

8. Магматические горные породы. Том 6. Эволюция магматизма в истории Земли (отв. ред. В.И. Коваленко). М.: Наука, 1987. 438 с.
9. *Маракушев А. А., Безмен Н. И., Бокина С. С. и др.* К проблеме генезиса мономинеральных магм // *Очерки физико-химической петрологии*. М, 1978. вып. 7. С. 83-91.
10. *Попов В. С.* Дунит-верлит-клинопироксенитовая ассоциация: возможные источники и механизм подъема и дифференциации расплавов // *ЗРМО*. 2005. № 6. С. 1-18.
11. *Ферштатер Г. Б., Беа Ф., Пушкарев Е. В. и др.* Новые данные по геохимии Платиноносного пояса Урала: вклад в понимание петрогенезиса // *Геохимия*. 1999. № 4. С. 352-370.
12. *Чащин В. В.* Райненчоррский клинопироксенит-верлитовый комплекс // *Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района. Часть 1. Апатиты*: Изд-во КНЦ РАН, 2004. С. 133-153.
13. *Leshner C.E., Wolker D.* Thermal diffusion in petrology // *Diffusion, atomic ordering, and mass transport selected topics in Geochemistry. Advances in Physical Geochemistry* (ed. Ganguly J.). New York: Springer, 1991. P. 396-451.
14. *Walton M. S.* The Blashke Island ultrabasic complex: with notes on related areas in southeastern Alaska // *N. Y. Akad. Sci. Trans.* 1951. V. 13. P. 320-323.

ВУЛКАНОГЕННЫЕ КОЛЧЕДАННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ОФИОЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСАХ

Еремин Н.И., Дергачев А.Л., Сергеева Н.Е.

*Геологический факультет Московского государственного университета, Москва, Россия
e-mail: eremin@geol.msu.ru*

VOLCANOGENIC MASSIVE SULFIDE DEPOSITS IN OPHIOLITE COMPLEXES

Eremin N.I., Dergachev A.L., Sergeeva N.E.

*Faculty of Geology, Moscow State University, Moscow, Russia
e-mail: eremin@geol.msu.ru*

Volcanogenic massive sulfide deposits in ophiolite complexes are usually attributed to the Cyprus type. They associate with basaltic volcanics formed in mid-ocean or back-arc spreading centers and much less frequently in intra-plate settings. The deposits are characterized by copper or copper-zinc ores enriched in Ni, Co and in places Mn and As but are very poor in Pb and demonstrate low to moderate content of Ag and Au. Typically the deposits are small to very small in ore and metal reserves. Cyprus-type deposits are irregularly distributed in geological time. The most ancient of them were formed in the Neoproterozoic while the bulk of deposits are Ordovician or Cretaceous in age. Their possible Paleoproterozoic analogues can be found in Svecofennian belt (Outokumpu ore district) while modern ones are confined to the Explorer and Endeavour Ridges and southern segment of the Juan de Fuca Ridge.

Среди разнообразных типов месторождений полезных ископаемых, связанных с ультрабазит-базитовыми комплексами, особое место занимают вулканогенные колчеданные месторождения в офиолитовых комплексах, рассматриваемых как фрагменты древней океанической коры. В существующей литературе последние подразделяются на несколько типов [6]. В настоящей работе авторами рассматриваются лишь месторождения, на которых устанавливаются более или менее полные разрезы офиолитовых комплексов, включающие (снизу вверх) тектонизированные дуниты и пироксениты, сменяющиеся выше зоной массивных и расслоенных габбро, затем – зоной щитовых диабазовых даек, подушечными лавами и лавобрекчиями базальтов с прослоями яшмы, охры, умбры и глубоководными тонкозернистыми осадочными породами. Мощность обнаженной части колчеданосных офиолитовых комплексов может превышать 4 км [18].

Классическими для этой группы являются месторождения Центрального Ньюфаундленда (Тилт-Ков, Уэйлсбек и другие), Омана (Аарджа, Ласаиль, Байда), Кипра (Мавровуни, Агрокипия

и др. [12]), которые являются закономерными членами разрезов офиолитовых комплексов. Они залегают на контакте зон щитовых даек и подушечных базальтов, в разрезе подушечных лав или на их контакте с захороняющими тонкозернистыми осадками, а связанные с ними подрудные штокверковые зоны могут проникать в зону щитовых даек. Подобные объекты характеризуются медноколчеданным или медно-цинково-колчеданным составом руд и неповторимым набором других признаков, что позволяет выделить их в самостоятельный, кипрский тип [1, 3]. Представители этого типа составляют менее 10% от общего числа колчеданных месторождений мира [2]. Хотя из отечественных месторождений к ним часто относят месторождения Домбаровского рудного района на Урале [11], однако по ряду признаков вслед за уральскими исследователями к этому типу нами отнесены лишь месторождения Ишкининское, Ивановское, Дергамышское, Маукское (ордовикско-силурийские), а также Жарлы-Аша, Жангана, Актогайское (среднедевонские) [5, 7, 9, 10].

