

ОФИОЛИТЫ И ОРУДЕНЕНИЕ В ЗОНЕ ГЛАВНОГО УРАЛЬСКОГО РАЗЛОМА

Зона ГУР выделяется в структуре Магнитогорской мегазоны как краевая западная структурно-формационная зона, контролирующая распространение гипербазитового пояса. Она ограничена на западе Главным Уральским разломом, а на востоке — Западно-Ирендыкским разломом более высокого порядка. Зона выполнена в основном граувакковым флишем зилаирской свиты (D_3 fm) и меньше визейскими и намюрскими известняками кизильской свиты. Эти осадки с подстилающими их кремнями мукасовского горизонта (D_3 fr) на западе зоны трансгрессивно перекрывают базальты и углисто-кремнисто-глинистые осадки среднего и верхнего ордовика и меньше силура, а также гипербазиты, которые вместе и составляют офиолитовый комплекс. Иногда здесь же присутствуют блоки базальтов, которые некоторые исследователи отождествляют с островодужными базальтами баймак-бурибаевской свиты (D_1 e).

Таким образом, основными компонентами офиолитов являются гипербазиты и океанические базальты. Согласно Пенроузской конференции, в строении офиолитовой ассоциации присутствуют, кроме того, плутонический комплекс перидотит-пироксенитов и габброидов, а также комплекс параллельных даек меланократовых базальтов — корневых фаций базальтов пиллоу-лав в разрезе между гипербазитами и базальтами.

Итак, в основании палеозойского разреза Магнитогорской структуры развиты офиолиты, обнажающиеся в западном обрамлении мегазоны, а в восточном — есть лишь их фрагменты. Это меланжевые зоны, в которых преимущественная роль принадлежит серпентинитам. Последние представляют собой метаморфизованные и тектонизированные ультраосновные породы мантии — реститы, или мантийные тектониты по Р. Кольману [1979]. В серпентинитах присутствуют довольно крупные (в несколько километров протяженностью) слабо дезинтегрированные массивы гипербазитов. В зоне ГУР, например, можно назвать получившие широкую известность Нуралинский и Миндякский массивы, а также другие, менее знакомые читателю, Калкановский и Азнашевский массивы. Они сложены преимущественно лерцолитами [Рудник, 1965; Смирнов, 1995; Ковалев и др., 1998; Денисова, 1984; Перцев, Савельева, 1997], хотя в объеме массивов выделяются гарцбургиты, дуниты и пироксениты. Заметим, что, наряду с крупными вышеперечисленными массивами,

среди серпентинитов присутствуют и более мелкие, протяженностью до одной сотни метров и первых десятков метров, тела (например, Сангалыкский перидотитовый массив). Большинство подобных тел являются безымянными, но все они слабо дезинтегрированы и сложены в основном перидотитами.

В процессе изучения геохимических особенностей гипербазитов было установлено, что среди них выделяются геологические тела с разной степенью деплетированности. В основу интерпретации этого факта легло представление о неоднократном выплавлении из первичного мантийного субстрата базитовой расплава [Nicolas, 1989; Nicolas, Jacson, 1972]. Так сформировалось представление о лерцолитовых и гарцбургитовых комплексах. Образование названных офиолитов обязано последовательной смене геологических режимов. Лерцолитовые офиолиты представляют собой мантийные образования в континентальной литосфере, вскрытые в процессе рифтогенеза, спрединга и сохранившиеся фрагментами среди океанических офиолитов. Заметим, что в лерцолитовых массивах практически отсутствуют базитовые тела. Лишь небольшое количество даек диабазов и пегматоидных пироксенитов отмечено в краевой части, например, лерцолитового массива Миндяк. Гарцбургитовые офиолиты интенсивно деплетированы и несут в себе множество магматических тел и даек базитов и ультрамафитов (вторичных дунитов, различных пироксенитов, в том числе пегматоидных).

Одним из ключевых вопросов проблемы гипербазитов является их возраст. Строго говоря, возраст вещества мантии, каковым являются рассматриваемые ультраосновные образования. Изначально мантийные гипербазиты должны отвечать возрасту Земли, но вследствие неоднократных кардинальных процессов в ее развитии радиологические методы фиксируют эти этапы. Таким образом, Re-Os датировки в Нуралинском массиве фиксируют 1243 ± 80 (верлиты и хромиты), 536 ± 51 (перидотиты) млн. лет. В Миндякском массиве тот же Re-Os метод дает 804 ± 37 (габбро и клинопироксениты) и 536 ± 51 (гипербазит) млн. лет, а Sm-Nd датировки — 882 ± 83 млн. лет (перидотит по валу). Датировки 536 ± 51 млн. лет, согласно В.Н. Пучкову [2000], могут отражать стадию перехода от рифтогенеза к спредингу (поздний венд — ранний кембрий).

История палеозойского развития Уральской структуры в целом, по-видимому, начинается с формирования дунит-верлит-клинопироксеновой ассоциации или гипербазитового полосчатого комплекса, именуемого многими исследователями кумулятивным, датированного 551 ± 32 млн. лет — поздний венд — ранний кембрий [Попов, 2006]. В рассматриваемой Магнитогорской зоне наиболее представительным примером такового является Нуралинский дунит-верлит-пироксеновый полосчатый комплекс. Он расположен восточнее ранее упомянутого лерцолитового массива Нуралинских гор и залегает среди серпентинитов. Полосчатый комплекс представлен серией блоков, слагающих возвышенности или гряды возвышенностей, а между ними в наиболее низких частях рельефа, как правило, отвечающих руслам ручьев, всюду вскрыты серпентиниты. Таким образом, очевидно, что рассматриваемый полосчатый комплекс представляет собой разобщенное на блоки пологозалагающее тело, приуроченное к кровельной части серпентинитовой залежи. По вещественному составу Нуралинский полосчатый массив сложен дунитами, верлитами и клинопироксенами, Мощность полосок от 0,1 см до 10 см, при этом увеличение мощности происходит от основания к верхним частям залежи. Оливин в них, как правило, серпентинизирован, а пироксены всюду без вторичных изменений. Установлена [Перцев, Савельева, 1997] высокая железистость [$Fe\# = 100Fe(II)/Mg + Fe(II)$] пород нижних горизонтов и их минеральных составляющих. Так, в нижних горизонтах присутствует магнетит, а оливин имеет железистость — 10–11,5%, на аналогичном уровне железистость в клинопироксене — 10%. Верхние горизонты обеднены железом ($Fe\#$ до 8%), в оливине при этом $Fe\# = 9–10\%$. Кроме того, в верхней части расслоенного разреза в энстатит-оливиновых породах присутствует наименее хромистая шпинель.

