решения поставленной задачи. Морские, метаморфические и магматические воды занимают вполне

определенные поля на диаграмме  $\delta D - \delta^{18}O$  (рис. 9). Изменение изотопного состава атмосферных вод, обусловленное преимущественным испарением "легкой" воды, хорошо описывается уравнением  $\delta D = 8 \cdot \delta^{18}O + 10 \text{‰}$ , поскольку при испарении из океана быстрее улетучиваются молекулы воды, содержащие легкие изотопы кислорода и водорода. Пар обогащается  $^{16}O$  и  $^1H$ , а остаточная вода —  $^{18}O$  и  $D$ .

Изотопный состав вод термальных источников плотно прилегает к этой линии, что говорит об их поверхностном происхождении. Некоторое смещение поля этих вод в сторону более тяжелого кислорода говорит о наличии изотопного обмена с минералами вмещающих пород, содержащих  $^{18}O$  по реакции типа:



Поле вод флюидных включений в гидротермальных минералах различных рудных месторождений, по данным Н.Н. Зыкина [9], также прилегает к линии атмосферных вод, но уходит дальше в область тяжелого кислорода. Особый интерес представляет правая нижняя часть этой области, далеко отстоящая от полей других типов природных вод. Такое утяжеление кислорода обусловлено изотопным сдвигом при взаимодействии дегидратационных вод с вмещающими породами, в которых содержание  $\delta^{18}O$  может достигать 40 ‰ [44, 47].

Таким образом, изотопные данные выявляют существенный сдвиг изотопных равновесий в системе раствор — порода и, таким образом, независимо подтверждают влияние процессов дегидратации на формирование гидротермальных рудообразующих растворов.

**Минеральные нагрузки.** Все изложенное выше концентрировалось вокруг "несущей" части минералообразующих флюидов, но не их минеральной нагрузки. Что касается последней, то обычно в отношении жильных и рудных компонентов совмещаются два независимых подхода.

Для многочисленных карбонатных и кварцевых прожилков в мраморах и метаморфических породах вопрос об источнике вещества, выполняющего эти прожилки, не вызывает дискуссий. Исходное вещество имеется в избытке в окружающей среде, принимается идея латеральной секреции. Однако здесь не все так просто. Не все вещества заполняют возникшее пространство пропорционально, чаще — дифференциально. В результате даже

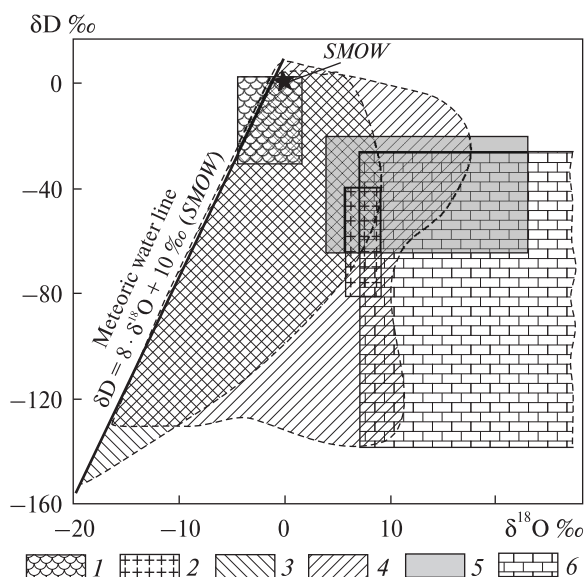


Рис. 9. Изотопный состав некоторых природных вод и пород. Воды: 1 — морские, 2 — магматические, 3 — термальных источников, 4 — флюидных включений гидротермальных минералов; породы: 5 — метаморфические, 6 — осадочные

Fig. 9. Isotopic composition of some natural waters and rocks. Water: 1 — sea, 2 — magmatic, 3 — hot springs, 4 — fluid inclusions of hydrothermal minerals; rocks: 5 — metamorphic, 6 — sediment

по цветности прожилки обычно отличаются от вмещающих пород.

