

РЕНИЕНОСНЫЕ МЕДНО-ПОРФИРОВЫЕ СИСТЕМЫ УРАЛА: ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, ИЗОТОПНО- ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ И ВОЗРАСТНАЯ ЛАТЕРАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

© 2012 г. А. И. Грабежев

*Институт геологии и геохимии УрО РАН
620075 г. Екатеринбург, пер. Почтовый, 7
E-mail: grabezhev@igg.uran.ru*

Поступила в редакцию 10.05.2012 г.

В настоящее время Урал можно рассматривать как новую промышленную медно-порфировую провинцию России (открыты месторождения, содержащие 1–2 млн. т меди и, возможно, более). Кроме того, в рудах ряда месторождений установлены повышенные содержания **Re**. **Преобладающая часть месторождений и рудопроявлений, исключительно широко распространенных в краевых частях вулканогенных мегаструктур, отвечает диоритовой модели медно-порфировых систем (островодужному геохимическому типу).** Преобладает (Au)-Cu и (Au, Mo)-Cu тип оруденения, спорадически встречаются Cu-Au и (Cu)-Mo месторождения. Геологические и новые изотопные возрасты сейчас однозначно свидетельствуют об омоложении рудоносных диоритоидов в латеральном разрезе с запада на восток. Возраст гранитоидов изменяется от D_{1-2} в Тагило-Магнитогорской мегазоне и S_2-D_1 в западной части Восточно-Уральской вулканогенной мегазоны до $D_3^2-C_1^1$ в восточной части Восточно-Уральской вулканогенной мегазоны и, наконец, C_{1-2} в Валерьяновской мегазоне. В этом направлении (Au)-Cu-порфировые месторождения сменяются (Au, Mo)-**Си-порфировыми месторождениями.** В рассматриваемом разрезе наблюдаются, в первом приближении, сходные изотопно-петрогеохимические характеристики рудоносных диоритоидов. Все они имеют низкую калиевую щелочнометальность (0.5–1.5, до 2.2 мас. % в восточных зонах), низкое $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ отношение (0.7038–0.7051) и содержание РЗЭ (24–52, до 69 г/т), высокое значение $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$, равное 3–7. Мантийные метки фиксируются и для гидротермалитов. Это и позволяет рассматривать рудно-магматические системы диоритовой модели, как единую генетическую группу островодужного геохимического типа. Данное заключение мало согласуется с имеющимися представлениями об отнесении территории, находящейся восточнее Тагило-Магнитогорской мегазоны, к активной окраине континента, тем более андского типа. Повышенные содержания Re в рудах (до 1.4–2.7 г/т) фиксируются в месторождениях Восточно-Уральской сиапо-фемической вулканогенной мегазоны, особенно в наиболее крупном (Au, Mo)-**Си-порфировом Михеевском месторождении.** Во всех вулканогенных мегаструктурах Урала не исключено открытие новых месторождений диоритовой модели. Значительная концентрация рения в рудах возможна только в месторождениях восточной части Восточно-Уральской вулканогенной мегазоны. Основным источником Cu и Re является мантия, умеренная концентрация Mo за счет эманационно-кристаллизационной дифференциации диоритовой расплава являются обязательным условием отложения при рудообразовании значительного количества высокорениевого молибдена. Подтверждено генетическое единство медно-порфирового и Au-эпitherмального оруденения.

Ключевые слова: медь, золото, рудообразование, магматизм, изотопная геохимия Sr, Nd, C, O, S, Урал.

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время Урал надо рассматривать, несмотря на ранее высказанные пессимистические прогнозы ряда ведущих ученых, как промышленную медно-порфировую провинцию, включающую также сингенетичные порфировым Cu-Zn-Au эпitherмальные месторождения. Кроме того, руды порфировых месторождений могут являться пока единственным в России источником остродефицитного стратегического металла – рения. Пять месторождений разрабатываются, два лицензированы. Разведанные запасы меди в ряде рудных по-

лей (Михеевском, Томинском, Гумешевском) превышают 1.0–1.5 млн. тонн. Установлено большинство из известных в мире рудных типов медно-порфировых систем: (Au)-Cu, Cu-Au, (Au, Mo)-Cu, (Cu)-Mo (рис. 1). Первые три типа, абсолютно преобладающие на Урале, отвечают островодужной диоритовой модели. Этим месторождения Урала отличаются от большинства зарубежных рудно-магматических систем, представленных монцитовой и гранодиоритовой моделями порфировых систем. В последние годы получены современные изотопно-возрастные и изотопно-геохимические данные [5, 11 и др.], позволяющие, с учетом мно-

Map of the Chelyabinsk region showing the distribution of 21 meteorite falls. The map is divided into six administrative districts (I-VI) by dashed lines. The city of Chelyabinsk is marked with a large black square (5) in district IV. Other locations are marked with various symbols: solid black circles (1), open circles (2), gray circles (3), open squares (4), and solid black squares (5). Numbers 1-21 indicate specific meteorite falls. Some numbers are associated with groups of falls, e.g., 320-340, 362, 356, 369, 406, 427-429. A scale bar at the bottom right indicates 50 km.

ЛИТОСФЕРА № 4 2012

рождениях продуктов кислотного выщелачивания (серицитолитов). Крупные медно-порфировые месторождения с преимущественным оруденением в скарнах широко распространены за рубежом (работы М.Эйнауди и других авторов). Второй тип – (Au, Mo)-Cu-порфировые месторождения – охватывает почти все объекты Урала, находящиеся в восточных структурах (Восточно-Уральская и Валерьяновская вулканогенные мегазоны). Руды месторождений этого типа, по сравнению с предыдущим, содержат несколько больше Mo (10–80 г/т и более) при меньшей величине Cu/Mo отношения (обычно 100–300). Если на месторождениях Тагильской и Магнитогорской зон молибденит встречается весьма редко, то на объектах восточных зон в небольшом количестве наблюдается очень часто. Максимальное распространение молибденита фиксируется на Михеевском месторождении. Содержание золота в рудах обоих типов редко превышает 0.2–0.3 г/т. Третий тип включает немногочисленные Cu-Au-порфировые месторождения (Юбилейное, Медногорское, возможно, Миасская группа), находящиеся в Мугоджарско-Магнитогорской зоне. Содержание Mo в рудах этих объектов близко к кларковому в верхней коре, а количество Au редко опускается ниже 1–5 г/т. Месторождения этого и первого типа могут быть объединены в одну группу. Месторождения вышеуказанных типов встречаются в других регионах достаточно редко, наблюдаясь преимущественно в островодужных структурах. Наконец, четвертый тип – (Cu)-Mo-порфировые месторождения (Талицкое, Баталинское, Верхнеуральское и ряд других), характеризуется значительным распространением молибденовых руд (Cu/Mo = 2–35). К этой же группе надо отнести, вероятно, молибденовую минерализацию, сменяющую медные руды, Тарутинского месторождения, а также Еленовское месторождение [24 и др.]. Необходимо выделить также группу (Cu, Zn)-Au-эпитермальных месторождений, представленную Cu-Au Березняковским и, возможно, Zn-Au Курортным месторождениями. Эпитермальные месторождения могут представлять верхнюю субвулканическую часть медно-порфировой колонны.

ПОЛОЖЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУРАХ

Месторождения каждого из выделенных типов приурочены, в основном, к определенным геолого-тектоническим структурам Урала, хотя имеются и исключения. Для анализа пространственного распределения месторождений наиболее удобна геолого-тектоническая схема, основы которой заложены еще И.Д. Соболевым. В современном понимании схема представлена, кратко говоря, субмеридиональными вулканогенными мега-

зонами в значительной мере островодужной природы и разделяющими их сиалическими мегазонами, основу которых составляют реликты пород фундамента. В настоящее время ряд авторов выделяет восточные мегазоны Урала как структуры окраинно-континентального типа, приводятся и другие соображения по поводу структуры уральского региона [20, 26, 29 и др.]. Однако, эти схемы, при всей их теоретической логичности с позиции плейт-тектоники, на данной стадии изучения не способствуют детальному анализу геолого-тектонического положения порфировых месторождений и конкретному прогнозированию. В частности, согласно плейт-тектонической схеме, в выделяемую Восточно-Уральскую зону включены Восточно-Уральские сиалическая и узкая вулканогенная мегазоны. Все (Au-Mo)-Cu-порфировые месторождения находятся в вулканогенной мегазоне, в то время как золото-жильные и редкометалльные – в сиалической мегазоне. В находящейся восточнее Зауральской зоне картина сходная, т.е. совмещены сиалическая Зауральская мегазона и Валерьяновская островодужная (?) мегазоны [20, 29 и др.]. Однако, вероятное падение здесь зоны Бенюфа на запад делает логичным объединение этих двух классических мегазон в одну крупную структуру. Месторождения восточных зон имеют сильно варьирующий диапазон параметров, важных для анализа закономерностей их размещения. По мере развития плейт-тектонических представлений о строении Урала можно будет продолжить и анализ закономерностей размещения месторождений на основе такого подхода. Пока же отметим только, что (Au, Mo)-Cu-порфировые месторождения востока Урала (а также Зауралья), находящиеся в пределах Восточно-Уральской и Валерьяновской вулканогенных мегазон, совершенно не похожи на порфировые объекты типовых активных окраин континентов (например, Анд). Более того, они во многом идентичны по характеру рудоносного магматизма и оруденения месторождениям Тагило-Магнитогорско-Мугоджарской мегазоны. Андскому типу отвечают, в какой-то степени, только Баталинское и, возможно, Еленовское месторождения. Учитывая сказанное, для анализа пространственного размещения месторождений нами принята модернизированная классическая геолого-тектоническая схема. С запада на восток вулканогенные структуры островодужного типа представлены фемической Тагило-Магнитогорско-Западномугоджарской, сиало-фемической Восточно-Уральской и фемосиалической Валерьяновской мегазонами. В данном направлении заметно увеличивается мощность коры. Доля базальтового слоя по отношению к общей мощности земной коры уменьшается от 0.6–0.9 до 0.57 и меньше [14 и др.]. Вулканогенные структуры разделяются сиалическими

Восточно-Уральской и Зауральской мегазонами. Все мегазоны имеют очень сложное геологическое строение, охарактеризованное в работах многих исследователей, а также в последней обобщающей монографии [21]. Первостепенное значение имеет приуроченность месторождений и рудопроявлений преимущественно к краевым частям вулканогенных мегазон. Только (Cu)-Мо-порфировые месторождения (их всего два) находятся в сиалических мегазонах. Такое положение месторождений свидетельствует об их локализации в сфере влияния зон долгоживущих глубинных разломов, разделяющих структуры первого порядка. Имеются и немногочисленные исключения. Ориентировочная схема размещения месторождений и большей части рудопроявлений приведена на рис. 1, более полная схема для Южного Урала и Мугоджар дана в работе [24]. Имеются также карты, составленные в Уральском геологическом управлении и во ВСЕГЕИ [14 и др.]. Мелкомасштабная схема размещения месторождений, разработанная на основе плейт-тектонического подхода, приведена в работах [20, 21, 29]. В указанных и других публикациях фигурирует масса интересных материалов, которые только частично использованы при составлении настоящей статьи.