Рудовмещающие базальты на месторождениях кипрского типа в ряде случаев относятся к низкокалийевым океаническим толеитам, аналогичным типу MORB (Присакмарская зона Урала [7], офиолитовые комплексы Скиддер-Базальт и Бей-оф-Айленд на Ньюфаундленде, базальты террейна Стайкан Берегового кристаллического комплекса в Британской Колумбии [19]), и образовывались, возможно, в обстановках срединно-океанических спрединговых зон. С базальтами типа MORB связаны сравнительно редкие и, как правило, очень мелкие колчеданные объекты на Урале и на Ньюфаундленде (Скиддер, Йорк-Харбор, Грегори-Ривер, Маукское и др.).

Большинство колчеданных месторождений кипрского типа (в том числе на Ньюфаундленде и в Квебекских Аппалачах) ассоциирует с базальтовыми формациями, в самых нижних частях разрезов которых встречаются высокомагнезиальные андезиты, аналогичные современным бонинитам, толеитовые базальты, которые отличаются от примитивных базальтов MORB аномально низкими содержаниями Ti, Zr, Hf, U, Th и других высокозарядных элементов с высокой валентностью, а также более высокими содержаниями легких редкоземельных элементов. Подобные породы являются переходными к островодужным, интерпретируются как образования надсубдукционных спрединговых зон и формировались на ранних стадиях рифтогенеза при раскрытии задуговых бассейнов. На Ньюфаундленде они участвуют в строении, например, офиолитового комплекса Беттс-Ков с месторождениями Тилт-Ков и Беттс-Ков, а также разреза группы Лашс-Байт с месторождениями Леди-Понд, Литтл-Бей, Литтл-Диар и другими, а в Квебекских Аппалачах являются вмещающими для месторождения Хантингдон [20]. Промежуточными между базальтами срединно-океанических хребтов и островодужными толеитами являются породы вмещающие месторождения Аляски [14] и Омана [16], которые возникали в обстановке скорее задуговых, чем срединно-океанических спрединговых зон.

В исключительных случаях месторождения, во многих отношениях сходные с объектами кипрского типа, связаны с толеитовыми базальтами повышенной щелочности и щелочными базальтами, формирующимися во внутриплитных обстановках и свойственных океаническим островам и подводным горам (например, Чу-Чуа в Британской Колумбии; [13]).

Таким образом, геодинамические обстановки формирования месторождений кипрского типа оказываются достаточно разнообразными, хотя большинство из них возникало в пределах срединно-океанических и особенно задуговых спрединговых зон.

На месторождениях кипрского типа в составе базальтоидных формаций резко доминируют лавовые фации, осадочные породы представлены железо-марганцево-кремнистыми осадками, аспидными сланцами, аргиллитами и граувакками. В локализации месторождений этого типа важную роль играют различные по масштабам конседиментационные трюги, ограниченные сериями параллельных наклонных (45-60°) сбросов. Очень многие месторождения располагаются вблизи стенок полуграбенных, над синвулканическими разломными зонами и нередко непосредственно на серпентинитовом фундаменте. Тесная ассоциация с аподунитовыми или апогарцбургитовыми серпентинитами, слагающими серию пластин и блоков, характерна, например, для некоторых из месторождений Урала (Ишкининское, Ивановское, Дергамышское).

Рудные залежи рассматриваемых месторождений характеризуются пластообразной, реже уплощенной линзовидной формой тел сплошных руд. Большинство из них относится к проксиимальным образованиям, поскольку непосредственно стратиграфически ниже их в подавляющем большинстве случаев выявляются обширные зоны гидротермально-измененных пород и прожил-

ково-вкрапленной минерализации. Последние достигают размеров до нескольких сотен метров в любом сечении и при положении месторождений близко к основанию толщи базальтовых лав уходят корнями в зону щитовых даек. Типичные процессы окolorудных изменений пород (в порядке убывания их значения) – окварцевание, хлоритизация, значительно реже – карбонатизация, серицитизация, эпидотизация, оталькование (по ультрабазитам). Трубообразные зоны окolorудных изменений могут достигать размаха до нескольких сотен метров по латерали и вертикали.

