

ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ РАЗЛИЧНЫХ ФАЦИАЛЬНЫХ УРОВНЕЙ ПОРФИРОВЫХ РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМ

А.С. Лапухов, И.С. Головина

Институт геологии и минералогии СО РАН, 630090, Новосибирск, пр-т. Коптюга, 3, Россия

Рассматривается возможность приложения принципов фациального анализа магматических образований, впервые сформулированных в работах М.А. Усова и позднее развитых Ю.А. Кузнецовым и другими исследователями, к рассмотрению эпитермальных и порфировых рудообразующих систем. В пределах поверхностной и субвулканической фаций глубин (до 1,5 км) приурочены различные типы островодужных эпитермальных Au–Cu месторождений. На примерах ряда порфировых месторождений США, сформированных во внутриплитных геодинамических обстановках, показана их приуроченность к гипабиссальной и различным фаціальным уровням мезоабиссальной фации глубин.

фации, порфировые, рудообразующие системы, термобарогеохимия, термодинамические параметры

THERMOBAROGEOCHEMICAL PARAMETERS OF DIFFERENT FACIES LEVELS OF THE PORPHYRY ORE-FORMING SYSTEMS

A.S. Lapukhov, I.S. Golovina

Feasibility of application of the facies analysis principles of igneous rocks is studied, to research the epithermal and porphyry ore-forming systems. These principles were first formulated in the works by M.A. Usov and later developed by Y.A. Kuznetsov and other researchers. Different types of island arc epithermal Au–Cu deposits are associated with surface and subvolcanic facies (up to 1,5 km). On the number of USA porphyry deposits formed in intraplate geodynamic settings shown their association with hypabyssal (Bingham deposit, 4,5 km) and the various facies levels of mesoabyssal facies of depth (Ann Mason deposit – 6 km, Piney Grove – 8 km and Butte –10 miles).

facies, porphyry, ore-forming system, thermobarogeochemistry, thermodynamic parameters

В работе М.А. Усова [11] было сформулировано понятие о магматических фациях как о совокупности свойств горных пород, образовавшихся при определенных условиях, которые накладывают отпечаток на морфологию тел, структурный облик и их минеральный состав. Зональное расположение различных минеральных фаций жильного типа описано в работе Ф.Н. Шахова [14]. Ю.А. Кузнецовым [5] были детализированы и конкретизированы черты отдельных фаций глубинности магматических пород, впервые выделена группа приповерхностных или субэффузивных фаций и предложено более общее определение, что магматическая фация – «совокупность термодинамических и тектонических условий появления и исчезновения магм, которым соответствует комплекс особенностей изверженных, метаморфических и метасоматических пород, обладающих набором взаимно коррелирующихся свойств и отношений». Были количественно оценены основные параметры развития пород отдельных фаций:

I) *вулканической или поверхностной фации* с глубиной до первых десятков метров (Т – -40 – +30 °С; Р – 1–10 бар);

II) *субвулканической фации* с глубиной от 1,0 до 1,5 км (Т – +30 – +50 °С, Р – 10–300 бар);

III) *гипабиссальной* с глубиной от 1.5 до 6 км (Т – +50 – +400 °С, Р – 300–1500 бар);

IV) *мезоабиссальной* с глубиной от 6 до 10 км (Т – +400 – +650 °С, Р – 1,5–3,0 кбар);

V) *абиссальной* с глубиной >10 км (Т – +550 – +750 °С, Р > 3 кбар);

VI) *ультраабиссальной* с глубиной свыше 20 км (Т > 750 °С, Р – 5–6 кбар).

В настоящей работе авторы попытались приложить общие принципы фациального анализа магматических образований к рассмотрению порфировых рудообразующих систем на основе обширной информации по термобарогеохимии индивидуальных флюидных включений [1, 6, 21, 26], с учетом использования результатов численного моделирования динамики тепло- и массообмена в ортомагматических флюидных системах [6, 12].

Согласно сложившейся традиции в русскоязычной металлогенической литературе, порфировые месторождения типизируются по вещественным, геохимическим и формационным признакам [4, 15]. Наиболее полное определение понятия медно-молибден-порфировой формации приведено в работе Сотникова В.И [10]. В современной англоязычной литературе в качестве ведущего классификационного признака порфировых систем используется степень сульфидизации минеральных ассоциаций [19, 20, 24, 26, 31].