Развитие Магнитогорской зоны начинается с проявления продуктов вулканизма среднего ордовика. Правда, приведенный выше материал показывает оживление магматизма в рассматриваемой зоне, связанного с венд-кембрийским временем. На примере Сакмарской зоны также показано проявление предшествующего кембрийско-ордовикского рифтогенеза, сформированного на зачаточном платформенном кадомском складчатом основании [Пучков, 2000]. Но реальные предметные продукты магматической деятельности и осадконакопления в Магнитогорской мегазоне связаны со средним ордовиком.

Ордовикские отложения известны в двух подзонах, обрамляющих Магнитогорскую зону: на за-

паде — Вознесенско-Сакмарская серпентинитовая меланжевая зона Главного Уральского разлома, а на востоке в северной части (Сухтелинской структуре) — Восточно-Магнитогорская полоса меланжа. Наиболее мощный разрез (1600 м) ордовика, известный как поляковская свита, отмечается на севере зоны (с. Поляковка). В кремнистых осадках поляковской свиты установлены конодонты [Маслов, Артюшкова, 2000], достоверно относящиеся к лланвирн-лландейльскому интервалу среднего ордовика (совместное присутствие *Pygodus amserinus* и *Poridon aculatus*) и низам карадокского яруса среднего ордовика (*P. aulatus* Hadding). Мнение о более широком диапазоне этого разреза вплоть до полного объема ордовика [Борисенко и др., 1998; Иванов и др., 1989] названными выше исследователями оспаривается.

Распространение ордовикских образований в Вознесенско-Сакмарской зоне ограничивается на севере широтой оз. Аушкуль, а на юге — с. Уразово. Южнее фаунистически подтвержденный ордовик не известен. Лишь в районе д. Байгускарово в яшмах среди базальтов известны отпечатки тех же конодонтов лландейльско-карадокского возраста.

В составе ордовикских образований Магнитогорской зоны ведущая роль принадлежит базальтам, которые перемежаются с кремнистыми породами. Последние имеют большое разнообразие. Среди вулканогенных пород развиты вишневые кремнистые сланцы небольшой мощности (до 10 м). Черные кремни, серо-зеленые кремнисто-глинистые сланцы и алевролиты, мощности которых достигают нескольких десятков метров, по-видимому, отвечают верхним частям разреза. Они же присутствуют в разрезах силурийских и нижнедевонских образований.

В Восточной подзоне области сочленения Магнитогорской структуры и Восточно-Уральского поднятия известен Сухтелинский аллохтон, где выделен шеметовский вулканический комплекс ордовика. В объеме комплекса отмечаются лавы и туфы базальтоидов с прослоями кремнистых туффитов, яшмоидов, алевролитов, туфогенных песчаников [Тевелев, Кошелева, 2002].

Вулканогенные образования ордовика Магнитогорского мегасинклинория в основном отвечают субщелочным базальтам, в небольшом объеме присутствуют толеитовые разновидности, причем базальты преимущественно калий-натриевого типа. Натриевые базальты присутствуют, но в поляковской свите составляют менее трети из общего количества базальтов. В шеметовской толще примерно такое же соотношение, хотя А.В. Тевелев и И.Л. Кошелева [2002] утверждают, что калий-натриевых

базальтов не столь и много (14%). В поляковской свите натриевые базальты тяготеют к основанию разреза ордовика, но и здесь они переслаиваются с калий-натриевыми разновидностями. Последние сконцентрированы в средней и верхней частях разреза. В верхах разреза довольно часто присутствуют кварцевые толеиты.

Базальтам ордовика свойственны высокие железистость, щелочность и низкая магнезиальность. Они резко обеднены хромом и никелем, обогащены стронцием, гафнием, цирконием, ниобием и легкими РЗЭ, а тяжелые РЗЭ, напротив, имеют пониженные значения. Редкие щелочи (Li, Rb, Cs) в них количественно высоки. Обращает внимание, что содержание титана в базальтах в целом повышено, хотя вариации его значительны (0,61–3,48% TiO₂). Более полный анализ химических составов базальтов рассмотрен нами ранее [Салихов, 2004].

Итак, основание палеозойского разреза Магнитогорской мегазоны представлено базальтами, кремнями, кремнисто-глинистыми сланцами и алевролитами лланвирн-карадокского возраста, где фауна более высокого ашгильского уровня не установлена.

Силурийские образования выделяются по периферии Магнитогорской мегазоны и представлены кремнисто-глинистыми осадками и вулканогенными породами.

На юге в зоне Главного Уральского разлома известны дергаишская и сакмарская свиты, которые более широко развиты в смежной с запада Сакмарской зоне. Дергаишская свита — это толща вулканогенных пород, представленных лавами, лавобрекчиями оливиновых и пироксеновых базальтов, вариолитов с прослоями кремней, глинисто-кремнисто-углистых сланцев, мергелей, яшм. В ней отмечаются маломощные (1–5 м) прослой серых до черного мраморизованных плитчато-слоистых известняков, замещающихся по простиранию кремнями черного, зеленого и голубого цвета. В известняках присутствуют граптолиты, характерные для нижнего и низов среднего лландовери.