Тагило-Магнитогорско-Западноугаджарская мегазона

В пределах этой мегазоны сосредоточены почти все уральские месторождения и рудопроявления (Au)-Cu и Cu-Au-порфирового типов, рудоносные магматиты которых имеют обычно эмсреднедевонский возраст и отвечают островодужному геохимическому типу. В зоне *силурийской Тагильской островной дуги* распространены многочисленные мелкие рудопроявления и точки минерализации, связанные с андезитовым магматизмом. Судя по геологическим съемкам, магматиты имеют среднедевонский возраст. Абсолютный возраст (390 ± 3 млн. лет) определен только для кварцевых диоритов Гумешевского месторождения [11]. Во многих малых диоритовых интрузиях наблюдается объемная сульфидная вкрапленность [16 и др.]. Наиболее значительные рудопроявления – Андрушинское, Рудноболотское, Шиловское и несколько других, разрабатывались в XIX и начале XX века. В минерализованных зонах абсолютно преобладает медь (при небольшом количестве золота), редко наблюдается молибденит. Значительное число рудопроявлений было выявлено при магнитной съемке ввиду присутствия магнетитсодержащих сульфидизированных эпидот-гранатовых скарнов. Детально объекты не изучались в связи с ограниченными размерами магнитных аномалий и, соответственно, вероятными ресурсами железных руд. Поэтому прогнозные ресурсы меди в них остаются

не известными. Проявления протягиваются почти непрерывно вблизи восточной окраины Тагильской структуры (Серовско-Маукского глубинного разлома) от Турьинского медно-скарнового рудного поля (г. Краснотурьинск) до известного уже почти триста лет промышленного скарново-(Au)-Cu-порфирового Гумешевского месторождения (Средний Урал). Это месторождение находится в пределах Серовско-Маукского глубинного разлома. Многие объекты Тагильской зоны можно отнести, как и Гумешевское месторождение, к числу скарново-медно-порфировых. Несколько южнее месторождения уже давно выявлен небольшой щелочной дайковый комплекс, содержащий слабо изученную Cu-Au минерализацию. Севернее Гумешевского месторождения находится несколько (Au)-Cu рудопроявлений и промышленное Крылатовское Au-рудное месторождение, связанные с тем же плагиигранитоидным комплексом, что и Гумешевское месторождение. В пределах D_{1-2} *Западно-Магнитогорской островной дуги* (Южный Урал) порфировых объектов гораздо меньше, по сравнению с Тагильской зоной, но они имеют больший масштаб и разнообразный рудный профиль. Скарновые тела для них почти не характерны. Месторождения сформировались, скорее всего, на меньшей глубине, чем объекты Тагильской зоны. Большая часть месторождений и рудопроявлений находится в западной части структуры вблизи главного уральского разлома. (Au)-Cu-порфировый тип представлен Салаватским месторождением. Макроскопически видимый молибденит изредка наблюдается на небольшом Вознесенском месторождении. Довольно широко молибденит распространен на Cu-Мо-порфировом Верхнеуральском рудопроявлении, которое сформировалось в связи с шошонитовым магматизмом в завершающую стадию островодужного процесса. (Cu)-Au-порфировый тип представлен ранее разрабатывавшимся Медногорским месторождением. К этому же типу предлагается отнести многочисленные медьсодержащие золоторудные месторождения знаменитой россыпями золота Миасской долины (“Российская Калифорния”), охарактеризованные многими авторами [1 и др.]. Эти месторождения представлены кварцево-жильными и прожилково-вкрапленными рудными телами в малых интрузиях диоритового состава и во вмещающих породах. Содержания Au в них составляют 2–10 г/т и более. Месторождения могут предварительно интерпретироваться как образования периферической части гипабиссального среза медно-порфировой колонны [32 и др.]. Возможно, верхней мезо-эпитермальной части такой колонны отвечает известное промышленное Куросанское Au-рудное поле. В *Мугоджарской* части структуры находятся небольшое (Au)-Cu-порфировое Караксакское проявление и промышленное Cu-Au-порфировое Юбилейное месторождение (около г. Эмба).

Восточно-Уральская вулканогенная мегазона

Оруденение представлено только (Mo, Au)-Cu-порфировым типом, месторождения и проявления которого очень широко распространены в пределах этой структуры Урала. Здесь находятся два крупных промышленных объекта (Михеевское и Томинско-Березняковское рудные поля). Месторождения довольно однородны по набору рудных элементов, но могут значительно отличаться по их соотношению. Однако они значительно варьируют по возрасту рудоносных диоритоидов (от S до D_3^2 – C_1^1), которые относятся к островодужному геохимическому типу. Отметим, что по последним данным островодужный магматизм в Восточно-Уральской вулканогенной мегазоне завершился в период 365–355 млн. лет [26]. На *Среднем Урале* в восточной части мегазоны нами, совместно с А.В. Коровко, выделена субмеридиональная протяженная (более 100 км) Сухоложско-Алапаевская зона рассеянной сульфидизации, находящаяся в сфере влияния Серовско-Маукского глубинного разлома. В пределах южной, наиболее изученной части указанной зоны, выделяются непрерывно сменяющие друг друга три крупных ареала порфирового типа, отличающихся по составу рудоносных магматитов и их возрасту. С севера на юг это мезо-гипабиссальный D_{2-3} Восточно-Артемовский, гип-мезоабиссальный D_1^2 Артемовско-Алтынайский и субвулканический Сухоложский. В настоящее время наибольший интерес представляет Восточно-Артемовское рудопроявление, аналогичное по составу и возрасту диоритоидов Михеевскому месторождению, расположенному далеко на юге. На *Южном Урале* локализовано большинство уральских медно-порфировых месторождений. В западной части Восточно-Уральской вулканогенной мегазоны находится промышленный Биргильдинско-Томинский рудный узел (юго-западнее г. Челябинска), включающий (Mo)-Cu-порфировое Томинское и генетически связанное с ним Au-эпитермальное Березняковское месторождение [9, 17]. К южному продолжению рудоносной структуры приурочено небольшое Зеленодольское месторождение. На восточной периферии южноуральской части мегазоны локализованы (Au)-Mo-Cu скарново-порфировое Тарутинское месторождение и одновозрастное с ним, наиболее крупное на Урале промышленное (Mo, Au)-Cu-порфировое Михеевское месторождение. Два этих месторождения находятся в грабен-синклинали, разделяющей мегазоны.

Валерьяновская вулканогенная мегазона

Данная мегазона имеет фемо-сиалический состав и отвечает, вероятно, островодужному типу [10 и др.]. Наблюдаются существенные различия объектов по составу руд и рудоносных гранитоидов. В *южноуральской* части структуры обращает на се-

бя внимание Cu-Au Варваринское месторождение, в рудном поле которого известны только единичные дайки гранитоидов. Крупные тела массивных халькопиритовых руд содержат многочисленные реликтовые кристаллы граната, что свидетельствует об их образовании в результате замещения скарнов. Южнее, в *Мугоджарах*, находится (Mo)-Cu-порфировое Бенкалинское месторождение и несколько рудопроявлений, образующих рудоносную зону север-северо-восточного простирания длиной более 100 км. Южное окончание этой зоны представлено оригинальным Жалтыркольским рудопроявлением, которое, скорее всего, находится в пределах Зауральской сиалической мегазоны. Рудные участки этого месторождения сложены халькопиритом, турмалином, калишпатом, магнетитом, серицитом, кварцем. Количество Mo редко превышает 2–10 г/т, тем не менее, фиксируется хорошая прямая корреляция между Mo и Cu. Содержание W в руде достигает 0.05–0.1 мас. %.

Сиалические мегазоны

В этих мегазонах наблюдаются только единичные объекты, имеющие преимущественно Mo специализацию. В пределах Восточно-Уральской сиалической мегазоны к их числу относятся лицензированное (Au, Cu)-Mo-порфировые Талицкое (Средний Урал) и Еленовское (Оренбуржье) месторождения. В южной части Зауральской сиалической мегазоны известно небольшое Cu-Mo-порфировое Баталинское месторождение.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Содержания микроэлементов определялись методом ICP-MS на приборе Elan 9000 в ИГГ УрО РАН, а изотопный состав Sr и Nd – с помощью масс-спектрометра TIMS Finnigan MAT262 под руководством Ю.Л. Ронкина в лаборатории Новоуральского химического комбината. Определения изотопного состава C, O, H, S выполнены в Аналитических центрах ИГН ДВНЦ СО РАН, ОИГГМ СО РАН и ГИН РАН по стандартным методикам. Значения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ и $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$ рассчитаны на возраст формирования объектов. Величины $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ округлены до четвертого знака после запятой. U-Pb SHRIMP-II возраста цирконов из кварцевых диоритов определялись на приборе SHRIMP-II (ВСЕГЕИ) и SHRIMP-IIe/mc (лаборатория IBERSIMS, Университет Гранады, Испания). Характеристика методов приводилась ранее [5 и др.].

ПЕТРОГЕОХИМИЯ РУДОНОСНЫХ ГРАНИТОИДОВ

Месторождения всех рудных типов, кроме (Cu)-Mo-порфирового, парагенетически связаны с суще-

ственно натриевыми малыми интрузиями *кварц-диоритового* состава. Во многих работах уральских геологов подчеркивается, что эти интрузии входят в состав вулcano-плутонических комплексов. Однако, обоснование такой связи на современном уровне известно только для единичных объектов. Для кварц-диоритовых интрузий характерно слабое распространение диоритов, габброидов и поздних дифференциатов. Часто наблюдается неоднократное внедрение гранитоидов кварц-диоритового состава и приуроченность части минерализации к ранним фазам (ритмам). Наиболее четко это видно на примере эруптивных брекчий Томинского месторождения. Для рудных полей очень характерно отсутствие гранитоидных батолитов, обычно предшествующих малым интрузиям в других регионах. Они известны только в Валерьяновской и Зауральской зонах. Существенной особенностью части малых интрузий Тагило-Магнитогорской структуры является частое отсутствие четко выраженной порфировой структуры. В восточных районах порфировые структуры в гранитоидах уже преобладают. Единственным объектом, не связанным с диоритоидами, является Юбилейное месторождение. Оно на-

ходится в калишпатсодержащих плагиоадамеллит-порфирах, количество K_2O в которых сильно варьирует (0.2–2.5 мас. %). Гранитоиды, вмещающие объекты (Cu)-Мо-порфирового рудного типа, имеют монзонитоидный состав (табл. 1, рис. 2). Детальная петрографическая характеристика гранитоидов приведена нами ранее [7, 9 и др.]. На Южном Урале наблюдается тенденция небольшого увеличения содержания K_2O и SiO_2 в рудоносных диоритоидах по мере движения с запада на восток (табл. 1, рис. 2). Содержание K_2O в них составляет (мас. %): 0.2–1.3 – в месторождениях Тагило-Магнитогорско-Западнодугджарской мегазоны, 0.6–1.2 – в западной части Восточно-Уральской вулканогенной мегазоны (Томинское рудное поле), 0.6–2.1 – в восточной части Восточно-Уральской вулканогенной мегазоны (Михеевское, Тарутинское месторождения) и 1.1–2.3 – в Валерьяновской мегазоне (Бенкалинское месторождение). Исключением являются диоритоиды Вознесенского месторождения, содержащие повышенное количество K_2O (1.2–2.2 мас. %), что может быть обусловлено ошелачиванием расплава и флюида при взаимодействии их с вмещающими ультрабазитами. Это подтверждается и очень высокими

Таблица 1. Представительные химические составы минимально измененных гранитоидов медно-порфировых месторождений Урала, мас. %