Почти все месторождения состоят из серии линз, разобщенных по латерали, и (или) пластов, занимающих несколько различающуюся стратиграфическую позицию (максимум на 10-20 м по разрезу). Часто рудные тела представляют собой шаровые лавы с богатыми сульфидными желваками, выполняющими межшаровое пространство. Почти на всех месторождениях устанавливаются признаки дробления ранних руд и цементации их более поздними сульфидами. Однако рудные тела, сложенные ритмично-слоистыми сульфидными песчаниками и гравийными брекчиями или серпентинит-сульфидными гравелитами и гравелитопесчаниками установлены лишь на месторождениях Ишкининском на Урале [8, 9] и Хейдал в Норвегии [15]. В целом обращает на себя внимание слабое распространение или даже практически полное отсутствие перемещенных руд в составе их рудных тел. Случаи, когда залежи массивных руд полностью эродированы, а сохранившиеся корневые штокверковые зоны имеют самостоятельное промышленное значение, чрезвычайно редки (месторождения Биг-Рамблер-Понд и Ист-Майн на Ньюфаундленде). Это указывает на сравнительно слабо расчлененный рельеф и наличие условий для захоронения сформировавшихся рудных тел.

Наиболее распространенные рудные минералы месторождений кипрского типа – пирит, пирротин, халькопирит; несколько реже встречаются сфалерит, пентландит, магнетит, гематит, хромит. Из редких минералов присутствуют арсенопирит, кобальтин, валлериит, миллерит, бравоит, линнеит, борнит, марказит, самородное золото; блеклые руды, как правило, представлены теннантитом [4].

Месторождения кипрского типа характеризуются медноколчеданным или медно-цинковым составом руд. Им свойственны довольно низкие средние содержания металлов (в среднем по 59 месторождениям составляют 2,2% Cu и 0,7% Zn). Характерно значительное преобладание меди над цинком, причем для 63% месторождений этого типа, объединяющих 66% запасов руды, величина отношения $100\text{Cu}/(\text{Cu}+\text{Zn})$ колеблется от 0,9 до 1,0. Другими особенностями руд являются почти полное отсутствие свинца (отмечен лишь на пяти месторождениях, но ни в одном случае его концентрации не превысили 0,09%), повышенные содержания никеля (0,008-0,3%) и кобальта (от 0,004 до 0,52%), а в ряде случаев марганца (0,004-0,11%) и мышьяка, а также сравнительно низкие содержания серебра (в среднем 14 г/т), умеренные содержания Au (в среднем 0,6 г/т) и довольно высокие средние значения отношения Au/Ag (0,043).

Колчеданные месторождения в офиолитовых комплексах отличаются сравнительно малыми запасами руды, которые изменяются от 50 тыс. т до 45,9 млн т, а в среднем составляют 3,9 млн т. Крупнейшими среди них являются месторождения Хайден-Крик (Британская Колумбия, 45,9 млн т), Леккен (каледониды Норвегии, 25 млн т), и Меденкой (Юго-Восточная Анатолия, 23,5 млн т), которые вносят около 41% в суммарные запасы руды месторождений этого типа. Крупными запасами очень бедных руд обладает также Ивановское месторождение на Урале (24 млн т руды, 0,9% Cu, 0,1% Ni, 0,04% Co). Около 50% месторождений имеют запасы менее 1,7 млн т, а на 40% они не превышают 1 млн т. Лишь на одном месторождении кипрского типа (Леккен) сумма запасов меди и цинка достигает 1 млн т.

Распределение месторождений кипрского типа по времени образования исключительно неравномерное. В ходе суперконтинентальных циклов они появлялись сначала при распаде суперконтинентов, когда рифтинг переходил в спрединг и появлялись офиолиты. Такие месторождения в виду сложной дальнейшей истории их тектонического развития, по-видимому, могли сохраняться лишь в исключительных случаях. Фактически они представлены лишь раннеордовикскими месторождениями Ньюфаундленда. Позднее месторождения кипрского типа образовывались при рифтогенезе в задуговой области и раскрытии задуговых бассейнов. Древнейшими, видимо, являются сравнительно мелкие и редкие месторождения зоны Блю-Ридж в Южных Аппалачах (месторождения Белл-Стар, Рич, Мариетта, Вилья-Рика; [17]). Однако важнейшие эпохи колчеданообразования для этого типа приходятся на раннеордовикское и особенно меловое