Сакмарская свита фациально устойчивая, с одинаковым типом разрезов незначительной мощности. В основании свиты местами отмечаются крупнообломочные валунно-галечно-псаммитовые конгломераты [Тищенко и др., 1983 г.]. Обломки сложены базальтами подстилающей дергамышской свиты, кремнями и черными углисто-глинисто-кремнистыми сланцами, белыми и темно-серыми известняками. Выше свита сложена тонкозернистыми и углисто-кремнистыми породами с маломощными прослоями алевролитов. Обычно эти породы черные, серые, на выветрелой поверхности зеленоватые и голубоватые. Возраст по сборам

граптолитов отвечает средне-позднелландоверийскому, венлокскому — лудловскому и пржидольскому векам силура и лохковскому веку раннего девона.

Фрагменты сходных разрезов устанавливаются с перерывами на всем протяжении ГУР в виде отдельных блоков среди серпентинитов. В Учалинском районе они сложены базальтами с прослоями зеленовато-серых, черных кремнистых сланцев. Иногда разрез представлен главным образом того же вида сланцами с прослоями алевролитов, песчаников и подчиненными потоками базальтов. В разных блоках, объединенных в одну ильтибановскую толщу, присутствуют граптолиты лландоверийского возраста. Венлокские и верхнесилурийские образования здесь, бесспорно, были, поскольку фауна соответствующего возрастного уровня присутствует в обломках девонских осадков и в одном из небольших блоков известняков. В.А. Маслов и О.В. Артюшкова [2000] предполагают, что эти образования были маломощными и сложены они кремнисто-глинистыми осадками, аналогичными сакмарской свите.

Вулканогенные образования силура по петрохимическим особенностям практически не отличаются от ордовикских, то есть характеризуются высокими железистостью и щелочностью; им свойственна пониженная концентрация оксидов магния и кальция, содержание оксида титана в них также повышено.

Нет однозначного видения формационной принадлежности ордовикско-силурийских базальтов. Высказывается мнение о том, что геохимические характеристики поляковской свиты отвечают базальтам СОХ. Согласно нашим материалам [Салихов, 2004], проводить такую аналогию нет убедительных оснований. Базальты Магнитогорской зоны преимущественно субщелочные, т. е. характеризуются повышенным количеством оксида натрия, но нередко в них также повышено содержание оксида калия, что противоречит составам базальтов СОХ. Базальты региона более железистые и менее магнезиальные относительно океанических базальтов. Наконец, в распределении редких рассеянных элементов отмечаются не свойственные базальтам СОХ высокие содержания литофильных компонентов — стронция, иттрия и легких РЗЭ и, напротив, пониженные концентрации хрома, никеля, ниобия, циркония и гафния.

Благодаря отсутствию геохимической общности рассматриваемых базальтов с базальтами СОХ даже появился термин «субокеанический тип» [Косарев, 1997] для ордовикско-силурийских вулканитов Урала и петрологическое объяснение формирования таких базальтов как «щелевых»

офиолитов с выплавлением расплава на разных глубинах, в том числе и на большой, в неистощенной мантии [Пучков, 2000].

Интрузивные и дайковые фации, тесно связанные с вулканическими образованиями, также проявились в зоне ГУР, не всегда удается их выделить однозначно, но они есть. Комплекс параллельных даек удалось установить [Савельева и др., 1998; Салихов, Бабуров, 1999].

Комплекс параллельных даек и силлов распространен на западной окраине п. Миндяк, где они представлены отдельными блоками около 1×2 м и располагаются линейно с небольшими смещениями относительно друг друга. Сложены они габбро-диабазами и диабазами с нормативным нефелином и лейцитом и отвечают субщелочным базальтам с повышенными содержаниями редких щелочей (Rb, Cs), стронция, бария, тория, ванадия. Все высокозарядные (Nb, Ta, Zr, Hf) и когерентные (Cr, Ni) компоненты имеют более низкие концентрации относительно примитивных океанических базальтов. Они также обеднены REE [Салихов, Беликова, 2007].

Интрузивные образования основного состава, залегающие в серпентинитах трехсоткилометровой части зоны ГУР, обследованной нами, представлены отдельными залежами. Они нередко разбиты на отдельные блоки или представлены комплексами небольших обособленных тел. Изучено десять таких массивов и комплексов без учета отмеченного выше комплекса параллельных даек. Породы их, бесспорно, имеют некоторые отличия между собой в минеральном и химическом составе, но во всех массивах и комплексах характеризуются ассоциацией толеитового субщелочного и известково-щелочного типа, близких к продуктам областей активных окраинах континентов и островных дуг.

Все габброиды имеют низкие содержания титана, хрома и никеля, не свойственные океаническим базальтам, повышенные количества щелочей, в том числе окиси калия. Все остальные акцессорные компоненты, в том числе REE, высокозарядные (Zr, Nb, Hf, Y) и переходные металлы (V, Co) имеют значительные количественные вариации. В различных диаграммах соотношений компонентов они занимают поля N-MORB, JAB или WPTB, отражая аналогию тех или иных типов пород или даже массивов или комплексов с названными петрологическими группами, но это сходство не распространяется на их количественные значения. Более подробно эти вопросы рассмотрены нами ранее [Салихов, Беликова, 2007].

Итак, трудно проводить параллели между химическими составами рассматриваемых габброидов и производных океанического магматизма.