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	S	F	H ₂ O	Сумма	FeO*	Rb	Sr
1 (3)	55.97	0.45	16.95	1.52	3	0.12	3.93	8.56	4.04	0.91	0.17	—	0.51	—	3.79	99.92	4.37	5	398
2 (3)	61.45	0.35	16.84	2.47	2.56	0.1	2.85	6.06	3.42	0.75	0.07	—	0.08	—	2.78	99.87	5.22	16	382
3 (4)	57.82	0.46	15.46	5	2.83	0.07	3.3	5.64	2.29	0.61	0.08	0.09	3.48	0.06	1.79	98.96	7.33	7	308
4 (5)	62.33	0.39	14.88	3.69	2.08	0.03	3.25	4.5	3.38	0.61	0.08	0.18	2	0.06	2.15	99.61	5.4	9	189
5 (2)	60.08	0.34	16.05	1.49	5.42	0.09	3.2	5.45	2.96	1.18	0.13	0.11	0.46	0.07	2.81	99.8	6.76	23	453
6 (3)	74.63	0.11	12.27	0.43	2.39	0.03	0.57	2.18	4.97	0.62	0.06	0.39	0.26	0.06	0.82	99.8	2.78	7	235
7 (21)	69.43	0.29	15.14	1.04	1.95	0.04	1.33	2.3	4.53	1.82	0.12	0.81	0.13	0.03	1.3	99.9	2.87	64	222
8 (5)	46.79	1.11	15.94	5.81	7.82	0.19	5.53	9.9	2.57	1.21	0.38	0.1	—	—	1.96	99.32	13.05	36	572
9 (6)	65.95	0.32	15.75	1.4	3.48	0.07	1.25	2.74	4.28	2.96	0.13	0.12	—	—	1.03	99.48	4.73	83	846
10 (6)	61.92	0.45	17	2.6	2.19	0.06	0.96	2.02	4.66	6.17	0.17	0.4	—	—	1.11	99.72	4.53	183	402
11 (11)	66.57	0.5	15.14	0.78	3.05	0.05	1.83	2.18	4.63	3.22	0.25	0.19	0.22	0.06	0.84	99.51	4.14	58	633
12 (1)	67.9	0.06	14.86	0.4	2.49	0.01	0.8	0.33	0.26	11.78	0.01	0.14	0.09	0.5	0.66	100.29	3.14	230	40
13 (3)	59.02	0.53	17.75	1.38	4.17	0.07	3.27	4.35	4.08	0.72	0.19	2.65	0.03	—	2.57	100.78	5.41	8	431
14 (3)	67.38	0.38	15.39	0.89	2.99	0.02	2.72	2.01	3.5	0.72	0.1	1.66	0.16	—	2.83	100.75	3.79	11	314
15 (34)	60.6	0.39	17.11	1.96	3.41	0.07	3.17	4.67	3.69	1.16	0.09	0.95	0.51	0.03	2.2	100.01	5.17	19	329
16 (18)	65.67	0.32	15.74	1.26	2.38	0.04	2.54	3.53	3.29	1.61	0.09	0.86	0.32	0.04	2.21	99.9	3.51	—	—
17 (15)	61.28	0.46	17.32	1.66	2.93	0.09	3.12	4.5	4.09	1.33	0.13	0.47	0.21	0.05	1.93	99.55	4.42	32	508
18 (9)	64.84	0.39	16.74	1.4	2.22	0.08	2.37	3.59	3.84	1.3	0.12	0.52	0.36	0.06	1.72	99.49	3.48	—	—
19 (7)	67.85	0.34	15.55	0.95	1.3	0.03	1	2.44	4.5	2.64	0.12	1.6	0.27	0.05	1.12	99.76	2.16	85	241
20 (8)	62.61	0.53	17.25	2.51	2.36	0.04	1.89	3.9	3.83	1.59	0.15	0.13	1.99	0.08	1.08	99.94	4.62	50	523

Примечание. 1, 2 – Гумешевское месторождение, пропицитизированные амфиболовые диориты (1) и кварцевые диориты (2); 3, 4 – Салаватское месторождение, пропицитизированные пироксеновые (3) и амфиболовые диоритовые порфириты базокварцевые (4); 5, 6 – Вознесенское месторождение, кварцевые диориты амфиболовые, слабо или умеренно преницитизированы, серицитизированы и хлоритизированы (5) и плагиолейкограниты с небольшим количеством мусковита, хлорита, пренита, биотита (6); 7 – Юбилейное месторождение, плагиоадамеллиты, часто содержащие калишпат, серицит, хлорит; 8–10 – Верхнеуральское рудопоявление, монцогаббро (8); биотит-амфиболовые гранодиориты (9) и кварцевые сиениты (10); 11, 12 – Талицкое месторождение, монцогранодиорит-порфиры (11) и Li-F аплитовидные граносиениты (12); 13, 14 – Томинское месторождение, кварцевые диориты пропицитизированные (13) и плагиогранодиорит-порфиры серицитизированные (14); 15, 16 – Михеевское месторождение, базокварцевые диоритовые порфириты (15) и плагиогранодиорит-порфиры (16) слабо измененные; 17–19 – Тарутинское месторождение, базокварцевые диоритовые порфириты (17), плагиогранодиорит-порфиры (18) слабо измененные и жильные плагиогранодиорит-порфиры (19); 20 – Бенкалинское месторождение, базокварцевые диоритовые порфириты биотитизированные. В скобках показано количество проб. Прочерк – элемент не определялся. FeO* = FeO + 0.9Fe₂O₃.

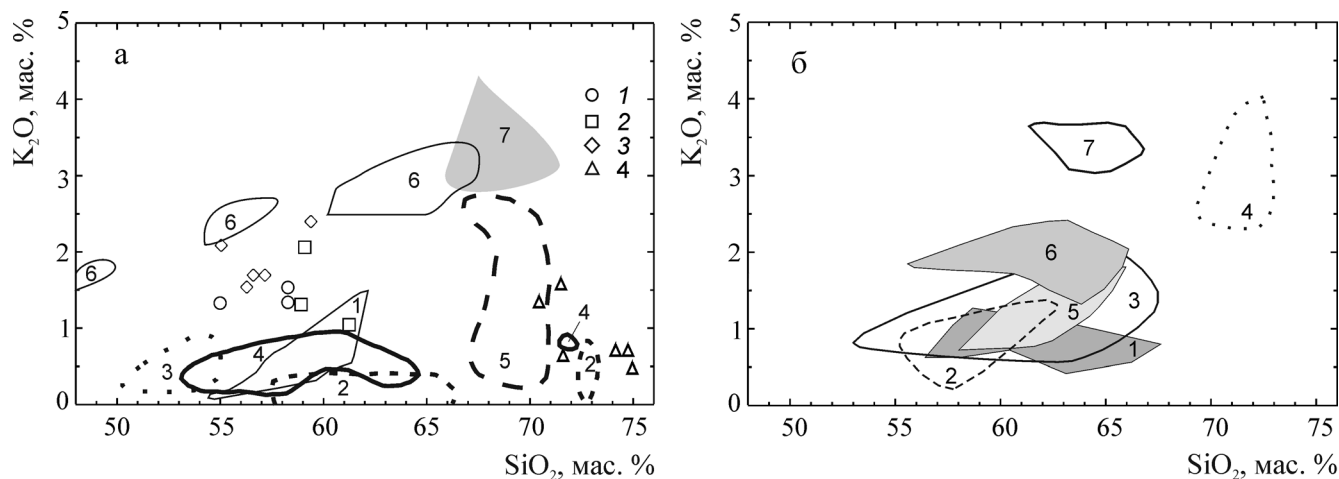


Рис. 2. Зависимость между содержаниями K_2O и SiO_2 в гранитоидах порфировых массивов Урала.

а. Тагило-Магнитогорско-Западноуральская вулканогенная мегазона. Вознесенское месторождение: 1 – кварцевые диориты амфиболовые, 2 – кварцевые диориты обычно амфиболовые слабо или умеренно преницитизированные, серицитизированные и хлоритизированные, 3 – кварцевые диориты сильно серицитизированные, 4 – плагиограниты и плагиолейкограниты с небольшим количеством мусковита, хлорита, пренита, биотита. Поля гранитоидов других месторождений и рудопроявлений вулканогенной мегазоны (1–6) и западной приконтактной части Восточно-Уральской сиалической мегазоны (7). Диоритоидные массивы, минимально-измененные гранитоиды: 1 – Гумешевский, 2 – Караксакский, 3 – Медногорский, 4 – Салаватский. Адамеллит–плагиоадамеллитовый массив Юбилейного месторождения (5). Монцитонитоидные массивы: 6 – позднеостроводужный Верхнеуральский, 7 – раннеколлизийный Талицкий.

б. Восточно-Уральская вулканогенная мегазона (1–5): 1 – наиболее вероятное поле составов диоритоидов Томинского месторождения; 2–4 – Ново-Николаевское рудное поле, соответственно диоритоиды раннего ульяновского субкомплекса (2), диоритоиды рудоносного михеевского субкомплекса (3) и послерудные жильные аплитовидные граниты неизвестного возраста (4); 5 – рудоносные (на Cu) диоритоиды Тарутинского месторождения, содержащие > 3 мас. % Na_2O и < 0.5 – 1.0 мас. % S, CO_2 . Валерьяновская вулканогенная мегазона, Бенкалинский плутон и рудоносный штук (6). Восточная часть Зауральской сиалической мегазоны, Баталинский массив и рудоносный штук. (7), минимально измененные гранитоиды. Диаграммы построены на очень большом числе авторских, фондовых и литературных анализов (более 800).

содержаниями Ni (до 200–1100 г/т) в гранитоидах и гидротермалитах. Магматизм объектов, ассоциирующихся с монцитонитоидами, заметно различается. На позднеостроводужном **Си-Мо-порфировом** Верхнеуральском рудопроявлении наблюдается вся последовательность гранитоидов от шошонита до монцогранодиорита (рис. 2). Малые интрузии **Си-Мо** Баталинского и раннеколлизийного (**Au, Cu**) Талицкого месторождений слагаются преимущественно монцогранодиоритами–гранодиоритами. На Талицком месторождении становление интрузии завершается внедрением даек Li-F гранитов.

Спектры РЗЭ всех гранитоидов очень похожи (рис. 3). Характерной их особенностью является отсутствие европиевой аномалии, реже она очень слабо выражена. Содержание РЗЭ в диоритоидах объектов Тагило-Магнитогорской и Восточно-Уральской вулканогенных мегазон составляет 24–52 г/т. Исключение здесь представляют Вознесенское и Тарутинское месторождения (50–69 г/т), что, вероятно, определяется несколько повышенной калиевой щелочнометальностью гранитоидов. Восточнее, в диоритоидах Валерьяновской мегазоны (Бенкалинское месторождение), содержание РЗЭ несколько повышается (45–58 г/т). В целом, это весьма низкие значения, характерные для диорито-

идов островодужного типа. В массивах, сложенных гранитоидами кислого состава содержание РЗЭ значительно выше. Так, в калишпатсодержащих плагиогранодиорит-порфирах Юбилейного месторождения сумма РЗЭ возрастает до 90–106 г/т, а в монцогранодиоритах Верхне-Уральского и Талицкого месторождений – до 103–168 г/т. Сказанное можно продемонстрировать на примере изменения содержания лантана (рис. 4). В целом, содержание РЗЭ увеличивается с ростом калиевой щелочнометальности гранитоидов. Величина $(La/Yb)_n$ отношения в диоритоидах примерно повторяет картину поведения суммы РЗЭ. Обычно она составляет 2–5, поднимается до 5–11 в Томинском, Березняковском, Бенкалинском месторождениях и до 9–13 – в Юбилейном, Тарутинском. Максимальное значение $(La/Yb)_n$ отношения наблюдается в монцитонитоидах. На дискриминационных диаграммах гранитоиды всех массивов находятся в поле пород островных дуг (рис. 5). Диоритоиды фемической зоны содержат, в целом, меньше Rb, чем диоритоиды восточных вулканогенных зон. Это согласуется и с некоторым увеличением в диоритоидах калия с запада на восток. Фигуративные точки монцитонитоидов и калишпатсодержащих гранитоидов располагаются наиболее близко к полю коллизийных гранито-