Сложнее с рудными компонентами. Здесь мнения кардинально расходятся. Если для вещества жильного выполнения допускается его местный источник, то для рудных элементов и транспортирующего их флюида ведутся поиски иных источников. Пространственная близость рудных месторождений и магматических тел долгое время служила основным доказательством магматогенной природы рудообразующих растворов. По мере развития горнодобывающей промышленности накапливалось все больше эмпирических данных, не укладывающихся в ортодоксальную магматогенную концепцию. Отсутствие обязательной пространственной связи рудных месторождений с магматическими телами было установлено для самых различных рудных образований. В результате стали быстро развиваться представления о катагенетическом, вулканогенном, метаморфогенном и других процессах рудообразования. Была установлена конвергентность характерных признаков большой группы месторождений, формирование которых связано с различным сочетанием син- и



эпигенетических процессов. В учебных материалах появилась группа "амагматогенных" месторождений. Не оправдала себя и гипотеза "рудной специализации" конкретных интрузивных тел. Подобный примитивный подход неоднократно критиковался А.И. Тугариновым [37], Л.Н. Овчинниковым [28], В.Л. Барсуковым [1] и др.

Анализ зависимости образования рудных скоплений от повышенного содержания рудных элементов в гранитных массивах указывает на отсутствие обязательной связи между этими двумя характеристиками. Месторождения встречаются как вблизи гранитов с повышенным содержанием рудных элементов, так и около гранитов с пониженным кларком, а высокие значения содержания вовсе не являются надежным признаком наличия руд [22]. Причина этих закономерностей заключается в том, что не валовые концентрации рудных элементов, а формы их нахождения в потенциальных источниках рудного вещества определяют возможность проявления рудообразующих процессов. Перераспределение форм нахождения — одно из необходимых условий рудообразования.

Этот вывод достаточно хорошо обоснован многочисленными исследованиями и прекрасно согласуется с результатами изучения форм нахождения рудных элементов в горных породах. Так, вхождение олова в пироксены и щелочные амфиболы, на долю которых иногда приходится более 90 % его содержания в породе, не приводит к его дальнейшей концентрации даже при содержании, более чем на порядок превышающем кларковое, до тех пор, пока не будут разрушены его минералы-носители [12]. Еще отчетливее эта зависимость проявляется в ходе анализа процессов уранового рудообразования [6, 11], когда роль рудоподготовительных процессов отчетливо выявляется при детальном геохимическом исследовании [26].

С этих позиций становятся понятны кажущиеся противоречия между фоновыми значениями содержания рудных элементов и наличием рудных образований. Дело не в исходном содержании, а в особенностях постмагматических процессов. Исходные концентрации создают только "потенциальный запас" рудных элементов, а перейдут ли они в "подвижную форму" и реализуется ли геохимический барьер, зависит от более поздних процессов.

#### **Амагматогенные гидротермальные системы.**

Во всех предыдущих моделях присутствовала некоторая "тепловая машина", роль которой выполняли магматические тела. Однако в природе немало гидротермальных систем, где наличие магматических тел предположить очень сложно. В.И. Смирнов отнес их к группе амагматогенных гидротермальных месторождений [36, с. 340 и сл.]. В литературе описаны ситуации, когда наблюдаются неравномерные мозаично-пятнистые изменения интенсивности структурных и вещественных преобразований, в том числе тепловых, проявленных на макро-, мезо- и микроуровнях. Описан также "безкорневой" метаморфизм, охватывающий лишь верхние части разреза осадочных толщ [14]. Подобные неравномерные пространственные, вещественные и структурные изменения горных пород пока не находят удовлетворительных объяснений, поскольку каналы и механизмы локального поступления энергии, необходимой для этих процессов, еще не изучены. Чаще всего эти явления связывают с неравномерностью динамометаморфизма [38].

Не исключено, что и для амагматогенных месторождений мы найдем локальные участки тепловых аномалий, формирование которых обусловлено иными механизмами передачи энергии, чем конвективный и кондуктивный, которыми в настоящее время ограничиваются геологические модели. Не исключен волновой механизм передачи энергии [4, 20].