Более привлекательна мысль о задуговой или окраинно-континентальной области раздвигов. Заметим, время формирования этих габброидных интрузивов по данным радиологического определения (340 млн. лет), отвечает силуру или раннему девону, что никак не согласуется с положением их в разрезе офиолитов.

Итак, офиолитовая серия ГУР обнаруживает существенные отличия от классической схемы строения, особенностей составов офиолитов, принятой Пенроузской конференцией.

1. Известные габброидные интрузивные тела в зоне ГУР по радиологическим характеристикам и положению в разрезе не принадлежат типовым офиолитовым ассоциациям.

2. Комплекс параллельных даек, представляющих корневые фации лавовых потоков офиолитовой ассоциации в зоне ГУР проявился фрагментарно.

3. Химические составы базальтов лавовых потоков и их корневых фаций не соответствуют типовым океаническим базальтам.

В зоне Главного Уральского разлома известны месторождения разного формационного и генетического типов. Часть из них контролируется позднепалеозойскими тектоническими зонами и синхронными им продуктами магматизма [Салихов, Бердников, 1985]. Это мелкие месторождения зоны ГУР Учалинского района, отвечающие золото-кварцевой формации, которые были выработаны старателями. Здесь же известны и месторождения крупных и средних размеров, отвечающие золото-сульфидной формации, например, рудные залежи Миндякского месторождения. Аналогичное или сходное оруденение известно за пределами зоны ГУР, например, Муртыктинское золото-сульфидное месторождение [Салихов и др., 2003].

Из других формационных типов месторождений, известных в пределах ГУР, но не связанных с офиолитовой формацией, отметим Вознесенское медно-порфировое месторождение [Салихов, 1997]. Оно контролируется диоритовым массивом верхнего девона. Сходные месторождения известны в западной половине Магнитогорской мегазоны — Салаватское месторождение [Тимергазина, 1986] и в восточной части той же мегазоны — Верхнеуральское месторождение [Салихов, Митрофанов, 1994].

Офиолитовая ассоциация контролирует следующие формационные типы месторождений: хромитовые, сульфидные медно-кобальтовые и медно-никель-кобальтовые, магнетитовые руды с кобальтом и никелем, наконец, силикатные никель-кобальтовые руды — коры выветривания по серпентинитам.

Хромитовое оруденение. В зоне ГУР известно более 70 мелких месторождений с содержанием Cr_2O_3 от 24 до 49% [Ковалев, Салихов, 2000]. Они представлены линзами и жилами массивных и густо-вкрапленных руд с запасами от нескольких сот до 20 тыс. т. Бедные вкрапленные руды с содержанием 5–15% Cr_2O_3 образуют месторождения с запасами до 3 млн. т. В рудах широкий диапазон вариаций ведущих химических компонентов: Cr_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO и Al_2O_3 . Однако принципиальные отличия, связанные с генезисом руд проявляются в вариациях Fe_2O_3 . Выделяются две группы руд. Одна из них относится к высокожелезистым хромитам, для другой характерна пониженная их железистость (см. статью Д.Н. Салихова и Г.И. Беликовой в данном сборнике). Соотношение хромитового минала к шпинелевому в железистых хромитах выше 2, а в низкожелезистых хромитах этот коэффициент менее 2. Рудные залежи низкотитанистых хромитов размещаются в серпентинитах по перидотитам и сопровождаются дунитами. В этих рудах часто отмечаются признаки ликвации — нодулы хромитовых руд, присутствует высокотемпературный кристобалит и, напротив, отсутствуют флюидные минералы (хлориты, эпидотиты и т. п.), т. е. формирование хромитовых минералов связано с высокотемпературным процессом в восстановительных условиях [Салихов, Беликова, 2007], о чем свидетельствуют также ничтожные количества в них REE. Высокожелезистые хромиты в изученных нами объектах контролируются пегматоидными пироксенитами [Салихов, и др., 2007], которые характеризуются флюидонасыщенностью, окислительной обстановкой и высоким содержанием REE и никеля [Салихов, Беликова, в данном сборнике]. Контроль высокожелезистых хромитовых руд пегматоидными пироксенитами и приуроченность их к эндоконтактовым частям линз свидетельствует о кристаллизации тех и других из единого расплава.

Заметим, что поисковые критерии хромитовых месторождений в регионе не разработаны, поэтому говорить о перспективах и объективном приросте запасов преждевременно. Известные месторождения бедных руд (5–15% Cr_2O_3) с миллионными запасами (до 3 млн. т), по-видимому, в ближайшие годы не будут разрабатываться, поскольку разработка таких объектов потребует организации дополнительных производств для ликвидации шлама, чтобы не нарушить экологическую обстановку в регионе.

Магнетитовое оруденение контролируется гипербазиитами. В пределах зоны меланжа они распределяются неравномерно. Большая часть их сконцентрирована в Учалинском районе Башкортостана и в районе д. Ишкинино Оренбургской области. Рудные тела представлены линзами маг-

нетитовых руд мощностью 1–1,5 м и протяженностью более 30 м. Падение залежей субвертикальное. Такие рудные тела характерны для рудопроявлений Карагай-Тау, г. Безымянной, Майдеюрт и др. Вместе с тем на таких объектах, как Ургунское, Калкановское, Баткалинское и другие месторождения, рудные залежи представлены гнездово-шшировыми скоплениями, размер которых от 20–50 см до 1,5–3,5 м при протяженности до 10 м. Руды, как правило, мелкозернистые, на 80–90% состоят из магнетита, есть гематит (5–8%), хромшпинелид, халькопирит до 5%, пирротин, борнит, халькозин присутствует в виде мелких вкраплений, куприт, малахит, азурит, никелевые силикаты, кобальтовый блеск отмечаются в виде примазок по плоскостям отслоения. Сульфиды, карбонаты меди, силикаты никеля и кобальта распределяются неравномерно, часть из них иногда отсутствует, в других случаях они скапливаются в больших количествах. По этой причине отмечаются значительные количественные вариации, как в отдельных рудных залежах, так и в распределении по вертикали: меди — от 0,03 до 3,88%, никеля — 0,05–0,4%, кобальта — 1%. Конкретные рудопроявления более подробно рассмотрены нами ранее [Салихов и др., 2004].