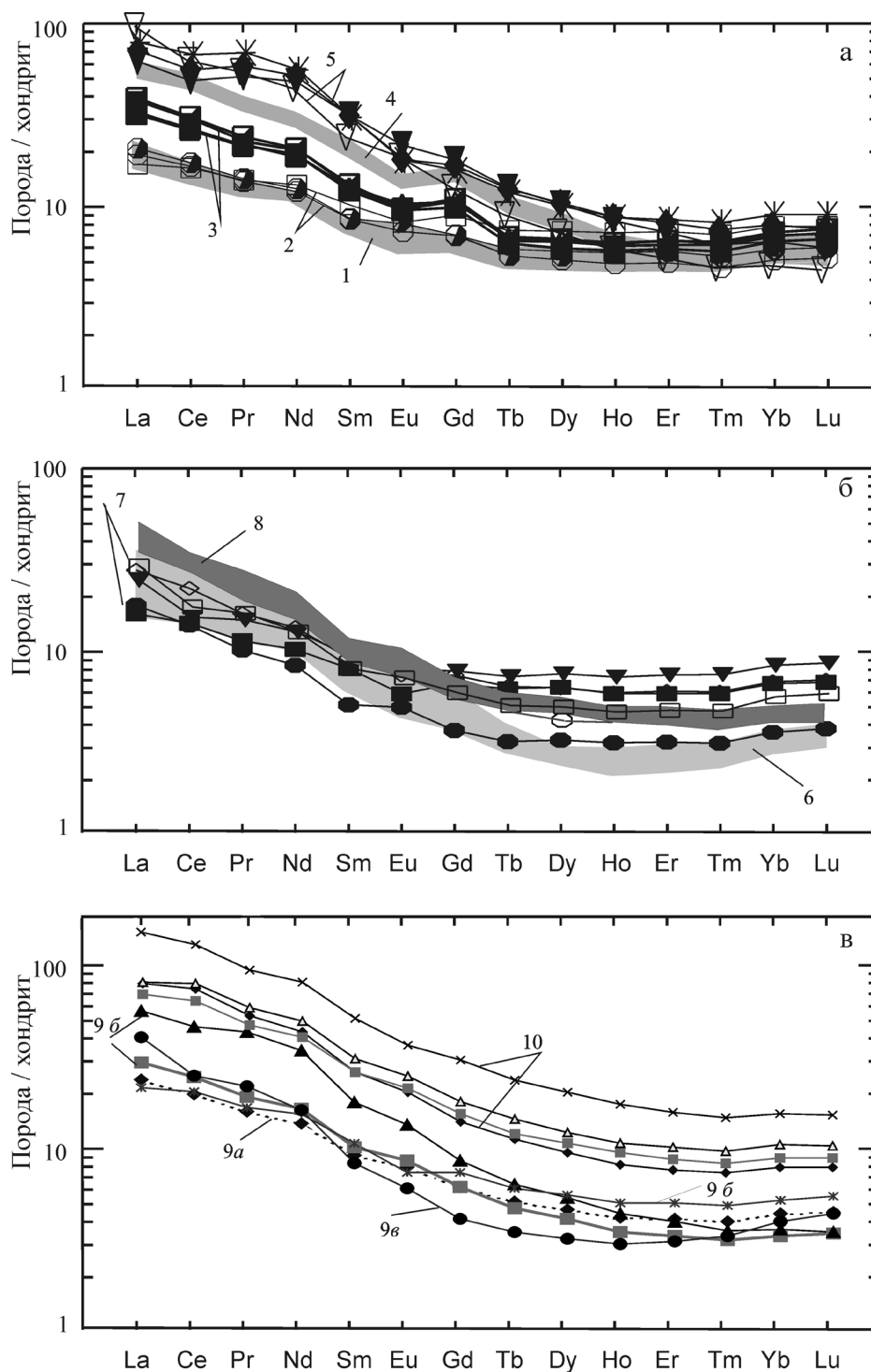


Рис. 3. Нормированное по хондриту распределение РЗЭ в минимально измененных медно-порфировых гранитоидах Урала.

а. Тагило-Магнитогорско-Западнодугджарская вулканогенная мегазона. *Диоритоиды* месторождений: 1 – Гумешевское, 2 – Салаватское, 3 – Вознесенское. 4 – *адамеллиты-плагиоадамеллиты* Юбилейного месторождения. 5 – *монцититоиды* Верхнеуральского рудопоявления и Первомайского месторождения (Восточно-Уральская сиалическая мегазона).

б. Восточно-Уральская вулканогенная мегазона. *Диоритоиды*: 6 – Томинского и Березняковского месторождений; 7 – Михеевского рудного поля; 8 – базокварцевые *диоритовые порфиры* и *плагиогранодиорит-порфиры* Тарутинского месторождения.

в. Валерьяновская вулканогенная мегазона, Бенкалинское месторождение: 9а, б – *диоритовые порфиры* биотитизированные (а) и серицитизированные (б); 9в – *плагиоадамеллит*. Зауральская сиалическая мегазона. 10 – *гранодиорит-плагиогранодиориты* Баталинского месторождения.

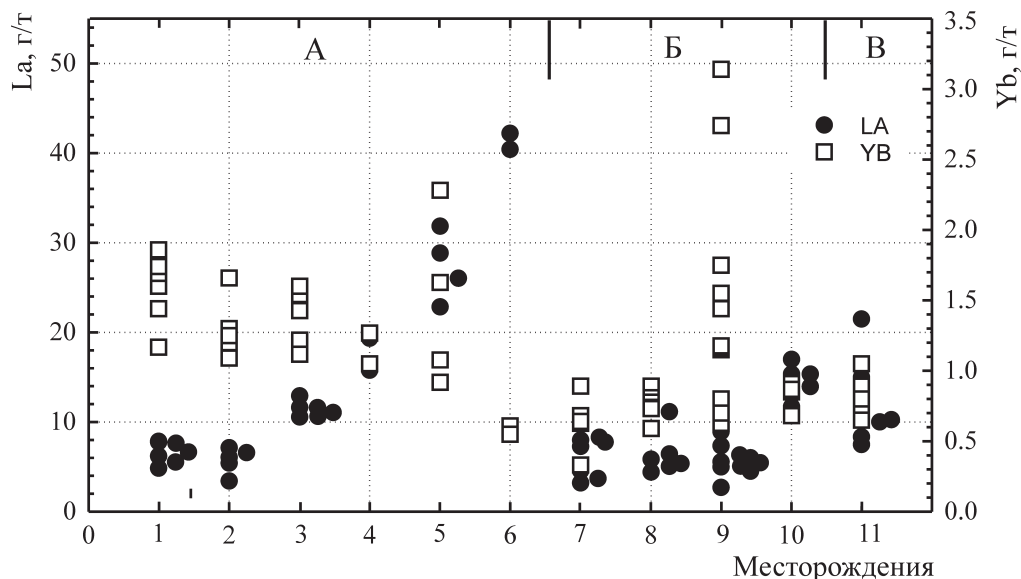


Рис. 4. Изменение содержаний La и Yb в минимально измененных медно-порфировых гранитоидах Урала по латерали от Тагило-Магнитогорско-Западномуджарской (А) к Восточно-Уральской (Б) и Валерьяновской (В) вулканогенным мегазонам.

1–11 – месторождения: Гумешевское (1), Салаватское (2), Вознесенское (3), Юбилейное (4), Верхнеуральское (5), Талицкое (6), Томинское (7), Березняковское (8), Михеевское (9), Тарутинское (10), Бенкалинское (11). Состав гранитоидов: 1–3, 7–9, 11 – преимущественно кварцевые диориты, 4 – плагιοгранодиориты–гранодиориты, 5, 6 – монцогранитоиды.

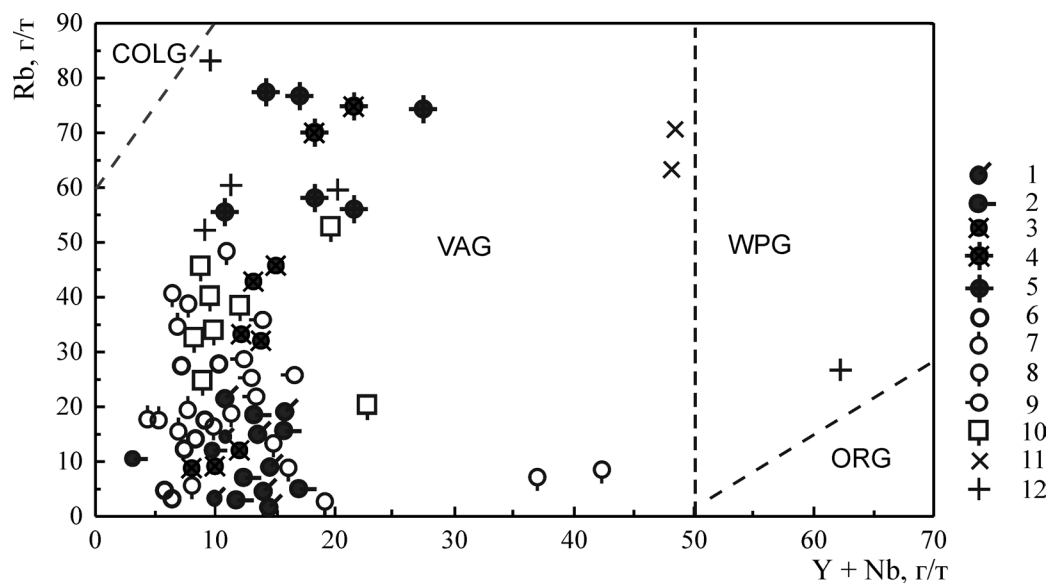


Рис. 5. Соотношение между содержаниями Rb и Y + Nb в гранитоидах (г/г).

Тагило-Магнитогорско-Западномуджарская вулканогенная мегазона: *диоритоиды* Гумешевского (1), Салаватского (2), Вознесенского (3) месторождений; *адамеллиты–плагиаадамеллиты* Юбилейного месторождения (4) и *монцонитоиды* Верхнеуральского рудопоявления (5). **Восточно-Уральская** вулканогенная мегазона: *диоритоиды* Томинского (6), Березняковского (7), Михеевского (8) и Тарутинского (9) месторождений. **Валерьяновская** вулканогенная мегазона: *диоритоиды* Бенкалинского месторождения (10). **Восточно-Уральская** сиалическая мегазона: *монцонитоиды* Талицкого месторождения (11). **Зауральская** сиалическая мегазона, *гранодиориты–плагιοгранодиориты* Баталинского месторождения (12). Показаны поля гранитоидов островных дуг (VAG), океанических хребтов (ORG), коллизионных (COLG) и внутриплитных (WPG) обстановок.