**Обобщенная модель.** Очень обобщенно совокупность рассмотренных выше процессов можно изобразить в виде схемы (рис. 10). Внедрившееся в осадочные или метаморфические породы горячее тело нагревает вмещающие породы, в результате чего в них происходят процессы дегидратации и декарбонатизации (первый этап). Формируется высокоплотный водно-углекислый флюид.

По мере остывания интрузивного тела в нем за счет воды образовавшегося флюида начинаются процессы гидратации породообразующих минералов интрузивного тела (второй этап). Флюид из вмещающих пород подтягивается к интрузивному телу, в котором как и в ближнем экзоконтакте, происходят метасоматические изменения, сопровождающиеся локальным перераспределением элементов [13]. Они неоднократно описаны во многих работах и удачно обобщены в работе Е.В. Плющева и

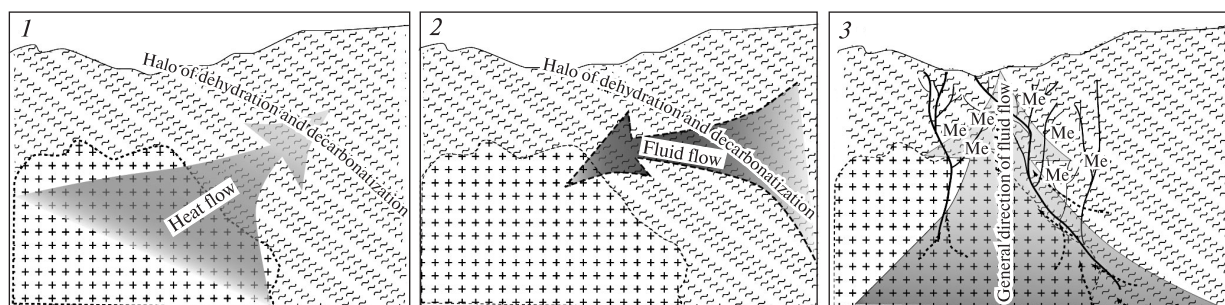


Рис. 10. Принципиальная схема трех этапов процессов гидротермальной деятельности и рудообразования в системе интрузив — вмещающие породы. Стадии: 1 — контактового метаморфизма, 2 — постмагматических преобразований, 3 — рудоотложения

Fig. 10. Schematic diagram of the three stages of hydrothermal activity and ore formation processes in the system intrusion — host rocks. The stages: 1 — of contact metamorphism, 2 — of post-magmatic transformations, 3 — of ore deposition

В.В. Шатова [30]. При этом некоторые элементы могут менять формы своего нахождения в горных породах, переходя из инертного состояния в потенциально подвижное [25]. Процессы гидратации приводят к обогащению флюида ионами хлора, высокая концентрация которого, как отмечалось выше, характерна именно для высокотемпературных растворов.

По прошествии определенного времени (десятки, а иногда и сотни миллионов лет), когда породы приобретают жесткость, последующая тектоническая активизация вызывает уже не складчатые, а разрывные нарушения. Через систему возникших нарушений сплошности начинается разгрузка оставшихся флюидов, перераспределение и отложение рудных элементов, заимствованных из всех вмещающих пород (третий этап).

Согласно этой модели, интрузивный массив служит не источником рудообразующих растворов, а поглотителем воды метаморфогенных флюидов. В результате гидратации происходит обогащение водной составляющей флюида хлором и некоторыми другими, в том числе и рудными, элементами, мигрирующими из области экзоконтакта к интрузивному телу, вызывая и в нем постмагматические метасоматические изменения.

**Заключение.** Все рассмотренные выше закономерности формирования гидротермальных растворов, их поведения и роли в образовании рудных тел, по возможности, учитывают те эмпирические факты и обобщения, которые были получены в ходе многолетнего изучения процессов гидротермального минералообразования [33] и в смежных областях научного

знания. Новые количественные данные и анализ их совокупности с позиций единой системы позволяют внести некоторые коррективы в модели процессов рудогенеза, сложившиеся еще в начале прошлого века.