Особый интерес вызывает Темясовское рудопроявление [Лазарев и др., 1953 г.], представленное вкрапленными магнетитовыми рудами в объеме 50–55% рудной массы. Остальную часть составляют сульфиды, образующие прожилки мощностью до 10 см. Они сложены в основном пирротинном и пентландитом при значительном преобладании первого. В химическом составе руд количество оксида никеля варьирует от 0,21 до 7,4%, кобальта — 0,01–0,16%.

Рассматриваемый тип оруденения в регионе не изучен. Соответственно, вопросы генезиса и закономерностей размещения остаются открытыми. Известно, что оруденение этого типа приурочено к зонам хлоритизированных серпентинитов, которые контролируются зонами рассланцевания.

В офиолитах также размещаются месторождения и рудопроявления медно-кобальтовых и медно-никель-кобальтовых сульфидных руд. Наиболее известны Ивановское, Дергамышское и Ишкининское месторождения, которые размещаются на юго-востоке Башкирии и в Оренбургской области. Эти месторождения образуют единый рудный район.

Названные месторождения были объектом внимания многих исследователей [Субботин, 1942 г.; Сидоренко, 1957 г.; Исмагилов, 1962; Москвичев и др., 1964 г.; Бучковский, 1966 г.; Захаров, Захарова, 1969; Тесалина и др., 2000 г. и др.], а в последние годы И.Ю. Мелекесцева, В.В. Зайков [2003]

и И.Ю. Мелекесцева [2007] издали книги с подробным освещением минерального и химического состава рудообразующих минералов этих месторождений.

Ивановское месторождение представлено сплошными и вкрапленными рудами в основном пирит-халькопирит-пирротиновой или халькопирит-пирротиновой минеральных ассоциаций с подавляющим превышением пирротина. Содержание меди в них варьирует в пределах (в %) 0,14–1,8, кобальта — 0,02–0,11, никеля — 0,1–0,15. Общие запасы руд (C_1+C_2) составляют 24 млн. т. В Дергамышском месторождении развиты также сплошные и вкрапленные руды халькопирит-марказитового и халькопирит-пиритового составов с очень небольшим объемом пирротина, как правило, в отдельных участках рудного тела. Содержание меди в них варьирует (в %) от 0,5 до 6,6, в среднем 1,38, цинка — 0,12–2, кобальта — 0,04–0,21, никеля — до 0,06. Запасы руд (C_1+C_2) составляют 2 млн. т. Руды Ишкининского месторождения изучены наиболее подробно, также являются сплошными и вкрапленными; первые представлены пирит-пирротиновым и кобальтин-халькопирит-пирротиновым, вторые — арсенопирит-халькопирит-пирит-пирротиновым и арсенопирит-кобальтиновым типами. Количество пирротина на месторождении около 70%. Содержание меди (в %) варьирует от 0,5 до 15, в среднем — 0,9, кобальта — от сл. до 1, в среднем — 0,12–0,67, никеля — от 0,1 до 1, кроме того, есть цинк и благородные металлы. Прогнозные ресурсы составляют 1,1 млн. т.

Природа руд обязана гидротермальным процессам. На Ивановском месторождении руды формировались гидротермально-метасоматическим путем в серпентинитах и тальк-карбонатных метасоматитах. На Дергамышском месторождении выделяют колломорфные руды холмообразных построек на серпентинитах, а на Ишкинском — кластогенные руды. Соответственно, руды названных месторождений рассматриваются как гидротермально-осадочные [Мелекесцева, 2007].

Наряду с названными месторождениями в пределах офиолитовой формации известно множество рудопроявлений. Так, в районе Ивановского и Дергамышского месторождений известны Восточно-Ивановское, Северо-Ивановское, Юлбарсовское, Байгускардовское, Северо-Дергамышское, Казанское рудопроявления, представленные в основном пирротином, менее — халькопиритом, сфалеритом и пиритом, в них отмечаются повышенные количества меди, кобальта, иногда никеля. В районе с. Бикъян скважиной 126 на глубине 34,6–36,6 м вскрыта тектоническая брекчия базальтов с сульфидно-кварцевым цементом. Сфалерит-

халькопирит-пиритовые руды этого участка характеризуются содержанием меди 0,7–6,4%, цинка — 0,23–0,3%, кобальта — 0,053–0,124%, золота — 0,2–1,02 г/т, серебра — 6–28 г/т. На этом же участке в 1000 м к западу от предыдущей скважины другая скв. 114 в интервалах 50,7–51,3 м и 107,7–108,3 м вскрыла богатые пирротин-халькопиритовые прожилки с высокой кобальтоносностью. Содержание в этих рудах меди — 3,2–6%, кобальта — 0,111–0,135%, цинка — 0,13–0,46%, золота — менее 0,2 г/т и серебра — 10–15 г/т.

