ЛИТОСФЕРА, 2014, № 2, с. 60–76

УДК 553.43+546.027(470.5)

НОВОНИКОЛАЕВСКИЙ (Mo, Au)-Cu-ПОРФИРОВЫЙ РУДНЫЙ УЗЕЛ (ЮЖНЫЙ УРАЛ): ПЕТРОГЕОХИМИЯ РУДОНОСНЫХ ГРАНИТОИДОВ И МЕТАСОМАТИТОВ

© 2014 г. А. И. Грабежев

Институт геологии и геохимии УрО РАН
620151, г. Екатеринбург, пер. Почтовый , 7
E-mail: grabezhev@igg.uran.ru

Поступила в редакцию 17.06.2013 г.

Новониколаевский рудный узел (расположенный в 225 км к югу от г. Челябинска) находится в зоне глубинного разлома, разделяющего Восточно-Уральскую вулканогенную сиало-фемическую и Зауральскую сиалическую мегазоны. В его пределах выявлено наиболее крупное на Урале Михеевское (Mo, Au)-Cu-порфировое месторождение (более 1.7 млн. т Cu), молибденит из руд которого характеризуются повышенными содержаниями Re. Гранитоиды рудного узла имеют кварцдиоритовый состав, наблюдается очень небольшой объем плагиогранодиорит-порфиров и жильных биотитовых плагиоадамеллит-порфиров. Установлено двухэтапное внедрение этих пород, оруденение связано с гранитоидами второго этапа. U-Pb SHRIMP-II возраст циркона из слабо серицитизированного базокварцевого диоритового порфирита Михеевского месторождения составляет 356 ± 6 млн. лет. Диоритовые порфириты и плагиогранодиорит-порфиры рудного поля характеризуются, по сравнению с большинством других уральских медно-порфировых объектов диоритовой модели, несколько большей калиевой щелочнометальностью (до 0.8–1.8 мас. % K_2O). В минимально измененных гранитоидах фиксируются низкие содержания (г/т) суммы РЗЭ (21–79), Rb (4–10), Y (6–15), попадающие на дискриминационных диаграммах в островодужное поле. На графиках распределения редкоземельных элементов в гранитоидах обычно отсутствует Eu минимум. Sr-Nd изотопные данные свидетельствуют о мантийной природе вещества, несколько загрязненного коровым материалом: $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$ = 0.7050–0.7059, $(\varepsilon Nd)_t$ = 1.7–5.4. Установлены протяженные линейные метасоматические крутопадающие ореолы, центральные части которых представлены зонами интенсивной серицитизации. Оруденение Михеевского месторождения приурочено к пограничной части этой зоны с зонами серицитизации-хлоритизации и пропилитизации в висячем боку ореола. Наиболее значительные концентрации пирита (3–5 мас. % и более) находятся в самой верхней части висячего бока ореолов. Значительное распространение имеют крупные тела карбонат-хлорит-парагонит-серицит-кварцевых метасоматитов. По указанным параметрам рудное поле несколько отличается от многочисленных мелкомасштабных уральских объектов диоритовой модели.

Ключевые слова: *медно-порфировые месторождения, магматизм, изотопная геохимия* Sr, Nd, *Урал.*

ВВЕДЕНИЕ

В пределах Новониколаевского рудного узла находится наиболее крупное на Урале Михеевское медно-порфировое месторождение и несколько перспективных слабо изученных рудопроявлений [1, 5, 19 и др.]. Значительные запасы Cu (1.5–1.8 млн. т) позволяют, несмотря на низкие содержания Cu (0.4–0.6 мас. %), Mo (30–80 г/т), Au (0.1–0.3 г/т) в рудах, рентабельно отрабатывать месторождение при использовании современных технологий. Кроме того, в молибдените установлены повышенные содержания Re [3]. Освоению месторождения способствует и его удобное географическое положение. В научном плане значительный интерес представляет специфика объектов рудного узла – соответствие мало распространенной в мире диоритовой модели медно-порфировых месторождений. Месторождения этого типа не считались в СССР и России промышленно значимыми. В последние два десятилетия в мире, особенно на Филиппинах, открыты крупные Au-Cu-порфировые месторождения, связанные с островодужным существенно диоритовым магматизмом [20, 22 и др.]. Детальное изучение изотопно-петрогеохимических параметров рудоносных гранитоидов и зональности метасоматических ореолов сейчас совершенно необходимо для разработки критериев прогноза, поисков и разведки порфировых месторождений. В настоящей работе приводятся полученные в последнее десятилетие современные изотопно-петрогеохимические характеристики гранитоидов и метасоматитов рудного поля. Они однозначно свидетельствуют о необходимости отнесения рудно-магматической системы Новониколаевского рудного узла к диоритовой модели островодужного геохимического типа.