Исходя из изложенного, рудообразующая система охватывает весь комплекс горных пород, вмещающих данное месторождение. Интрузивный массив служит не источником рудообразующих растворов, а поглотителем воды метаморфогенных флюидов, в результате чего происходит их обогащение хлором и некоторыми другими, в том числе и рудными, элементами, мигрирующими из области экзоконтакта к интрузивному телу, вызывая в нем постмагматические метасоматические изменения. При этом меняющиеся интрузивные породы могут оказаться источником рудных элементов. При аутометаморфических и ранних постмагматических преобразованиях обычно происходит изменение форм нахождения рудных элементов, их переход из инертного в потенциально подвижное состояние. Непосредственное рудоотложение связано с более поздней активизацией, при которой в консолидированных породах доминируют разрывные нарушения, приводящие к разгрузке флюидов и их дегазации.

С этих позиций становятся понятны кажущиеся противоречия между фоновыми значениями содержания рудных элементов и наличием рудных образований. Дело не в исходном содержании, а в особенностях постмагматических метасоматических процессов. Исходные концентрации создают только "потенциальный запас" рудных элементов, а перейдут ли они в "подвижную форму" и реали-

зуется ли геохимический барьер, зависит от более поздних процессов.

Пока ясно одно: процесс гидротермального рудообразования значительно более многофункциональный, чем это трактуется в ортодоксальных теориях. В нем могут участвовать самые разные типы горных пород — осадочные, метаморфические, магматические. Магматический расплав может быть переносчиком элементов и источником тепла, но не водной составляющей гидротермального раствора.