В пределах Халиловского массива известно еще несколько сульфидных рудопроявлений. В одном из них, именуемом «Гора рудная», отмечается меди 24,78%, цинка 0,69% и кобальта 0,11% при практически полном отсутствии никеля. В другом, именуемом «15 диоритовый карьер», количество никеля в сульфидных рудах составляет 2,34–2,8%, меди — 0,15%, кобальта — 0,9–0,17%. Близкие к последним высоконикелевые руды свойственны рудопроявлению Уша-Узбой. Совершенно уникально рудопроявление «105 карьер», которое было открыто в 1927 г. и в том же году полностью выработано. Добыто 13 т руды, из них 4 т составлял чистый пентландит. Рудное тело имело форму линзы мощностью 0,6–0,8 м при длине по падению около 4 м. Руда представляла собой шширообразные скопления пентландита, сопровождавшиеся рассеянной вкрапленностью сульфидов. На глубине 3,7 м линза выклинивалась. В минеральном составе установлены пентландит, виоларит, в подчиненном количестве отмечены миллерит, халькопирит, пирротин, хромшпинелиды и магнетиты, среди вторичных минералов — гарниерит, ревинскит, анабергит, хризоколл, зератит, псиломелан, кальцит, гипс. Химический анализ руд: никель — 23,55%, медь — 0,41%, SiO_2 — 11,23%, Al_2O_3 — 5,61%, железо — 23,28%, CaO — 9,7%, MgO — 1,01%, S — 14,29%, CO_2 — 7,5%, H_2O — 1,2%. Руды залегают в серпентинитах, развитых по перидотитам и дунитам.

Одним из нерешенных вопросов рассматриваемого оруденения является время их формирования. Есть представление о том, что по аналогии с ультрабазитами это произошло в ордовике и силуре [Контарь, 2001]. Другие относят их к рудам колчеданной формации, полагая, что они формировались в островодужную стадию в раннем девоне. Обогащение руд никелем и кобальтом рассматривается как следствие извлечения названных компонентов при прохождении флюидов через гипербазиты [Мелекесцева, 2007]. Данные же (366 ± 2 млн. лет) абсолютного возраста [Gannoun et al., 2003] связываются с поздней прожилково-вкрапленной минерализацией, следствием которой является обогащение руд, в частности, Дергамышского место-

рождения арсенидами/сульфоарсенидами, золотом и теллуридами [Мелекесцева, 2007].

Совершенно ясно, что рассматриваемые никель-кобальтовые и кобальтовые сульфидные руды необходимо систематизировать и оценить формационную их принадлежность. При этом неизменным фактом остается контроль в размещении этого оруденения офиолитовой серией.

Месторождения **силикатного никеля и кобальта** являются составной частью кор выветривания ультраосновных пород. Оливинсодержащие габбро-базальтоиды также участвуют в формировании руд, но они лишь минерализованы. При формировании силикатных руд важную роль осадителя никеля и кобальта играют известняки. На контакте с ними концентрируются многие минералы, включая силикаты никеля. Процессы выветривания редко превышают 10–20 м, хотя в зонах раздробленных пород продукты выветривания отмечаются до глубин 100–150 м.

Выделяются месторождения двух типов: площадного и линейного. Площадной тип связан с латеральными корами выветривания, главным образом, по гипербазитам.

В основании кор выветривания обычно залегают слабо измененные породы с сохранившимися минералами первичных пород, но с пониженным содержанием щелочей и щелочноземельных компонентов. Выше следует зона глинистых образований. В этой второй зоне отсутствуют первичные минералы, что обусловлено выносом кремнезема, остатков щелочей и щелочных земель. Здесь накапливаются оксиды железа, а также образуются каолины, нонтрониты и другие глинистые вещества. Третья, верхняя зона — зона охр и обохренных пород. В этой зоне стираются все признаки первичного состава пород. Из глинистых минералов сохраняет устойчивость только каолинит.

Образование выщелоченных, глинистых и охристых зон сопровождается выносом растворами ряда компонентов и отложением их в более глубоких горизонтах вторично-минеральных пород зоны цементации.

Каждому типу месторождений свойственна определенная ассоциация минералов. Так, месторождениям площадного типа свойственны гарниерит, непуит и обогащенные никелем гидратированные хромиты. В них в большом количестве присутствуют нонтрониты, монтмориллониты, бейделлит и магнезит [Вискент, Грицаенко, 1937 г.].

При формировании силикатных руд по серпентинитам наиболее характерны на месторождениях хризотилы и антигоритовые разности. В основании кор выветривания в малоизмененных разновидностях появляются многочисленные гнез-

да и жилы магнезита. Выше по разрезу в зоне выщелоченных серпентинитов последние освещаются, т. е. теряют значительную часть магния. В свежих серпентинитах количество оксида магния составляет 36–40%, а в выщелоченных — 13–23%. В верхних частях выщелоченного горизонта присутствует опал в виде прожилков, пятен, гнезд разного цвета, что определяется составом минералов, по которым происходят эти псевдометаморфозы магнезита, керолита, доломита, силикатов никеля.

Выше в зоне глинистых образований выщелоченные серпентиниты рыхлеют и приобретают табачно-зеленый цвет, который переходит постепенно в оливково-зеленую и коричневатую нонтронитовую (ферримонтмориллонитовую) породу. Эта зона обычно обогащена никелем и является собственно рудой.

Выше нонтрониты сменяются охристыми образованиями красного и бурого цвета с полосчатой текстурой. Часто эта зона несколько обогащена никелем, но не до рудной кондиции.

Иногда серпентиниты хлоритизированы. Такие хлоритовые (пеннин) зоны всегда расланцованы и нередко сопровождаются наличием сульфидов или магнетита, редко того и другого. При выветривании такие хлоритовые породы приобретают глинистый облик, окраска их становится более яркой. В них резко повышается содержание никеля и кобальта. В зоне охр зеленые хлоритовые породы обесцвечиваются, они лишены никеля и кобальта, превращаются в светлый или буроватый каолины.

Итак, в минеральном составе силикатных руд никеля и кобальта площадного типа наиболее распространенным минералом является нонтронит.