время. Первая из них проявилась на Урале, а также в связи с развитием Япетуса в Центральном Ньюфаундленде, в Квебекских Аппалачах и в каледонидах Норвегии. С ней связано почти 34% месторождений и свыше 23% запасов руды. Во вторую эпоху сформировалось почти 34% от общего числа месторождений этого типа, включенных в базу данных. К этому времени относятся многочисленные месторождения Кипра, Юго-Восточной Анатолии, Сербии, Албании, Греции, Лигурии, Омана. Они вносят почти 35% в общие запасы руды месторождений этого типа. Значительно меньше был масштаб колчеданонакопления этого типа в поздне триасовое время (Британская Колумбия, примерно 7% месторождений и около 21% запасов). Редкими являются кайнозойские месторождения кипрского типа (Меденкой в Юго-Восточной Анатолии, а также три небольших месторождения на Аляске; суммарно около 11% запасов).

Возможными докембрийскими аналогами месторождений кипрского типа, могут быть раннепротерозойские месторождения в рудном районе Оутокумпу (Финляндия) в пределах Свекофеннского пояса на Балтийском щите: Оутокумпу, Вуонос и Луйконлахти. Значительная часть свекофеннид образовывалась на коре океанического типа, а элементами офиолитовой ассоциации здесь являются выходы ультрабазитов, габброидов, базальтовых пиллоу-лав и кремнистых пород. Колчеданные месторождения этого рудного района имеют возраст 1,97 млрд лет, и появление более древних месторождений-аналогов кипрского типа представляется маловероятным.

Современными аналогами месторождений кипрского типа являются проявления сульфидной минерализации в районах Ю. Эксплорер, сегменте Эндевор и в южной части хребта Хуан-де-Фука, а также на широте 13° и 21° с.ш. в Восточно-Тихоокеанском поднятии и другие, формирующиеся в обстановках срединно-океанических спрединговых зон.

ЛИТЕРАТУРА

1. Еремин Н.И. Дифференциация вулканогенного сульфидного оруденения (на примере колчеданных месторождений фанерозоя). М.: МГУ, 1983. 256 с.
2. Еремин Н.И., Дергачев А.Л., Позднякова Н.В., Сергеева Нат.Е. Компьютерная база данных по колчеданным месторождениям мира // Геология и минерально-сырьевые ресурсы европейской территории России и Урала. Тез. докл. Кн. 1. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. С. 273.
3. Еремин Н.И., Дергачев А.Л., Сергеева Нат.Е., Позднякова Н.В. Типы колчеданных месторождений вулканической ассоциации // Геология рудн. месторожд. 2000. №2. С. 177-190.
4. Еремин Н.И., Сергеева Н.Е., Дергачев А.Л. Типоморфизм редких минералов колчеданных руд и их геохимический тренд // Вестник Моск. Ун-та. Сер. 4. Геология. 2007. № 2. С. 40-48.
5. Зайков В.В. Медноколчеданные месторождения среди офиолитов Южного Урала – аналоги сульфидных залежей в океанических рифтах // Вопросы петрологии, минералогии, геохимии и геологии офиолитов. Новосибирск: СО РАН, 1999. С. 180-194.
6. Золов К.К. Офиолиты, тектогенез и рудообразование подвижных поясов Земли // Геодинамика, метаморфизм и рудообразование. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 520-529.
7. Коротеев В.А., Сазонов В.Н. Геодинамика, рудогенез, прогноз (на примере Урала). Екатеринбург: УрО РАН, 2005. 259 с.
8. Масленников В.В. Седиментогенез, гальмиролиз и экология колчеданосных палеогидротермальных полей. Миасс: Геотур. 1999. 348 с.
9. Мелекесцева И.Ю., Зайков В.В. Руды Ишкининского кобальт-медноколчеданного месторождения (Южный Урал). Миасс: ИМин УрО РАН. 2003. 122 с.
10. Прокин В.А., Серавкин И.Б., Буслаев Ф.П. и др. Медно-колчеданные месторождения Урала: Условия формирования. Екатеринбург: УрО РАН, 1992. 307 с.
11. Серавкин И.Б. Вулканогенные колчеданные месторождения Южного Урала // Геодинамика, метаморфизм и рудообразование. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 638-669.
12. Хадьиставриноу Ю., Константиноу Г. Кипр // Минеральные месторождения Европы. Т. 2. М.: Мир, 1984. С. 345-374.
13. Aggarwal P.K., Nessbit B.E. Geology and geochemistry of the Chu Chua massive sulfide deposit, British Columbia // Econ. Geol. 1984. V. 79. P. 815-825.
14. Crowe D.E., Nelson S.W., Brown P.E., Shanks W.C., Valley J.W. Geology and geochemistry of volcanogenic massive sulfide deposits and related igneous rocks, Prince William Sound, South-Central Alaska // Economic Geology. 1992. V. 87. P. 1722-1746.
15. Green T., Vokes F.M. Sea-floor sulfides at the Hoydal volcanogenic deposit, Central Norwegian Caledonides // Econ. Geol. 1990. V. 85. P. 344-359.