Термин «эпитермальные месторождения» употребляется для описания Au ± Ag ± Cu месторождений, ассоциирующих с островодужными субвулканическими интрузиями на глубинах, не превышающих 1 км [17]. В основе существующих генетических схем лежит модель смешанных систем [22], в которой предполагается два пространственно обособленных варианта эволюции порфировых и эпитермальных систем, связанных с охлаждением интрузивных тел, увеличением давления, опусканием области отделения «пар+рассол» и конденсацией магматического пара (рис. 1). В работе Richards J.P. [26] рассматриваются различные траектории пересечения двухфазового поля (жидкость – пар) на Р–Т–Х диаграмме в открытой и закрытой системах. Во всех вариантах эволюции порфировых систем развиваются следующие зоны: 1) зона исходного магматического расплава, 2) зона ретроградного кипения, связанная с затвердевающим магматическим расплавом, 3) зона избыточного давления однофазного магматического флюида, 4) зона конденсации рассола, 5) зона парообразования, 6) зона вторичной конденсации двухфазных гидротермальных растворов, 7) зона смешения и взаимодействия флюидов с поверхностными водами, 8) зона выходы фумарол на поверхность. Концептуальные модели порфировых систем или отдельных их фрагментов рассмотрены во многих работах [17, 24, 26] и наиболее полная их архитектура приведена в работе Sillitoe R.H. [30]. Ранее в общем виде гидродинамические модели рудообразующих систем, включающих корневую, стволую и зону рассеивания рассмотрены в работах Пospelова Г.Л. [7, 8].

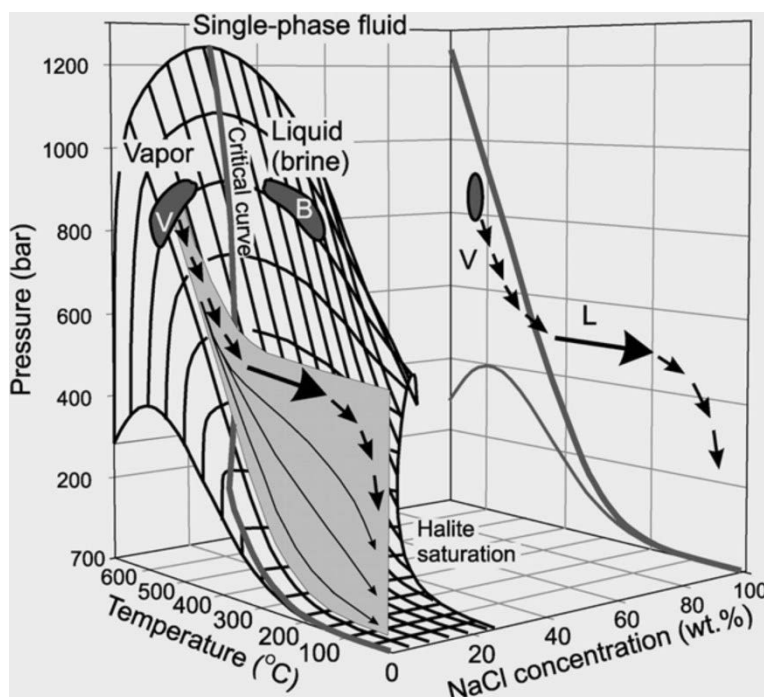


Рис. 1. Диаграмма $\text{H}_2\text{O}+\text{NaCl}$ [21], моделирующая фазовые равновесия в магматогенном флюиде в субвулканических системах. Выделены области сосуществования пара и рассолов, а также показан типичный путь эволюции флюидов в разрезах систем или по стадиям их развития.