Присутствие никеля и кобальта в них связано с сорбционными свойствами нонтронита. Собственные минералы никеля в силикатных рудах площадного типа представлены гарниеритом и непуитом, никелевым галлаузитом, керзинитом, обогащены никелем гидратированные хлориты и никелевый сепиолит. Кобальт-никелевые минералы — псиломеланы и вады. Кобальтовые минералы — асболаны. Никелевые минералы присутствуют в различных зонах нонтронитового профиля, а также окремнелых серпентинитах. Нередко никелевые минералы связаны с трещинами. Кобальтовая минерализация ведет себя сходно. Асболаны присутствуют в разных горизонтах кор выветривания, но тяготеют к нонтронитовой зоне, т. е. к горизонту обохренных нонтронитов, а никелевые силикаты обычно концентрируются ниже.

Месторождения силикатных руд никеля и кобальта линейного типа по тектоническим зонам прослеживаются на значительную глубину. Тектонические брекчии, состоящие из серпентинитов,

сланцев и базальтов, превращены в различные глинистые породы. Известняки, благодаря циркуляции по ним воды, подвержены окремнению и доломитизации. При этом они превращаются в белую сыпучую массу кварца и доломита. Иногда известняки превращены в сидериты. Известняки нередко растворяются с образованием полостей разного размера. На контакте известняков и серпентинитов скапливаются никелевые силикаты. Минеральный состав последних довольно разнообразен — это гарниерит, ревенскит, непуит, смеси гарниерита с галлаузитом и ферригалаузитом или с керзонитом, обогащенным кобальтом и никелем, а также бурными железняками и, наконец, вторичными никелевыми сульфидами.

Итак, месторождения силикатного никеля и кобальта формировались как коры выветривания по гипербазитам и размещение такого оруденения контролируется выходами массивов ультраосновного состава. Площадной тип кор выветривания в основном ограничен южными регионами (юг Башкортостана и Оренбургской области).

Известно несколько таких месторождений — Байгускаровское, Никольское, Юлбарсовское и другие [Салихов и др., 2004].

Перспективы увеличения запасов силикатных никель-кобальтовых руд площадного типа определяются внутренними контурами массивов ультраосновного состава, которые перекрыты отложениями мезо-кайнозой. Последние сохраняют рудные залежи от эрозии.

В центральной и северной части Южного Урала месторождения площадного типа практически отсутствуют, поскольку регион в настоящее время остается областью денудации. Лишь в узких зонах межгорных впадин проявился такой тип оруденения. Примером его может служить Южно-Уразовское (Алексеевское) рудопроявление. В этом регионе известны месторождения другого — линейного типа. Они формируются на контакте серпентинитов с известняками. Благоприятная ситуация для оруденения, когда серпентиниты надвинуты на известняки.

Однако разрывные нарушения не всегда отмечаются при описании этих месторождений и рудопроявлений, поскольку здесь в контактовой части известняков формировались карстовые пространства, где и концентрируются силикатные никель-кобальтовые руды.

Итак, перспективы региона на силикатные никель-кобальтовые руды линейного типа связаны с гипербазитовыми массивами меланжа. Они контролируются контактовой зоной известняков с серпентинитами, а также зоной разрывных нарушений в серпентинитах. Такие месторождения

выявлены в областях, где осадки мезо-кайнозойского чехла денудированы и доступны прямому визуальному наблюдению. Учитывая степень геологической изученности региона (М 1:50 000), наиболее перспективными являются зоны меланжа, перекрытые мезо-кайнозойскими латеритными осадками. В областях размещения гипербазитов, вскрытых денудацией, ожидать выявления относительно крупных рудных залежей не приходится, хотя небольшие рудные тела линейного типа могут быть обнаружены.

Обобщая изложенный материал, отметим, что офиолиты зоны Главного Уральского разлома не отвечают классической офиолитовой ассоциации: отсутствует габброидная предвулканогенная фаза и широко развиты габброиды надсубдукционного типа; комплекс параллельных даек — фация корневых образований лавовых потоков — обнаружен в одном случае на 300 км зону; вулканогенные образования, включая и комплекс параллельных даек, не отвечают по химическому составу N-MORB, преобладают базальты субщелочного, нередко калий-натриевого типа.

Рассмотренное оруденение, бесспорно, контролируется офиолитовой зоной, но отсутствуют прямые поисковые критерии как хромитовых, так и магнетитовых, а также никель-кобальтовых сульфидных руд. Вызывает вопросы формационная принадлежность сульфидных руд.

Литература:

Борисенок В.М., Курковская Л.А., Рязанцев А.В. Ордовикские конодонты в кремнисто-базальтовом комплексе Южного Урала (результаты научно-исследовательских работ на Уральском учебном полигоне) // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология, 1998. № 3. С. 52–55.

Денисова Е.А. Дунит-верлит-клинопироксенитовые серии лерцолитовых массивов Южного Урала // Докл. АН СССР. 1984. Т. 277, № 3. С. 660–665.

Захаров А.А., Захарова А.А. О генезисе сульфидных руд меднокобальтовых месторождений Ивановской группы на Южном Урале // Геология и полезные ископаемые Урала: Мат-лы / II Урал. конф. молодых геологов и геофизиков. Уфа: Башкиргеология, 1969. Ч. 2. С. 52–55.

Иванов К.С., Пучков В.Н., Наседкина В.Д., Пелевин И.А. Первые результаты ревизии стратиграфии поляковской свиты по конодонтам // Ежегодник—1988 / ИГиГ УрО АН СССР. Свердловск, 1989. С. 12–13.

Исмагилов М.И. Некоторые черты минералогии и генезиса Дергамышского медно-кобальтового месторождения // Геолого-минералогические особенности медно-рудных месторождений Южного Урала. Уфа: ГГИ БФАН СССР, 1962. С. 74–97.