идов, что соответствует их образованию в завершающую стадию островодужного процесса. Почти все островодужные гранитоиды характеризуются

очень низкими содержаниями Y и Nb. Повышенные количества этих элементов наблюдаются только в раннеколлизионных монцогранодиоритах Талицко-

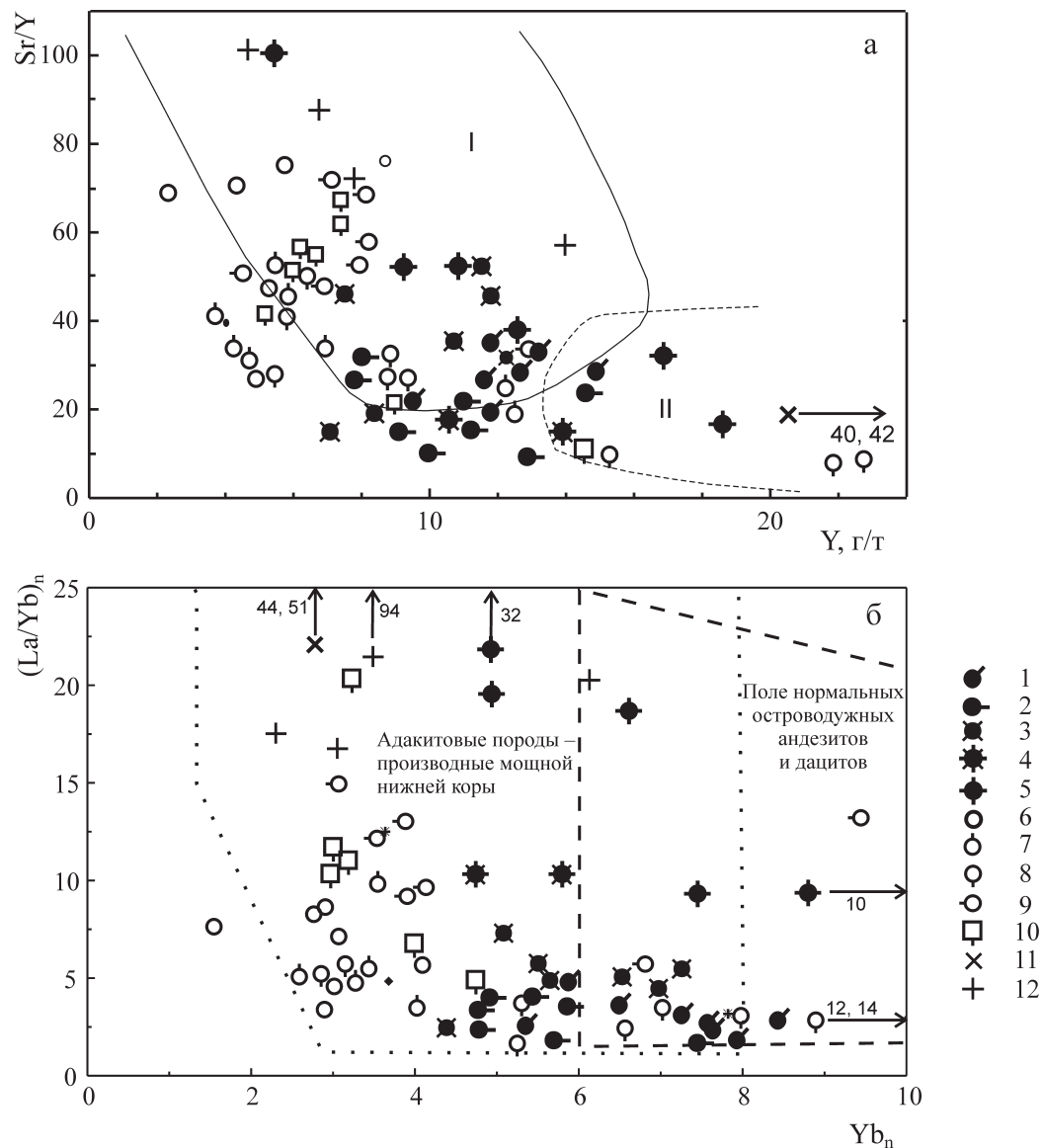


Рис. 6. Диаграммы $Y-Sr/Y$ (а) и $Yb_n-(La/Yb)_n$ (б) для гранитоидов.

1–12 – см. подписи к рис. 5. (а) – поля адакитов (I) и андезит-дацит-риолитовых серий (II) даны по обобщению [31]. (б) – то же по [34]. Нормирование по хондриту.

го месторождения и в ранних габбро-диоритах Михеевского месторождения. На диаграммах $Y-Sr/Y$ и $Yb_n-(La/Yb)_n$ фигуративные точки гранитоидов находятся преимущественно в поле адакитов (рис. 6). Наблюдается достаточно четкое обособление гранитоидов Восточно-Уральской и Магнитогорской вулканогенных зон. На спайдер-диаграммах гранитоидов всех объектов наблюдаются отрицательные аномалии Nb, Zr, Ti (рис. 7).

ВОЗРАСТ РУДОНОСНЫХ ГРАНИТОИДОВ

В пределах рассматриваемого региона установлен, по изотопным данным, значительный возрастной диапазон ($S-C_1^{2-3}$, табл. 2, рис. 1) фор-

мирования медно-порфировых месторождений [7, 10, 23 и др.]. По геологическим данным, объекты (Au)-Cu и Cu-Au рудных типов Тагильской и Магнитогорской зон имеют D_{1-2} возраст (кроме Юбилейного месторождения, возраст адаметлит-порфиров которого не ясен). Абсолютный возраст установлен только для цирконов из кварцевого диорита Гумешевского (390 ± 3 млн. лет) и Вознесенского (381 ± 4 млн. лет) месторождений. Эволюция островодужного порфирового магматизма в этой зоне завершается в $D_3^2-C_1^1$, когда сформировалась Верхнеуральская рудно-магматическая система (362 ± 9 млн. лет) [23 и др.]. Гораздо больший возрастной интервал формирования месторождений фиксируется для Восточно-Уральской

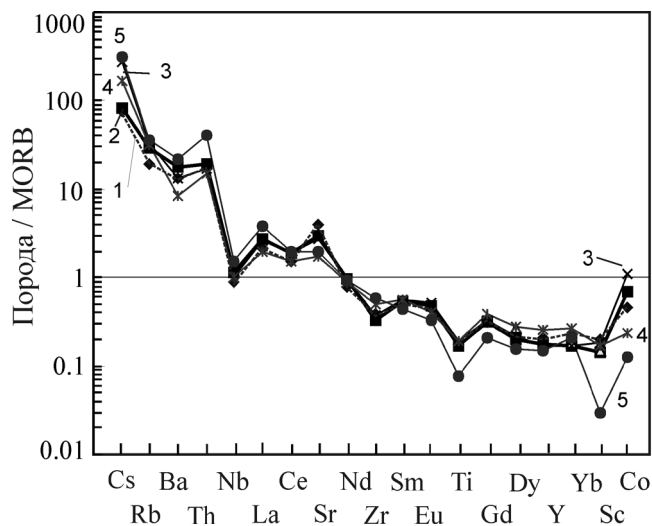


Рис. 7. Спайдер-диаграммы гранитоидов Бенкалинского месторождения.

1–4 – базокварцевый диоритовый порфирит: биотитизированный (1), хлоритизированный и слабо серицитизированный (2, 3), умеренно-сильно серицитизированный (4) и сильно серицитизированный плагиоадамеллит-порфир (5).

вулканогенной мегазоны. В западной южноуральской части этой мегазоны автором (совместно с Г.Б. Ферштатером) сейчас однозначно установлен силурийский возраст цирконов из диоритоидов Томинско-Березняковского рудного узла. Он отвечает 429 ± 4 , 428 ± 3 , 427 ± 6 млн. лет. Силурийский возраст вулcano-плутонического комплекса северной части Увельской зоны, в пределах которой находится рудный узел, принимался Е.А. Бел-

городским, Р.Г. Язевой, В.Н. Пучковым и рядом других исследователей. Ранее возраст комплекса ошибочно рассматривался нами как $D_3^2-C_1^1$ (в соответствии с последней геологической съемкой). Увельская зона к северу сменяется Пороховской и Колпаковской зонами. Одними из главных составных элементов этих зон являются S–D₁ базальт-андезит-дацитовые, базальт-андезитовые комплексы и их интрузивные комагматы [7, 14 и др.]. Желательны дополнительные исследования по обоснованию возраста рассматриваемых S–D₁ комплексов Восточно-Уральской вулканогенной зоны. Еще севернее, в районе г. Артемовска, на Среднем Урале, возраст цирконов из слабо минерализованной диорит-гранитной Артемовско-Алтынайской интрузии составляет 404–406 млн. лет, т.е. отвечает эмсу (табл. 2). Судя по эрохронной датировке (369 млн. лет), умеренно минерализованный Восточно-Артемовский диоритовый массив, расположенный рядом с Артемовско-Алтынайской интрузией, сформировался заметно позже. По возрасту и составу он примерно аналогичен наиболее крупному уральскому месторождению – Михеевскому, также приуроченному к восточной пограничной части Восточно-Уральской вулканогенной зоны. U–Pb возраст цирконов из измененных гранитоидов Михеевского месторождения отвечает 356 ± 6 млн. лет, а Тарутинского месторождения (расположенного севернее) – 362 ± 4 млн. лет. Наконец, для самого восточного Бенкалинского месторождения **К–Аг возраст слюд из диоритоидов составляет 306–318 млн. лет.** К–Аг возраст биотита из монцонитоидов Талицкого Cu–Mo-порфирового месторождения составляет 320–341 млн. лет [7].

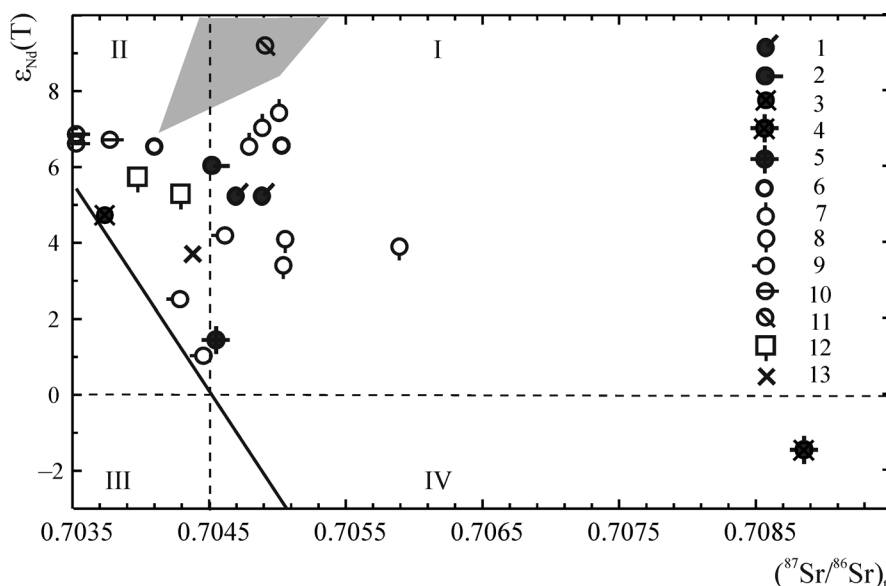
Таблица 2. U–Pb SHRIMP-II возраст цирконов из гранитоидов медно-порфировых месторождений Урала

Месторождение, рудопроявление, характеристика пробы	Возраст, млн. лет
Гумешевское , мелко-среднезернистый кварцевый диорит пропилитизированный (карьер)	390 ± 3
Вознесенское , мелко-среднезернистый амфиболовый кварцевый диорит серицитизированный (скв. 1, инт. 141–150 м)	$381 \pm 5^*$
Михеевское , базокварцевый диоритовый порфирит слабо серицитизированный (скв. 3006, инт. 90–100 м)	356 ± 6
Тарутинское , амфиболовый кварцевый диорит–плагиогранодиорит слабо серицитизированный (скв. 253, инт. 63–72 м)	362 ± 4
Томинско-Березняковский рудный узел: Томинское , кварцевый диорит серицитизированный (скв. 407, инт. 120–128 м)	$429 \pm 4^{**}$
Томинское , серицитизированный диоритовый порфирит (скв. 397, гл. 139 м)	428 ± 3
Березняковское , серицитизированный субвулканический диоритовый порфирит (скв. 43, гл. 137 м)	427 ± 6
Артемовско-Алтынайская интрузия: Алтынайский массив , амфиболовый кварцевый диорит (скв. 240, инт. 16.5–39.5 м)	406 ± 4
Алтынайский массив , амфиболовый кварцевый диорит заметно хлоритизированный (скв. 239, инт. 25 м)	406 ± 2
Артемовский массив , порфировидный гранит-лейкогранит (окрестности г. Артемовска)	404 ± 2

Примечание. *Одно зерно циркона (2 анализа) имеет вероятный возраст 412 ± 3 млн. лет [10]. **Возраст циркона, рассчитанный Ю.Л. Ронкиным, составляет 425 ± 8 млн. лет [10]. Возраст гранодиорита Верхнеуральского рудопроявления составляет, по данным Rb–Sr метода, 362 ± 9 [23]. Возраст монцогранодиорита Талицкого месторождения составляет, по данным К–Аг метода, 320–341 млн. лет (5 ан.). Эрохронный возраст сильно серицитизированных диоритовых порфиритов Восточно-Артемовского массива отвечает, по нашим Rb–Sr данным, 369 млн. лет.