В формировании крупных порфировых и эпитермальных месторождений многими авторами [2, 9, 13] особое внимание уделяется фактору времени, включающему определенную устойчивость, длительность, периодичность и цикличность функционирования рудообразующих систем. Подавляющее большинство известных порфировых месторождений Тихоокеанского кольца и Средиземноморского пояса было сформировано в мезозое и кайнозое [13]. Наиболее крупные порфировые месторождения известны в миоцене и плиоцене, а более мелкие – характерны для палеозоя и ещё более редкие и мелкие золоторудные, молибденовые и медные месторождения – для докембрия [29]. Нижний возрастной предел эпитермальных месторождений ограничен нижней-средней пермью [13], причем, вещественные потери информации по более древним порфировым системам связаны с денудацией верхних вулканогенных разрезов и преобразованием их структуры при вертикальных глыбовых движениях, надвигах и складчатости [30]. Согласно геоморфологическим оценкам, для гипераридного и аридного климата Центральных Анд скорость эрозии четвертичных вулканических построек центрального типа составляет от 7–9 до 13–22 м/Ма, а в пределах более влажных вулканических областей Южного Перу достигает от 66 до 112 м/Ма [23]. В конце миоцена и в позднем плиоцене в результате контрастных глыбовых движений Курило-Камчатская островная дуга испытала, по крайней мере, двукратную деформацию и интенсивное абразивное выравнивание [3].

Для сохранившихся от денудации рудообразующих систем установлены многочисленные случаи перехода порфировых месторождений в эпитермальные [24]. Наиболее детально изученным и глубоко вскрытым на глубину свыше 1,5 км являются эпитермальное $\text{Cu}-\text{Au}$ месторождение Лепанто, расположенное на продолжении по восстанию $\text{Cu}-\text{Au}$ порфирового месторождения Фар Соуист (Филиппины), генетическая связь которых установлена по данным абсолютных датировок шестью независимыми методами [16, 25]. Тем не менее, вопрос о переходе с глубиной эпитермального в порфировый тип оруденения для многочисленных объектов Пацифики, включая Камчатку и Курильские острова, остаётся открытым. В работе Qin K., Ishihara S. [25] допускается

вероятность обнаружения не вскрытой современной эрозией минерализации медно-порфирового типа на глубоких горизонтах Японской островодужной системы ниже областей развития известных жильных золоторудных, Pb–Zn–Cu и других месторождений.

По продолжительности и цикличности функционирования порфировых рудообразующих систем можно выделить два типа: 1) Короткоживущий островодужный с протеканием моногенных, полистадийных процессов в течении 0,1–0,2 Ма [6]. Более долгоживущие рудообразующие системы первого типа (до 3–4 Ма) состоят из серии активных интервалов порядка 0,1 Ма, разделенных периодами спокойствия [6, 13]. 2) Во внутриплитных геодинамических обстановках продолжительность магматической активности составляет до 150–60 Ма, осложненная проявлением отдельных импульсов порфирового магматизма от 20–30 Ма до 50–60 Ма. Перерывы между отдельными импульсами составляют от 5–7 до 15–20 Ма [6, 9], причем по некоторым данным [6, 9, 13], для формирования гигантских порфировых месторождений, необходима дополнительная, глубинная подпитка из долгоживущих подкорковых источников. Эпитермальные месторождения первого типа формируются в пределах поверхностной и субвулканической фаций глубин и образуются при быстром подъеме восходящих потоков магматических флюидов с различными вариантами взаимодействия с вмещающими породами или грунтовыми водами [17]. Месторождения второго типа вскрыты и разведаны на ряде глубоко денудированных порфировых месторождений США и по оценкам палеоглубин в период рудообразования протяженность оруденения по вертикали составляет от 4 до 10 км (рис. 2).