Ковалев С.Г., Савельев Д.Е., Сначёв В.И. Полосчатые комплексы гипербазитовых массивов Башкирского Урала: Препринт. Уфа, 1998. 35 с.

- Ковалев С.Г., Салихов Д.Н.** Полезные ископаемые Республики Башкортостан (хромитовые руды). Уфа: Экология, 2000. 206 с.
- Кольман Р.** Офиолиты. М.: Мир, 1979. 264 с.
- Конгарь Е.С.** Условия размещения и история формирования месторождений меди, цинка, свинца на Урале: Объяснительная записка к «Карте размещения месторождений меди, цинка, свинца на Урале». М-б 1:1 000 000. Екатеринбург, 2001. 133 с.
- Косарев А.М.** Субокеанические базальты на Южном Урале // Магматизм и глубинное строение Урала: Труды / 6-е Уральск. петрогр. совещ. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1997. С. 29–30.
- Маслов В.А., Артюшкова О.В.** Стратиграфия палеозойских образований Учалинского района Башкирии. Уфа, 2000. 138 с.
- Мелекесцева И.Ю.** Гетерогенные кобальт-медноколчеданные месторождения в ультрамафитах палеоостроводужных структур. М.: Наука, 2007. 243 с.
- Мелекесцева И.Ю., Зайков В.В.** Руды Ишкинского кобальт-медноколчеданного месторождения (Южный Урал). Миасс, 2003. 122 с.
- Перцев А.Н., Савельева Г.Н.** Происхождение расчлененной дунит-верлит-пироксенитовой серии в офиолитах массива Нурали на Южном Урале // Петрология. 1997. № 5. С. 541–554.
- Попов В.С.** Геологические обстановки формирования дунит-верлит-клинопироксенитовых ассоциаций: общие и специфические черты // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика: Мат-лы / Междунар. науч. конф. 30 мая — 2 июня, 2006. Екатеринбург, 2006. С. 44–51.
- Пучков В.Н.** Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
- Рудник Г.Б.** Петрогенезис ультраосновных пород Нуралинского массива на Южном Урале // Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов. М.: Наука, 1965. С. 68–100.
- Савельева Г.Н., Шараськин А.Я., Савельева А.А. и др.** Офиолиты зон сочленения южных уралид с окраинной Восточно-Европейского континента // Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. М.: Наука, 1998. С. 105–137. (Труды / ГИН РАН; Вып. 500).
- Салихов Д.Н.** Средне-позднепалеозойская коллизийная история развития Магнитогорского мегасинклинория: Дис. ... д-ра геол.-мин. наук в форме научного доклада. Екатеринбург, 1997. 85 с.
- Салихов Д.Н.** Составы базальтов кембрия, ордовика и раннего силура на Южном Урале // Геологический сборник № 4 / ИГ УНЦ РАН. Уфа, 2004. С. 106–121.
- Салихов Д.Н., Бабуров А.В.** Редкоземельные элементы в ордовикских эффузивах учалинского сегмента Вознесенско-Присакмарской меланжевой зоны // Ежегодник—1997 / ИГ УНЦ РАН. Уфа, 1999. С. 211–214.
- Салихов Д.Н., Беликова Г.И.** Габброиды зоны меланжа Главного Уральского разлома // Геологический сборник № 6 / ИГ УНЦ РАН. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2007. С. 106–125.
- Салихов Д.Н., Беликова Г.И.** К проблеме систематики хромитовых руд Учалинского рудного района // Геологический сборник № 7 / ИГ УНЦ РАН, 2008.
- Салихов Д.Н., Бердников П.Г.** Магматизм и оруденение позднего палеозоя Магнитогорского мегасинклинория. Уфа: БФАН СССР, 1985. 95 с.
- Салихов Д.Н., Захаров О.А., Беликова Г.И. и др.** Полезные ископаемые Республики Башкортостан (никель и кобальт). Уфа: Гилем, 2004. 154 с.
- Салихов Д.Н., Беликова Г.И., Пучков В.Н., Мороз Т.Н.** Хромитовая минерализация в пироксенитах Учалинского рудного района (Ю. Урал) // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 577–587.
- Салихов Д.Н., Ковалев С.Г., Беликова Г.И., Бердников П.Г.** Полезные ископаемые Республики Башкортостан (золото). Ч. 1. Уфа: Экология, 2003. 222 с.
- Салихов Д.Н., Митрофанов В.А.** Интрузивный магматизм верхнего девона — нижнего карбона Магнитогорского мегасинклинория (Южный Урал). Уфа, 1994. 142 с.
- Смирнов С.В.** Петрология верлит-клинопироксенит-габбровой ассоциации Нуралинского гипербазитового массива и связанное с ним платиноидное оруденение: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург, 1995. 18 с.
- Тевелев А.В., Кошелева И.А.** Геологическое строение и история развития Южного Урала (Восточно-Уральское поднятие и Зауралье). М.: Изд-во МГУ, 2002. 123 с.
- Тимергазина А.К.** Околорудный ореол и геохимические условия формирования Салаватского меднопорфирового и Подольского месторождений Южного Урала (сравнительная характеристика). Уфа, 1986. 93 с.
- Gannoun A., Tesselina S., Bourdon B. et al.** Re-Os isotopic constraints on the genesis and evolution of the Dergamish and Ivanovka Cu (Co, Au) massive sulphide deposits, South Ural, Russia // Chem. Geol. 2003. Vol. 196, № 1/4. P. 193–207.
- Nicolas A.** Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere. Kluwer; Dordrecht, 1989. 367 p.
- Nicolas A., Jacson E.D.** Repartition en deux provinces des peridotites des chaînes alpines longeant de méditerranée: implication géotectoniques // Schweiz. Miner. Petrol. Mitt. 1972. V. 53. P. 385–401.