Материалы по изотопному составу Sr, Nd и геохимии стабильных изотопов в гидротермально из-

мененных породах и карбонатах приведены нами ранее [5, 6 и др.]. Полученные данные свидетельствуют о том, что формирование месторождений происходит при постоянном поступлении магматического флюида – в аподиоритовых кислотных метасоматитах и минералах послерудных жил величины $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ составляют 0.704–0.705, во флюиде – $\delta^{18}\text{O} = 6...11\text{‰}$ и $\delta\text{D} = -49...-61\text{‰}$ (SMOW). Повышенные значения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ отношения (0.705–0.707) в эндоскарнах, эпидозитах, ретроградных рудных метасоматитах фиксируются, если в рудном поле присутствуют мрамора (и другие вмещающие породы). В ряду месторождений с возрастающей ролью мраморов наблюдается и увеличение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения в послерудных жильных карбонатах. На Юбилейном месторождении, где в адамеллитах сильно выражено влияние верхней коры – $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.7090$, жильный анкерит также характеризуется высокой долей радиогенного стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7065$). На примере жильных карбонатов из Гумешевского месторождения показано наличие прямой корреляции на диаграммах $\delta^{13}\text{C}-^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $\delta^{13}\text{C}-\delta^{18}\text{O}$ от магматического кальцита до мрамора, что однозначно свидетельствует о смешении магматического и корового изотопных резервуаров. Послерудные кварцевые жилы образуются из магматического флюида ($\delta^{18}\text{O} = 4-10\text{‰}$ для 300°C , солёность составляет 3–12 мас. % экв. NaCl). Иногда фиксируется примесь метеорной или метаморфической воды. Величина $\delta^{34}\text{S}$ в сульфидах составляет $0 \pm (1-3)\text{‰}$, что соответствует метеоритному значению. Таким образом, первичный гидротермальный флюид отвечает магматическому ти-



1–9 – см. подписи к рис. 5. 10 – Восточно-Артемовский массив; 11 – Алтынайский массив; 12 – Бенкалинское месторождение; 13 – Талицкое месторождение. Табличные данные приведены в статье [5]. Затемненное поле – среднедевонские вулканы колчедановосной карамалыташской серии Магнитогорской зоны (по данным P. Spadea с коллегами).

пу, наследуя мантийную природу материнских гранитоидов. В пользу единого источника диоритоидов и флюида может свидетельствовать также приуроченность диоритов и аподиоритовых кислотных метасоматитов к единому тренду на диаграммах K–Rb для отдельных месторождений. Наличие такой закономерности отмечалось и для некоторых золоторудных месторождений [2].

СООТНОШЕНИЕ МЕДНО-ПОРФИРОВОГО И ЭПИТЕРМАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Данная проблема очень актуальна в рудной геологии. Речь идет о (Mo)-Cu-порфировом Томинском и Au-эпитермальном Березняковском месторождениях, образующих крупное рудное поле южнее Челябинского гранитоидного массива [9, 12, 17 и др.]. Структурно рудный узел приурочен к северной части Увельской зоны S–D₁ магматизма, о которой говорилось выше. Геология рудного поля выглядит, в самых общих чертах, следующим образом. Томинское месторождение находится в восточной части рудного поля в пределах мезо–гипабиссальной малой интрузии кварцдиоритового состава, прорывающей ордовикские базальты. Березняковское месторождение локализовано в западной части рудного поля в вулканоплутонической постройке, сложенной осадочно-вулканогенными (андезитового состава) породами. Последние содержат тела субвулканических базокварцевых диоритовых порфиров, фациально переходящих в андезиты. Породы этой постройки имеют проблематичный геологический возраст – S или D₃–C₁, по различным авторам. Граница между западной и восточной частями рудного поля тектоническая.

Полученные нами в последние три года SHRIMP-возраста цирконов из диоритоидов рудного поля (табл. 3), выполненные и рассчитанные в разных

лабораториях, свидетельствуют о силурийском возрасте магматитов и, соответственно, вулканогенно-осадочной толщи. Так, SHRIMP-II возраст циркона из мелкозернистого диорита Томинского массива, по данным ЦИИ ВСЕГЕИ, составляет 429 ± 4 млн. лет. Пересчет аналитических данных (с изменением объема выборки) Ю.Л. Ронкиным дал возраст 425 ± 8 млн. лет [11]. Возраста цирконов из диоритоидов Томинского и Березняковского месторождений, полученные на приборе SHRIMP-IIe/мс в лаборатории Университета Гранады (Испания), отвечают 428 ± 3 и 427 ± 6 млн. лет, соответственно. Эти исследования проведены совместно с Г.Б. Ферштатером, Ф. Беа и М.П. Монтеро. Магматиты обоих месторождений имеют близкие изотопные и петро-геохимические характеристики [8 и др.], что позволяет отнести их к единому томинско-березняковскому вулканоплутоническому комплексу. Особенно впечатляет приуроченность фигуративных точек гранитоидов этих месторождений к единым трендам на диаграммах Zr–Hf, Nb–Ta и La–Ce. Для метасоматитов обоих месторождений установлена уникальная трехчленная ассоциация белых слюд (Mu, Pa, Mu_{0.36}–Pa_{0.64} промежуточная фаза) [12]. Все вышесказанное свидетельствует о генетическом единстве указанных разноглубинных рудно-магматических систем, сформировавшихся в течение относительно небольшого (в пределах интервала ошибок) промежутка времени на различных уровнях протяженной по вертикали эволюционирующей единой модельной медно-порфировой колонны. Разноглубинные месторождения вскрыты на современной эрозионной поверхности вследствие блоковой тектоники рудного поля. Имеющиеся в литературе аналогичные примеры приведены только для относительно молодых месторождений, сформировавшихся в период 1–30 млн. лет [28 и др.].

Таблица 3. Содержания рения в некоторых медно-порфировых месторождениях Урала

Месторождение	Cu/Mo в руде	Mo в руде, г/т	Re в руде, мг/т	Re в молибдените, мас. %
Гумешевское (Au)-Cu	600–1700	1–4 (редко больше)	<1–1.5 (до 2–9)	–
Салаватское (Au)-Cu	600–1000	1–15 (редко больше)	<10–30, до 4700	0.24, 0.46
Вознесенское (Au, Mo)-Cu	250–300 и более	3–25 (редко до 100)	–	0.15–0.44
Юбилейное (Cu)-Au	600 и более	2–15 (до 30)	<10–40	–
Верхнеуральское Cu-Mo	16–35, до 45 и более	10–90 (редко до 200)	<10–30	0.02, 0.05, 0.17, 0.34
Томинское (Mo)-Cu	100–300, редко 25–50	3–80 (редко больше)	–	0.03–0.12, 0.1–0.2, 0.31
Михеевское (Mo, Au)-Cu	Ср. = 66	Ср. = 80 (20–130)	Ср. = 200 (до 3 г/т)	0.03–0.09, 0.28–0.32, Ср. = 0.21
Тарутинское скарново-Cu-порфировое, (Au)-Mo-Cu	>800 – I этап, 3–20 – II этап	2–10 (I этап), 30–80 и до >600 (II этап)	II этап 10–590 и более	II этап 0.02–0.09, Ср. = 0.04
Бенкалинское (Mo)-Cu	120–200	<10–50, Ср. = 30	<10–60 (до 120)	0.004, 0.02*

Примечание. Содержания Re в руде приводятся по данным кинетического анализа (за исключением Гумешевского месторождения, по которому приведены данные по ICP-MS анализу). Содержание Re в молибдените определялись кинетическим методом на микрозонде и расчетным путем на основе ICP-MS анализов валовых проб (обогащенных молибденитом) или сульфидных концентратов. Ср. – среднее. Прочерк – нет надежных данных. Определения Re кинетическим методом выполнены в лабораториях ИМГРЭ и Уральского геологического управления, другие анализы – в лабораториях ИГГ УрО РАН. Таблица составлена по данным автора с учетом результатов производственного опробования. * – по данным Л.Е. Филимоновой.

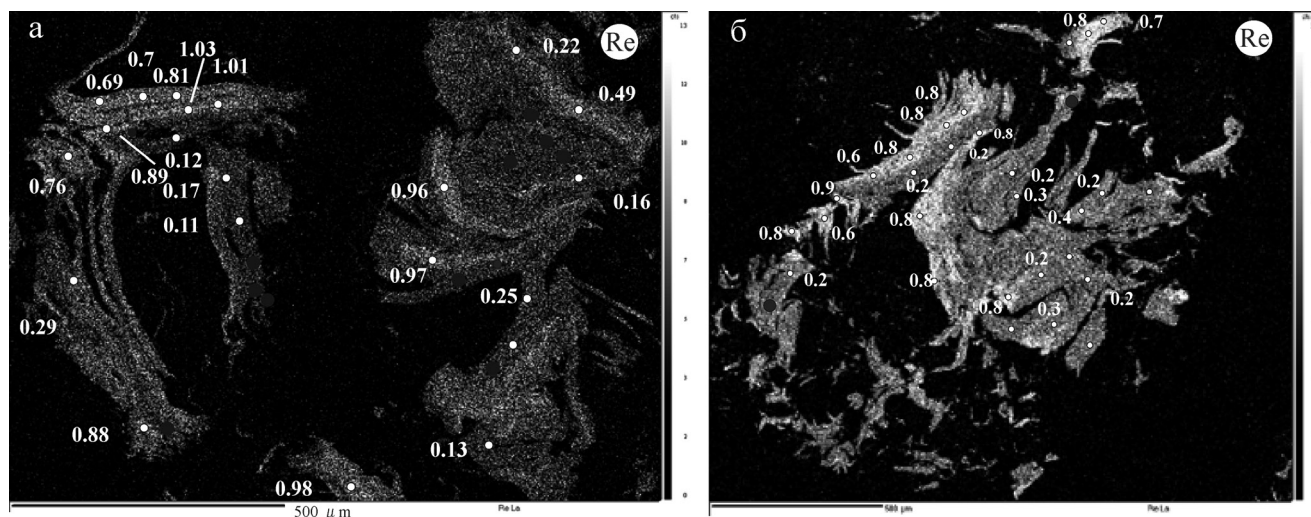


Рис. 9. Картины сингенетического (а) и эпигенетического (б) распределение Re в агрегатах чешуек молибденита (по данным сканирования и количественного определения Re) из кварцевого прожилка Вознесенского (Mo)-Cu-порфирового рудопроявления (скв. 6, гл. 481 м).

Гнезда деформированного (а) и раздробленного (б) молибденита находятся в оболочке агрегата тоберморита, цементирующего молибденит. На рис. (б, внизу слева) тоберморит содержит многочисленные очень мелкие обрывки молибденита. Цифры – содержание рения в аналитических точках, мас. %. Мелкие белые аналитические точки без цифр отвечают содержаниям рения 0.10–0.19 мас. %, крупные черные – менее 0.1 мас. %.