Такой подход к анализу геолого-геохимических данных даст новый импульс и для совершенствования самой теории, и для дальнейшего повышения эффективности поисковых и разведочных работ, введения в сферу поисков новых перспективных площадей.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Барсуков В. Л. Основные черты геохимии олова. — М. : Наука, 1974. — 150 с.
2. Белевцев Я.Н. Метаморфогенное рудообразование. — М. : Недра, 1979. — 275 с.
3. Бетехтин А.Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования // Основные проблемы магматогенного рудообразования. — М. : Изд-во АН СССР, 1953. — С. 122—275.
4. Богацкий В.В. Механизм формирования структур рудных полей. — М. : Недра, 1986. — 86 с.
5. Борисов М.В. Геохимические и термодинамические модели жильного гидротермального рудообразования. — М. : Науч. мир, 2000. — 360 с.
6. Власов Б.П., Матюшин Л.В., Наумов Г.Б. Жильное урановое месторождение Шлема-Альберода (Рудные горы) // Геология руд. месторождений. — 1993. — 35, № 3. — С. 205—221.
7. Граменицкий Е.Н., Котельников А.Р., Батанова А.М. и др. Экспериментальная и техническая петрология. — М. : Науч. мир, 2000. — 416 с.
8. Гричук Д.В. Термодинамические модели субмаринных гидротермальных систем. — М. : Науч. мир, 2000. — 304 с.
9. Зыкин Н.Н. Изотопный состав кислорода и водорода воды флюидных включений в минералах гидротермальных месторождений // Современное состояние наук о Земле : Материалы междунар. конф. — М. : Геол. фак. МГУ, 2011. — С. 744—748.
10. Источники рудного вещества эндогенных месторождений. — М. : Наука, 1976. — 335 с.
11. Ищукова Л.П., Модников И.С., Сычев И.В. и др. Урановые месторождения Стрельцовского рудного поля в Забайкалье. — Иркутск : Глазовская, 2007. — 260 с.
12. Коваленко В.И., Легейдо В.А., Петров Л.Л. и др. Олово в бериллий щелочных гранитоидах (пример рассеяния резко повышенных концентраций олова и бериллия в гранитах) // Геохимия. — 1968. — № 9. — С. 1078—1087.
13. Коржинский Д.С. Проблемы физико-химической теории петрологических процессов // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1962. — № 1. — С. 10—25.
14. Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Соловьев А.Ю. Пластическая деформация и метаморфизм // Геотектоника. — 1995. — № 2. — С. 29—48.
15. Летников Ф.А. Флюидный режим эндогенных процессов и проблемы рудогенеза // Геология и геофизика. — 2006. — 47, № 12. — С. 1296—1307.
16. Малинин С.Д., Хитаров Н.И. Рудные и петрогенные элементы в системе магматический расплав — флюид // Геохимия. — 1984. — № 2. — С. 183—196.
17. Менакер Г.И. Теоретические модели геохимии и рудообразования. — Чикаго, 2010. — 261 с.
18. Наумов В.Б., Дорофеева В.А., Миронова О.Ф. Основные физико-химические параметры природных минералообразующих флюидов // Геохимия. — 2009. — № 8. — С. 825—851.
19. Наумов В.Б., Коваленко В.И., Дорофеева В.А. и др. Средний состав магматических расплавов главных геодинамических обстановок по данным изучения включений в минералах и закалочных стекол пород // Там же. — 2010. — № 12. — С. 1266—1288.
20. Наумов Г.Б. Энергетика процессов рудообразования // Геология и полез. ископаемые мирового океана. — 2008. — № 3. — С. 40—55.
21. Наумов Г.Б., Возняк Д.К., Наумов В.Б. и др. Минералообразование и включения флюидов // Минерал. журн. — 1984. — 6, № 3. — С. 87—97.
22. Наумов Г.Б., Ермолаев Н.П., Моторина З.М. и др. Геохимическая роль и место рудоподготовительных процессов в моделях эндогенного рудообразования // Генетические модели эндогенных рудных формаций. — Новосибирск : Наука, 1983. — Т. 1. — С. 34—42.
23. Наумов Г.Б., Миронова О.Ф. Природа газов флюидных включений в минералах // Докл. X Междунар. конф. "Новые идеи в науках о Земле". — 2009. — Т. 1. — С. 207—208.
24. Наумов Г.Б., Наумов В.Б. Включения в минералах, как источник информации в изучении геологических процессов // Методы и аппаратура для исследования включений минералообразующих сред. — М. : Наука, 1980. — С. 78—193.
25. Наумов Г.Б., Соколова Н.Т., Матюшин Л.В. и др. Роль контактового метаморфизма в формировании уранового оруденения // Геохимия. — 1986. — № 8. — С. 1113—1127.
26. Наумов Г.Б., Цимбал Л.Ф. Метаморфогенные источники рудного вещества // Процессы и закономерности метаморфогенного рудообразования. — Киев : Наук. думка, 1988. — С. 34—44.
27. Обручев В.А. Рудные месторождения. — М.-Л. : ОНТИ, 1929. — 562 с.
28. Овчинников Л.Н. Механизм и термодинамические условия магматогенного рудообразования // Геология руд. месторождений. — 1967. — 9, № 5. — С. 44—58.
29. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях / А.Г. Бетехтин, Ф.И. Вольфсон, А.Н. Заварицкий и др. — М. : Изд-во АН СССР, 1953. — 615 с.