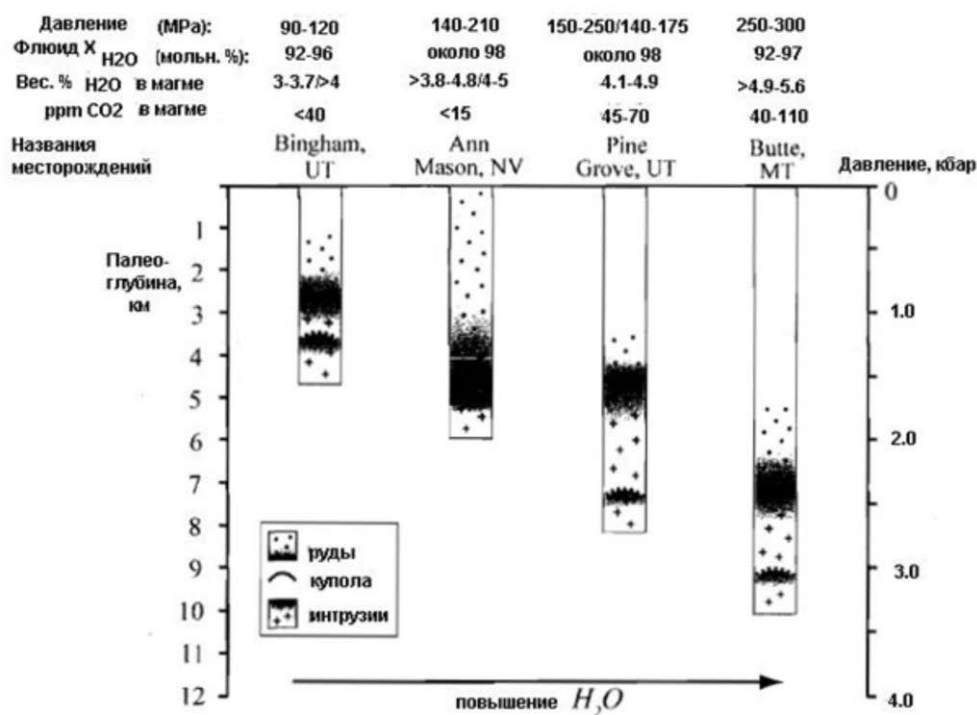


Рис. 2. Рис. 2. Схематический профиль глубин порфировых месторождений Бингхем, Анн Мэсон, Пине Гроув и Бьютт относительно палеоповерхности в период рудообразования, по данным [28]. На рисунке приведены также интервалы давлений (кбар), содержания H₂O во флюидах (мольн. %), H₂O (вес.%) и CO₂ (ppm) в магме.

Максимальное давление рудообразующих флюидов для наиболее протяженного по вертикали месторождения Бьютт достигало свыше 3 кбар, что соответствует гипабиссальной фации глубин, а нижние зоны месторождений Анн Мэсон, Пине Грове и Бьютт формировались на различных уровнях мезоабиссальной фации глубин [5].

ЛИТЕРАТУРА

1. Гончаров В.И., Сидоров А.А. Термобарогеохимия вулканогенного рудообразования // М.: Наука, 1979. 208 с.
2. Добрецов Н.Л. Периодичность геологических процессов и глубинная геодинамика // Геология и геофизика, 1994, № 5. С.5–19.
3. Ермаков В.А. Островные дуги и их роль в эволюции континентальной окраины (новый взгляд на известные факты) // Вулканология и сейсмология, 2005. № 5. С. 3–18.
4. Константинов Р.М. Основы формационного анализа гидротермальных рудных месторождений. М.: Наука, 1973. 213 с.
5. Кузнецов Ю.А., Шарапов В.Н., Меламед В.Г. О магматических фациях глубинности // Геологи и геофизика, 1973. № 7. С. 3–17.
6. Модельный анализ развития континентальных мантийно-коровых рудообразующих систем / Под ред. Г.В. Полякова, Новосибирск. Изд. СО РАН, 2009. 409 с.
7. Поспелов Г.Л. Строение и развитие фильтрующихся гидротермальных рудообразующих систем // Геология и геофизика, 1962. № 11. С. 28 – 40.
8. Поспелов Г.Л. Геологические предпосылки к физике рудоконтролирующих флюидопроводников // Геология и геофизика, 1963, № 3. С. 18–39.
9. Сотников В.И., Пономарчук В.А., Сорокин А.А. и др. Возрастные рубежи формирования Cu-Mo-порфирирового месторождения в структурах обрамления Монголо-Охотского орогенного пояса // Докл. РАН, 2005. Т. 403. С. 522–525.
10. Сотников В.И. Медно-молибден-порфирировая формация: природа, проблема объёма и границ // Геология и геофизика, 2006. Т. 47. № 3. С. 355–363.
11. Усов М.А. Фации и фазы пород эффузивного облика // Проблемы Советской геологии, 1935. Т. 5. № 9. С. 795–812.
12. Шарапов В.Н., Аверкин Ю.А. Динамика тепло- и массообмена в ортомагматических флюидных системах. Новосибирск: Наука, 1990. 198 с.
13. Шарапов В.Н., Лапухов А.С., Смолянинова Л.Г. Временные характеристики развития вулcano-плутонических рудно-магматических систем окраин Тихого океана // Геология и геофизика, 2013. Т.54. № 11. С. 1731–1753.
14. Шахов Ф.Н. Геология жильных месторождений. М.: Наука, 1964. 242 с.
15. Шило Н.А. Золотосеребряное оруденение вулканогенных поясов Тихоокеанского обрамления. Магадан, СВНЦ ДВО РАН, 1999. 70 с.