РЕНИЙ В ГРАНИТОИДАХ И МОЛИБДЕНИТЕ

Медно-порфировые месторождения и рудопроявления D_{1-2} возраста, находящиеся в *фемических* островных дугах (Магнитогорской и Тагильской), характеризуются спорадическим присутствием молибденита и крайне низкими содержаниями Re (до 0.01–0.04, редко – 0.08–0.17 г/т) и Mo (1–15, редко до 30 и более г/т) в рудах (табл. 3). Однако концентрация Re в молибдените может составлять 0.2–0.4 мас. %, а в отдельных участках чешуек даже 0.9–1.0 мас. %. Величина **Cu/Mo отношения** редко опускается ниже 600. Гораздо чаще молибденит и повышенные содержания **Re в рудах фиксируются** в месторождениях Восточно-Уральской *сиало-фемической* вулканогенной мегазоны, особенно в наиболее крупном (Mo, Au)-Cu-порфировом Михеевском месторождении. Содержание Re в рудных телах этого месторождения нередко составляет 0.2–0.5 (до 1.4–2.7) г/т, а в молибдените – в среднем 0.12–0.21 мас. %. Среднее содержание Mo в рудах составляет 80 г/т, а величина **Cu/Mo отношения** – 66 (по данным Б.М. Шаргородского). Повышенное содержание Re (0.1–0.2 мас. %) выявлено, по данным микрозондового анализа, в молибдените Томинского месторождения. Еще восточнее – в Валерьяновской мегазоне, содержание Mo в рудных интервалах (Mo)-Cu-порфирового Бенкалинского месторождения понижается (обычно не превышает 50 г/т), величина Cu/Mo отношения равна 120–200. Количество Re в рудах невелико (<0.01–0.04, до 0.12 г/т), а в молибдените составляет, по предварительным данным, всего 0.004 и 0.021 мас. %. (ана-

лизы Л.Е. Филимоновой). На Тарутинском месторождении **Cu-порфировый тип оруденения сменяется (Cu)-Mo-порфировым, в соответствии со сменной базокварцевых диоритовых порфиров дайковым комплексом гранодиорит-порфиров**. Количество Re в молибдените обычно уже не превышает 0.07 мас. %, как и в редко наблюдающихся на Урале **Cu-Mo-порфировых месторождениях** (Талицком, Баталинском), находящихся в *сиалических* мегазонах. Картины сканирования малых концентраций Re свидетельствуют как о сингенетическом отложении Re в молибдените, так и о широком распространении его эпигенетического перераспределения. Имеет место резкая вариация концентрации этого элемента во флюиде в процессе роста кристаллов молибденита и их перекристаллизации (рис. 9). Более полные материалы по геохимии Re в месторождениях Урала изложены в [4 и др.].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Близкие изотопно-петрогеохимические характеристики рудоносных диоритоидов позволяют, в первом приближении, рассматривать их, несмотря на различный возраст и положение в различных вулканогенных мегазонах, как единую генетическую группу. Как показано выше, все они имеют низкую калиевую щелочнометальность (0.5–1.5, до 2.2 мас. %), низкое ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i отношение (0.7038–0.7051) и содержание PЗЭ (24–52, до 69 г/т), высокое значение $\varepsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$, равное 3–7. Такие параметры свойственны гранитоидам островных дуг, что было показано впервые на примере медно-порфировых

диоритоидов Карибского бассейна [30 и др.]. Подобные рудно-магматические системы отвечают известной диоритовой модели В. Холлистера. Островодужный надсубдукционный геохимический тип рассматриваемых диоритоидов доказывает также положением их анализов в соответствующем поле дискриминационных диаграмм типа $Rb-(Nb + Y)$, а также наличием минимумов Nb, Zr, Ti на спайдердиаграммах. Как уже говорилось, на Южном Урале выделяются четыре субмеридиональные зоны рудоносных диоритоидов островодужного геохимического типа. Из них только одна находится в детально изученной многими исследователями, девонской островной дуге – Западно-Магнитогорской.

Изотопные характеристики рудоносных гранитоидов и гидротермалитов – $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ и $\epsilon_{Nd}(T)$, свидетельствуют о мантийном (с небольшой примесью корового материала) источнике вещества. Диоритоиды должны являться продуктом селективного (частичного) плавления нижнекоровых метабазальтов или деплетированной мантии в системе слэб-мантийный клин, как сейчас принимается большинством исследователей. Положение фигуративных точек гранитоидов на диаграммах $Y-Sr/Y$ и $Yb_n-(La/Yb)_n$ преимущественно в поле адакитов подтверждает формирование расплавов в области высокого давления (10–12 кбар и более) в условиях устойчивости реститового граната. Вместе с тем, достаточно отчетливо выражено смещение диоритоидов Магнитогорской вулканогенной зоны к полю нормальных известково-щелочных магматитов островных дуг (рис. 6). В ряде работ показано, что наиболее крупные порфировые месторождения связаны с адакитами. Однако, последнее обобщение [31] свидетельствует о сильной вариации положения анализов рудоносных порфиров на диаграммах $Y-Sr/Y$, $Yb-La/Yb$ и о возможности различного генезиса порфировых адакитоподобных гранитоидов.

Положение медно-порфирового оруденения Урала в вулканогенных островодужных зонах или, точнее говоря, геохимический островодужный тип рудоносных диоритоидов, не типичны для подавляющей части медно-порфировых регионов мира. Для Урала это впервые было подчеркнуто А.И. Кривцовым [15] и рядом уральских геологов [14 и др.]. Для большинства медно-порфировых регионов мира характерна приуроченность месторождений к активным окраинам или участкам стабилизации континентов. Низкая степень дифференциации (крайне ограниченное распространение плагиогранодиоритов и плагиогранитов) и калиевой щелочнометальности уральских диоритоидов определило многие особенности гидротермалитов – образование почти исключительно филлизитов и низкую молибденоносность (и иногда повышенную золотоносность) руд. Классическим типам рудно-

магматических систем, отвечающим гранодиоритовой и монцонитовой моделям, свойственно широкое развитие калишпатизации, биотитизации и часто высокая концентрация молибдена в рудах. Во многих случаях классические многофазные рудоносные малые интрузии являются конечными продуктами продолжительной эманационно-кристаллизационной дифференциации ранних батолитов. На уральских объектах батолиты отсутствуют (кроме крайних восточных зон – Александровской и Валерьяновской), а степень дифференциации крайне ограничена. Часто наблюдающаяся фанеритовая (или слабо порфировидная) структура уральских минерализованных интрузий свидетельствует о небольшом перепаде давления при их внедрении. Это не должно приводить к значительному выделению флюида в камере кристаллизации расплава [18 и др.].

Именно в силу указанных различий уральских и классических зарубежных месторождений уральский регион многими геологами не рассматривался ранее как перспективный на медно-порфировое оруденение, и не рассматривается некоторыми исследователями как таковой даже сейчас, когда выявлены месторождения с подсчитанными запасами до 1.5 млн. т меди (а реально – ресурсные запасы гораздо выше). Ни один исследователь порфировых объектов не изучал Гумешевское рудное поле, которое было отнесено Л.Н. Овчинниковым к медно-скарновому типу. Однако результаты нашего детального изучения месторождения позволяют однозначно отнести его к скарново-медно-порфировому типу [6]. Месторождение разрабатывается с перерывами с 1719 г. Даже без учета меди, находящейся вне рудных тел (при бортовом содержании меди 1.1 мас. %, ранее принятом при подземной разработке месторождения) количество заключенной в недрах меди (по подсчетам Д.Д. Штейнберга) превышает 1 млн. т [6]. Таким образом, масштаб уральских месторождений диоритовой модели (островодужного геохимического типа) может быть весьма значительным. Возможно, в России к этому типу относится часть пока еще плохо изученных рудных систем Северо-Востока [3]. В два последних десятилетия появились статьи, свидетельствующие о связи с островодужным диоритовым магматизмом не только мелких месторождений (типа большинства объектов Карибского бассейна и ряда других), но и весьма крупных. К их числу относится Си-порфировое-Аи-эпитермальное рудное поле на острове Лусон (Филиппины), находящееся в пределах миоценовой островной дуги [28]. Запасы Си в этом рудном поле превышают 3.8 млн. т, а Аи – 550 т. Сказанное свидетельствует о том, что даже слабая кристаллизационная дифференциация, включающая образование ограниченного объема только андезитовидных дифференциатов, может приводить к образованию крупных месторож-

дений. В этом случае ясно, что флюидный поток формируется не на уровне рудоносного массива, но в промежуточных очагах или на уровне первоисточника расплавов – вероятно, системы слэб–мантийный клин. Положение уральских месторождений в сфере влияния глубинных разломов должно способствовать выделению флюидной фазы на значительных глубинах при переходе от литостатического давления к гидростатическому. Подчеркнем, что в рудные зоны дайковых полей Гумешевского и Михеевского месторождений флюидный поток мог поступать только из ниже находящегося источника. Безусловно, быстрый подъем расплава имеет большое значение для концентрации рудных элементов [18 и др.]. Однако, гораздо большую роль играет отделение флюида из крупных магматических камер, находящихся гораздо ниже рудоносной малой интрузии, что следует из многих современных исследований, частично обобщенных в [32]. В свете всего сказанного и рассмотрения литературных данных [22 и др.], на Урале возможно выявление новых средних и крупных месторождений диоритовой модели.

Полученные нами SHRIMP–II возраста цирконов из диоритоидов позволили уточнить ранее установленное на основе геологических данных омоложение рудоносных диоритоидов Южного Урала в латеральном разрезе с запада на восток. Небольшое увеличение в этом направлении содержания K_2O в диоритоидах соответствует уменьшению роли базальтового слоя в коре. Величина $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ отношения является максимальной (до 0.7049–0.7051) в диоритоидах Восточно-Уральской вулканогенной мегазоны, где находятся наиболее крупные месторождения, что, скорее всего, свидетельствует о необходимости корово-мантийного взаимодействия для формирования высокорудоносных магм. В целом же, параметры базитового источника диоритовых магм можно считать довольно однородными по всему латеральному разрезу Южного Урала. Изложенные данные не позволяют говорить о наличии на востоке Урала активной окраины континента классического андского типа, как это считалось Р.Г. Язевой и рядом других исследователей. Именно поэтому, уральские медно-порфировые рудно-магматические системы коренным образом отличаются от месторождений Анд и Кордильер, что рассмотрено нами ранее [5].

Полученные данные свидетельствуют о существенном влиянии состава коры на конечную металлогеническую специализацию мантийного диоритового расплава. В *фемической* мегазоне расплав претерпел минимальную степень эманационно-кристаллизационной дифференциации. Это явно определило, учитывая известную связь молибденового оруденения с гранитными дифференциатами, крайне ограниченную концентрацию **Мо** во флюиде и, соответственно, молибденита в рудах. Вме-

сте с тем, судя по высокому содержанию **Re** в молибдените, концентрация этого элемента во флюиде была значительной, и большая часть **Re**, скорее всего, рассеялась. Внедрение расплавов диоритового состава в умеренно сиалическую (*сиало-фемическую*) кору сопровождается уже их небольшой эманационно-кристаллизационной дифференциацией и корово-мантийным смешением. Это привело к большей концентрации в системе **Мо** и образованию, в конечном счете, значительного количества рениеносного молибденита. Последний содержит уже, в результате его повышенного содержания, меньше **Re**, чем молибденит из месторождений фемической зоны. Все это свидетельствует в пользу преимущественно мантийного первоисточника рудоносных диоритоидов, **Re** и **Си**, **в то время** как значительная концентрация **Мо** происходит в конечных дифференциатах за счет дифференциации и корово-мантийного смешения. Тарутинское месторождение является иллюстрацией роли кристаллизационной дифференциации расплавов в накоплении **Мо** и, соответственно, рассеивания **Re** в большом объеме молибденита. Значительная дифференциация мантийного расплава приводит к высокой концентрации в конечном дифференциате (монцогранодиорите) **Мо** при понижении **Си** и **Re**. Пример – Талицкое (Au, Cu)-**Мо** месторождение. В таких месторождениях **Re** просто рассеивается в большом количестве молибденита. Роли мантии как источника всех трех рудных элементов и концентрации **Мо** **относительно Си и Re** при дальнейшей эволюции расплавов не противоречат имеющиеся последние обобщения [19, 27, 33 и др.].