30. Плущев Е.В., Шатова В.В. Геохимия и рудоносность гидротермально-метасоматических образований. — Л. : Недра, 1985. — 247 с.
31. Процессы и закономерности метаморфогенного рудообразования / Отв. ред. Е.А. Кулиш. — Киев : Наук. думка, 1988. — 188 с.
32. Ронов А.Б., Ярошевский А.А., Мигдисов А.А. Химическое строение земной коры. — М. : Наука, 1990.— 182 с.
33. Рундквист Д.В. Общие принципы построения геолого-генетических моделей рудных формаций // Генетические модели эндогенных рудных формаций. — Новосибирск : Наука, 1983. — С. 14—26.
34. Рябчиков И.Д. Термодинамика флюидной фазы гранитных магм. — Л. : Наука, 1975. — 232 с.
35. Смирнов В.И. Конвергентность колчеданных месторождений // Вестн. Моск. ун-та. — 1960. — № 2. — С. 2—15.
36. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. — М. : Недра, 1976. — 688 с.
37. Туегаринов А.И. О причинах формирования рудных провинций // Химия земной коры. — М. : Изд-во АН СССР, 1963. — Т. 1. — С. 153—177.
38. Чиков Б.М. Физико-механические и механохимические предпосылки структурообразования в условиях стресс-метаморфизма // Структура линейных зон динамометаморфизма. — Новосибирск : Наука, 1988. — С. 5—28.
39. Шнейдерхён Г. Явления конвергенции магматических и осадочных месторождений // Рудные регенерированные месторождения. — М. : Изд-во иностр. лит., 1957. — 251 с.
40. Эммонс В.Х. О механизме образования некоторых систем металлоносных жил, связанных с гранитными батолитами // Геология рудных месторождений западных штатов США. — М.-Л. : ГОНТИ, 1937.
41. Graton L.C. Nature of ore-forming fluid // Econ. Geol. — 1933. — 28.
42. Lindgren W. Mineral deposits. — New York : McGraw-Hill Book Co., Inc., 1913.
43. Niggli P. Ore deposits of magmatic origin. — London : Tomas Murby and Co., 1929.
44. Nutt C.J., Hofstra A.H. Alligator Ridge District, East-Central Nevada : Carlin-Type Gold Mineralization at Shallow Depths // Econ. Geol. — 2003. — 98, No 6. — P. 1225—1241.
45. Park C.F., Mac Diarmid R.A. Ore Deposits. — San Francisco ; London : W.H. Freeman and Co, 1964.
46. Roedder E. Fluid Inclusions // Mineral. Soc. America. — 1984.
47. Rushton R.W., Nesbitt B.E., Muehlenbachs K. et al. A Fluid Inclusion and Stable Isotope. Study of Au Quartz Veins in the Klondike District, Yukon Territory, Canada : A Section through a Mesothermal Vein System // Econ. Geol. — 1993. — 88. — P. 647—678.

Поступила 23.04.2012

Г.Б. Наумов, Т.К. Беркелієв, О.Ф. Миронова

МЕТАСОМАТИЧНА ПРИРОДА  
ГІДРОТЕРМАЛЬНИХ РУДОУТВОРЮВАЛЬНИХ  
РОЗЧИНІВ

На основі статистичного аналізу світових відомостей щодо хімічного та ізотопного складу флюїдних включень у мінералах рудних родовищ і гірських порід, що сформувались за різних геодинамічних умов, оцінено можливості джерела рудоутворювальних флюїдів.

G.B. Naumov, T.K. Berkeliev, O.F. Mironova

METASOMATIC ORIGIN OF THE HYDROTHERMAL  
ORE-FORMING SOLUTIONS

The concept of magmatic origin of ore-bearing hydrothermal fluids after great discussions during XX century continues to dominate, albeit with some reservations, This concept fails to explain the time and temperature gap between the solidification of the magma and the onset of ore deposition processes, the issue of water scarcity in the melt, the discrepancy between the distribution coefficients of metals between fluid and melt. In addition, statistical thermobaric field of hydrothermal formations, superimposed on a diagram of facies metamorphism, clearly tends to the upper areas of the field of crustal rocks, and the region of ore formation has even more limited field. The analysis of a large sample of data of fluid inclusion compositions indicates that the temperature changes of the gas components (CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> and N<sub>2</sub>) corresponds more to metamorphic rather than magmatic processes, and chloride increase with temperature is probably related to metasomatic reactions of dehydration. Similar conclusions are obtained from generalization on the isotopic composition of hydrothermal fluids. The paper proposes a generalized scheme of the formation of ore-forming hydrothermal systems, taking into account the role of magma as a heat source, role of metamorphism and metasomatism forming the fluid salt and gas composition and contributing to the transition metals into mobile forms, and their subsequent mobilization.