16. Arribas A. Jr., Hedenquist J. W., Itaya T. et al. Contemporaneous formation of adjacent porphyry and epithermal Cu-Au deposits over 300 ka in northern Luzon, Philippines // *Geology*, 1995. V. 23. P. 337–340.
17. Corbett G.J., Leach T.M. Southwest Pacific gold-copper systems: Structure, alteration and mineralization // *Special Publication, Society of Economic Geologists*, 1998. V. 6. P. 238.
18. Driesner T., Heinrich C.A. The system H₂O–NaCl. Part I: correlation formulae for phase relations in temperature–pressure–composition space from 0 to 1000 °C, 0 to 5000 bar, and 0 to 1 XNaCl // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2007. V. 71. P. 4880–4901.
19. Einaudi M.T., Hedenquist J.W., Inan E.E. Sulfidation state of fluids in active and extinct hydrothermal systems // *Transitions from porphyry to epithermal environments. SEG Special Publication*, 2003. V. 10. P. 285–313.
20. Hedenquist J.W., Brown P.R., Allis R.G. Epithermal gold mineralization // *Appl. Geol. Assoc. Wairakei, New Zealand*. 1998. 162 p.
21. Heinrich C.A. The physical and chemical evolution of low-salinity magmatic fluids at the porphyry to epithermal transition: a thermodynamic study // *Mineral. Deposita*, 2005. V. 39. P. 864–889.
22. Henley R.W., McNabb A. Magmatic vapor plumes and ground-water interaction in porphyry-copper emplacement // *Econ. Geol.*, 1978. № 1. P. 1–21.
23. Karátson D., Tilbisz T., Wölmer G. Erosion rates and erosion patterns of Neogene to quaternary stratovolcanoes in the Western Cordillera of the Central Andes: An SRMTM DEM based analysis // *Geomorphology*, 2012. V. 139–140. P. 122–135.
24. Perajno F. Hydrothermal processes and mineral systems // *Geological survey of Western Australia, Perth, WA, Australia*, 2009. 1250 p.
25. Qin K., Ishihara S. On possibility of porphyry copper mineralization in Japan // *International Geol. Rev.*, 1998. V. 40, Issue 6. P. 539–551.
26. Richards J.P. Magmatic to hydrothermal metal fluxes in convergent and collided margins // *Ore Geology Reviews*, 2011. V. 40. P. 1–26.
27. Ronacher E., Richards J.P., Villeneuve M.E. et al. Short life-span of the oreforming system at the Porgera gold deposit, Papua New Guinea: laser 40Ar/39Ar dates for roscoelite, biotite, and hornblende // *Mineral. Deposita*, 2002. V. 37. P. 75–86.
28. Seedorff E., Dilles J.H., John M. et al. Porphyry Deposits: Characteristics and Origin of Hypogene Features // *Economic Geology*, 2005, 100th Anniversary Volume. P. 25–298.
29. Sikka D.G., Nehru C.E. Review of Precambrian porphyry Cu±Mo±Au deposits with special reference to Malanjkhand porphyry copper deposit, Madhya Pradesh, India // *Journal of the Geological Society of India*, 1997. V. 49. P. 239–288.
30. Sillitoe R.H. Porphyry Copper Systems // *Econ. Geol.*, 2010. V. 105, № 1. P. 3–41.
31. White N.C., Hedenquist J.W. Epithermal environments and styles of mineralization: variations and their causes, and guidelines for exploration // *Journal of Geochemical Exploration*, 1990. V. 35. P. 445–474.