ВЫВОДЫ

Проведенные многими исследователями и производственными работами свидетельствуют о том, что Урал является новой промышленной медно-порфировой, к тому же рениеносной, провинцией России. Большая часть месторождений и рудопроявлений парагенетически связана с существенно кварц-диоритовыми малыми интрузиями, отвечающая островодужному геохимическому типу (диоритовая модель медно-порфировых систем). Преобладают (Au)-Cu и (Au, Mo)-Cu рудные типы. Редко наблюдаются Cu-Au и, особенно, (Cu)-Mo месторождения. На основе новых изотопных возрастов подтверждается омоложение рудоносных диоритоидов в латеральном разрезе с запада на восток. Возраст гранитоидов уменьшается от D_{1-2} в Тагило-Магнитогорской мегазоне и S_2 – D_1 в западной части Восточно-Уральской вулканогенной мегазоны до D_3^2 – C_1^1 – в восточной части Восточно-Уральской вулканогенной мегазоны и, наконец, – до C_{1-2} – в Валерьяновской мегазоне. В этом направлении (Au)-Cu- и Cu-Au-порфировые месторождения Тагило-Магнитогорской мегазоны сме-

няются (Au, Mo)-Cu-порфировыми месторождениями Восточно-Уральской вулканогенной мегазоны. В целом, рудоносным диоритоидам всех вулканогенных мегазон свойственны близкие изотопно-петрогеохимические характеристики. Все они имеют низкую калиевую щелочнометальность (0.5–1.5, до 2.2 мас. % в восточных зонах), низкое ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i отношение (0.7038–0.7051) и содержание P3Э (24–52, до 69 г/т), высокое значение $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$, равное 3–7. Для жильных карбонатов также фиксируются мантийные метки, исключая случаи изотопного корово-мантийного смешения. Поэтому диоритоидные рудно-магматические системы большинства месторождений необходимо рассматривать как единую генетическую группу островодужного геохимического типа. Соответственно трудно согласиться с имеющимися представлениями об отнесении территории, находящейся восточнее Тагило-Магнитогорской мегазоны, к активной окраине континента, тем более андского типа. Повышенные содержания Re в рудах (до 1.4–2.7 г/т) фиксируются преимущественно в месторождениях Восточно-Уральской сиало-фемической вулканогенной мегазоны, особенно в наиболее крупном (Au, Mo)-Cu-порфировом Михеевском месторождении. Во всех вулканогенных мегаструктурах Урала не исключено открытие новых месторождений диоритовой модели. Значительная концентрация рения в рудах возможна только в месторождениях восточной части Восточно-Уральской вулканогенной мегазоны. Основным источником Cu и Re является мантия, умеренная концентрация Mo за счет эманационно-кристаллизационной дифференциации диоритового расплава являются обязательным условием отложения при рудообразовании значительного количества высокорениевого молибденита.

Автор признателен многим коллегам и прежде всего Ю.Л. Ронкину, С.В. Приставкину, В.Г. Гмыре, В.Г. Крживицкой, Н.В. Чередниченко, Д.В. Киселевой, О.П. Лепихиной за помощь в работе. Автор также благодарен рецензенту за конструктивные критические замечания.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект 12-05-00103а) и ОНЗ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белгородский Е.А., Шалагинов А.Э. Проблема золото-порфирового оруденения в Миасском районе // Урал. геол. журнал. 1999. № 3. С. 97–100.
2. Бортников Н.С. Геохимия и происхождение рудообразующих флюидов в гидротермально-магматических системах и в тектонически активных зонах // Геология рудных месторождений. 2006. № 1. С. 3–28.
3. Волков А.В., Савва Н.Е., Сидоров А.А. и др. Закономерности размещения и условия формирования Au-содержащих Cu-Mo-порфировых месторождений Северо-Востока России // Геология рудных месторождений. 2006. Т. 48, № 6. С. 512–539.
4. Грабежев А.И. Рений в рудах медно-порфировых месторождений Урала. // Докл. АН. 2007. Т. 413, № 1. С. 78–81.
5. Грабежев А.И. Sr-Nd-C-O-H-S изотопная характеристика медно-порфировых флюидно-магматических систем Южного Урала: вероятные источники вещества // Литосфера. 2009. № 6. С. 66–89.
6. Грабежев А.И. Гумешевское скарново-медно-порфировое месторождение (Средний Урал, Россия): рудоносные диориты, метасоматиты и жилы (с использованием изотопной геохимии Sr, Nd, С, О, Н) // Геология рудных месторождений. 2009. № 2. С. 153–170.
7. Грабежев А.И., Белгородский Е.А. Продуктивные гранитоиды и метасоматиты медно-порфировых месторождений. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1992. 199 с.
8. Грабежев А.И., Краснобаев А.А. U-Pb возраст и изотопно-геохимическая вертикальная зональность Томинско-Березняковского рудного поля // Литосфера. 2009. № 2. С. 14–27.
9. Грабежев А.И., Кузнецов Н.С., Пужаков Б.А. Рудно-метасоматическая зональность медно-порфировой колонны натриевого типа (парагонитсодержащие ореолы, Урал). Екатеринбург: УГГА, 1998. 171 с.
10. Грабежев А.И., Ронкин Ю.Л. Генетические типы медно-скарновых месторождений Урала // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и металлогения Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 2007. С. 700–713.
11. Грабежев А.И., Ронкин Ю.Л. U-Pb возраст цирконов из рудоносных гранитоидов медно-порфировых месторождений Южного Урала // Литосфера, 2011. № 3. С. 104–116.
12. Грабежев А.И., Сазонов В.Н., Мурзин В.В. и др. Березняковское золоторудное месторождение (Южный Урал, Россия) // Геология рудных месторождений 2000. № 1. С. 38–52.
13. Золотов К.К., Левин В.Я., Мормиль С.И., Шардакова Г.Ю. Минерогения и месторождения редких металлов, молибдена, вольфрама Урала. Екатеринбург: Уралгеолком, 2004. 336 с.
14. Контарь Е.С., Либарова Л.Е. Металлогения меди, цинка, свинца на Урале. Екатеринбург: Уралгеолком, 1997. 233 с.
15. Кривцов А.И., Мигачев И.Ф., Попов В.С. Медно-порфировые месторождения мира. М.: Наука, 1986. 236 с.
16. Кузин А.В. Андезитовая формация Тагильской зоны. Екатеринбург: УГГУ, 2009. 98 с.
17. Плотинская О.Ю., Грознова Е.О., Коваленкер В.А. и др. Минералогия и условия образования руд Березняковского рудного поля (Южный Урал, Россия) // Геология рудных месторождений. 2009. № 5. С. 414–443.
18. Попов В.С. Геология и генезис медно- и молибден-порфировых месторождений. М.: Наука, 1977. 203 с.
19. Попов В.С., Кудрявцев Ю.К. Содержание Re в молибдените как критерий оценки молибденовых месторождений // Разведка и охрана недр. 1995. № 6. С. 17–20.
20. Пучков В.Н. Очерк минерогении Урала // Проблемы геологии и минералогии. Сыктывкар: Геопринт,

2006. С. 195–222.
21. *Лучков В.Н.* Геология Урала и Приуралья. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2010. 279 с.
 22. *Рундквист Д.В., Ткачев А.В., Черкасов С.В. и др.* База данных и металлогеническая карта крупных и суперкрупных месторождений мира: принципы составления и предварительный анализ результатов // Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования. М.: ИГЕМ РАН, 2005. С. 219–236.
 23. *Салихов Д.Н., Масленников В.В., Серавкин И.Б. и др.* Полезные ископаемые республики Башкортостан (руды Cu, Zn, Pb). Уфа: Гилем, 2010. 369 с.
 24. *Серавкин И.Б., Минибаева К.В., Родичева З.И.* Медно-порфировое оруденение Южного Урала (обзор) // Уфа. Геологический сборник № 9. 2011. С. 186–200.
 25. *Сначев В.И.* Типизация и размещение медно-порфировых месторождений // Вулканогенная металлогения Южного Урала. М.: Наука. 1994. С. 80–94.
 26. *Ферштатер Г.Б., Краснобаев А.А., Бородин Н.С.* Фаменский (365–355 млн. лет) магматизм Уральско-го эпокееанического орогена: новые данные по эволюции, геохимии, изотопии // Литосфера. 2011. № 2. С. 53–67.
 27. *Berzina A.N., Sotnikov V.I., Ekonomou-Eliopoulos M. et al.* Distribution of rhenium in molybdenite from porphyry Cu-Mo and Mo-Cu deposits of Russia (Siberia) and Mongolia // Ore Geology Reviews. 2005. V. 26. P. 91–113.
 28. *Hedenquist J.W., Arribas A., Reynolds T.J.* Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: far South-east-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines // Econ. Geol. 1998. V. 93, № 4. P. 373–405.
 29. *Herrington R.J., Zaikov V.V., Maslennikov V.V. et al.* Mineral deposits of the Urals and links to geodynamic evolution // Econ. Geol. 2005. V. 100. P. 1069–1095.
 30. *Kesler S.E., Jones L.M., Walker R.L.* Intrusive rocks associated with porphyry copper mineralization in island arcs areas // Econ. Geol. 1975. V. 70, № 3. P. 515–526.
 31. *Richards J.P., Kerrich R.* Special paper: adakite-like rocks: their diverse origins and questionable role in metallogenesis // Econ. Geol. 2007. V. 102, № 4. P. 537–576.
 32. *Sillitoe R.H.* Porphyry copper systems // Econ. Geol. 2010. V. 105. № 1. P. 3–42.
 33. *Voudouris P. C., Melfos V., Spry P.G. et al.* Rhenium-rich molybdenite and rhenite in the Pagoni Rachi Mo-Cu-Te-Ag-Au prospect, Northern Greece: Implication for the Re geochemistry of porphyry-style Cu-Mo and Mo mineralization // Canad. Mineralogist. 2009. V. 47. P. 1013–1036.
 34. *Wang Q., Xu J.-F., Bao Z.-W., Zhao Z.-H., Li C.-F., Xiong X.-L., Ma J.L.* Petrogenesis of adakitic porphyries in an extensional tectonic setting, Dexing, South China: Implication for the genesis of porphyry copper mineralization // J. Petrology. 2006. V. 47, № 1. P. 119–144.

Рецензент И.Б. Серавкин

Rhenium-bearing Uralian porphyry-copper systems: geological position, isotope-petrogeochemical and spatial-timing lateral zoning

A. I. Grabezhev

Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS

The Urals is the new industrial porphyry copper Russian region. It is covered the deposits containing 1–2 MT Cu (and Re molybdenite). The large part of deposits is located in the volcanic megazones. They conform to diorite model of porphyry copper systems (early-island arc geochemical type). The (Au)-Cu and (Au, Mo)-Cu deposits are most observe, the Cu-Au and (Cu)-Mo deposits are rare. The geological and isotope data testify about the rejuvenation ore-bearing dioritoids in the lateral profile (from west to east). It is the decreasing of age from D_{1-2} in the Tagil-Magnitogorsk megazone and S_2 in western part of East-Uralian volcanic megazone to D_3^2 – C_1^1 in the eastern part of East-Uralian megazone and C_{1-2} in the Valerianovsk megazone. The (Au)-Cu-porphyry deposits give place to (Au, Mo)-Cu-porphyry copper deposits in this direction. The isotope-petrochemical parameters of dioritoids at this profile are close. They have low K contents (0.5–1.5, to 2.2 wt. % in the east zone), low $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ ratio and TR (24–52, to 69 ppm) content, the high $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$ value (3–7). Mantle tags are fixed and in hydrothermalites. This allows examining all ore-magmatic systems as common genetic group of early-island arc geochemical type. This conclusion does not correspond to views of many geologists which consider the East Urals as the active continental margin. The high Re contents in the ores (to 1.4–2.7 ppm) are fixed at the deposits of East-Uralian megazone, peculiar in the largest Mischevsk porphyry deposit. It is possible the discovery of large deposits of the same diorite model in the all Uralian volcanic megazones. Rhenium-bearing deposits may be opened only in the east part East-Uralian volcanic megazone. The Cu and Re associate with mantle source and Mo is concentrated during core-mantle interaction and differentiation. The genetic unity of porphyry-copper and Au epithermal deposits is confirmed.

Key words: Cu, Au, ore forming, Sr, Nd, C, O, S isotope geochemistry, Urals.