16. Haymon R.M., Koski R.A., Abrams M.J. Hydrothermal discharge zones beneath massive sulfide deposits mapped in the Oman ophiolites // *Geology*. 1989. V. 17. P. 531-535.
17. Neathery T.L., Hollister V.F. Volcanogenic sulfide deposits in the Southernmost Appalachians // *Econ. Geol.* 1984. V. 79. P. 1540-1560.
18. Strong D.F., Saunders C.M. Geological setting of sulfide mineralization at Tilt Cove, Betts Cove ophiolite, Newfoundland // *Volcanogenic sulfide districts of Central Newfoundland*. 1988. P. 54-61.
19. Swinden H.S., Kean B.F., Dunning G.R. Geological and paleotectonic settings of volcanogenic sulfide mineralization in Central Newfoundland // *Volcanogenic sulfide districts of Central Newfoundland*. 1988. P. 5-27.
20. Trottier J., Gauthier M., Brown A. Geology and litho-geochemistry of the Huntingdon deposit, Cyprus-type mineralization in the ophiolite belt of the Southeastern Quebec Appalachians // *Econ. Geol.* 1987. V. 82. P. 1483-1504.

**О НАХОДКЕ «КЛАССИЧЕСКИХ» РОДИНГИТОВ
В КАРАБАШСКОМ ГИПЕРБАЗИТОВОМ МАССИВЕ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)**

Ерохин Ю.В.

*Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия
e-mail: erokhin-yu@yandex.ru*

**REGARDING «CLASSICAL» RODINGITES FIND
IN THE KARABASH ULTRABASITIC MASSIF (SOUTHERN URALS)**

Erokhin Yu.V.

*Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, Ekaterinburg, Russia
e-mail: erokhin-yu@yandex.ru*

For the first time for the Karabash ultrabasite massif it was established the «classical» rodingites presence. Their formation is associated with tectonic processes in the result of which vulcanite bodies from the massif is eastern contact were rolled into serpentinite melange and metasomatically transformed. On mineral and microelement composition the given metasomatites sharply differ from the well-known in the massif chlograpites.

Карабашский гипербазитовый массив расположен на восточной окраине одноименного города, вытянут в северо-восточном направлении на 12 км при ширине до 2.5 км. С запада тело обрамлено вулканогенными толщами предположительно ирендыкской свиты девонского возраста. С востока контакт с гипербазитами осложнен тектоническим переслаиванием пластин таких же вулканитов со сланцами аспидной формации возможно силурийского возраста. Сам массив сложен практически целиком серпентинизированными средне-крупнозернистыми гарцбургитами с массивными текстурами, в отдельных местах отмечаются дуниты, лерцолиты и вебстериты [4]. В самих гипербазитах наблюдаются многочисленные дайки и будины хлограпитов (автор сознательно придерживается данного термина, чтобы отличать их от «классических» родингитов), карбонат-хлоритовых, кремнистых и кварц-рибекитовых пород.

В Карабашском гипербазитовом массиве на Золотой горе, мною были обнаружены родингиты, которые резко отличаются от широко известных и хорошо изученных там хлограпитов. Родингиты установлены на восточном склоне Золотой горы примерно в 150-200 м восточнее от входа в штольню, ныне засыпанную. Метасоматиты слагают будинированные тела, размером до 2-3 м в длину и 1-2 м в ширину, в серпентинитовом (антигоритовом) меланже. Они отчетливо выражены в рельефе небольшими грядами со слабым падением на восток. Тела родингитов перемежаются с другими будинами преимущественно кварц-рибекитового и кварцитового (бывшие кремни) состава. Метасоматиты имеют массивный плотный облик, светло-кремовую окраску и сложены гроссуляр-диопсидовым агрегатом. В породе часто отмечаются коричневатокрас-