Исключительно широкое распространение порфировых рудопроявлений диоритовой модели на Урале впервые было показано А.И. Кривцовым с коллегами [10 и др.]. Наиболее вероятно формирование рудного узла в завершающий этап девонского островодужного магматизма на Урале.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Новониколаевский рудный узел (рис. 1) находится на южном окончании протяженной (более 60 км) Новониколаевско-Тарутинской рудной зоны, локализованной в грабен-синклинальной структуре Челябинского глубинного разлома, разделяющего Восточно-Уральскую вулканогенную сиалофемическую мегазону и Зауральскую сиалическую мегазону [1, 5, 19 и др.]. В пределах рудного узла установлены многочисленные субмеридиональные и диагональные дизъюнктивы, сопряженные с крупными разломами по границам узла (Джетыгаринский на западе, Новопокровский на востоке), и кольцевые вулкано-интрузивные структуры. Протяженность Новониколаевского рудного узла составляет 15–17 км, ширина достигает 7–8 км. В сложной линейно-блоковой структуре узла выделяются

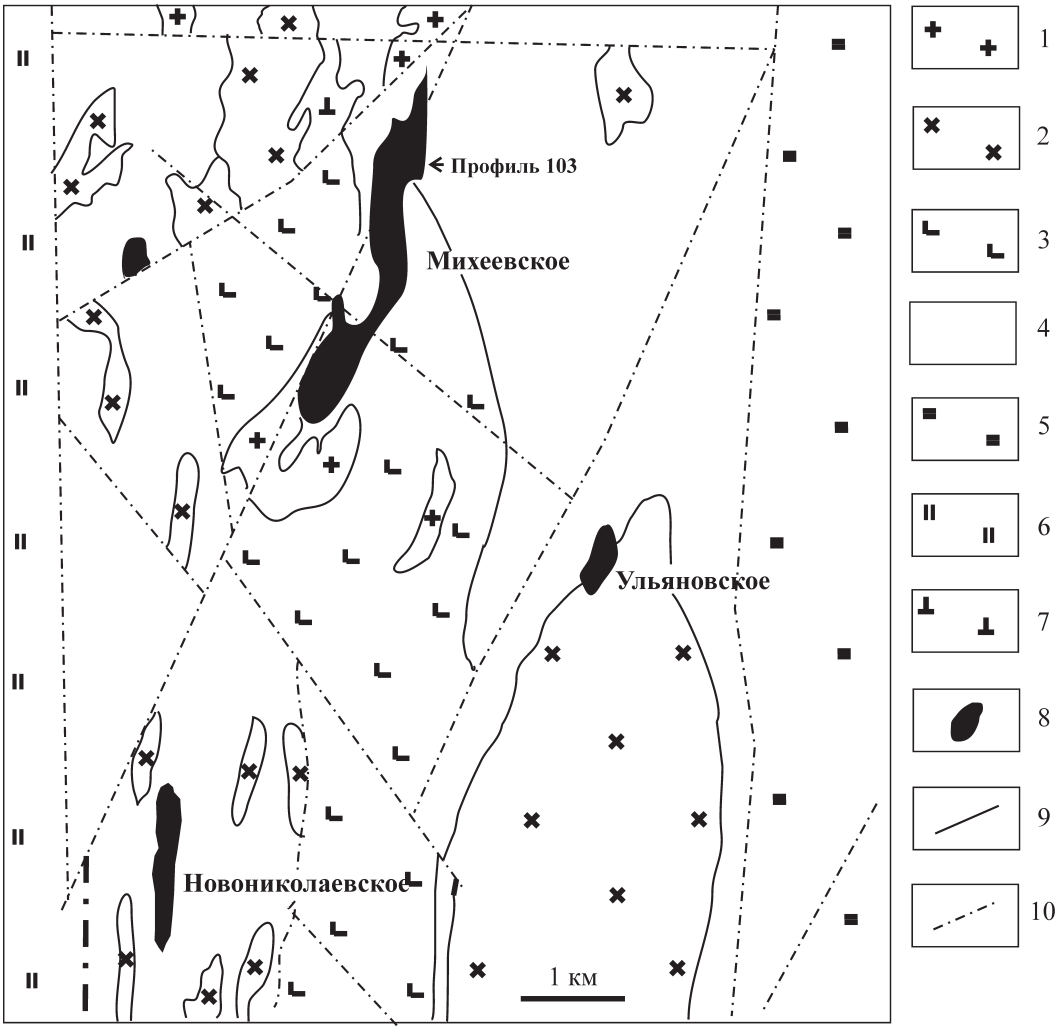

Рис. 1. Схематическая геологическая карта Новониколаевского рудного узла.

1 – гранитоиды михеевского субкомплекса; 2 – гранитоиды ульяновского субкомплекса; 3 – осадочно-вулканогенная толща C_1 или D_3^2–C_1^1 возраста; 4 – вулканогенно-осадочная толща D_3^2–C_1^1 возраста; 5 – вулканогенные и осадочные образования S–D возраста, метаморфиты нижнего (?) палеозоя нерасчлененные; 6 – плагиогранодиориты Новониколаевского массива S_2 возраста; 7 – гипербазиты; 8 – рудные зоны медно-порфировых месторождений и рудопроявлений; 9 – контакты пород; 10 – разломы. Разрез по профилю 103 см. на рис. 2. При составлении этого и последующих рисунков использованы материалы, полученные в период до 1990 г. при совместной работе автора с Е.А. Белгородским, Б.М. Шаргородским, С.А. Аксеновым, С.А. Черкашовым и другими геологами. Систематического отбора шлифов и анализа проб на серу не проводилось.

с запада на восток субмеридиональные Новониколаевская, Михеевская и субвулканическая линейно-кольцевая Ульяновская зоны, разделенные тектоническими нарушениями. Большая часть площади рудного узла (особенно Новониколаевской зоны и Ульяновской структуры) слагается фаунистически охарактеризованными (D_3–C_1t_1) вулканогенно-осадочными породами (туфоалевролиты, туфоконгломераты, вулканокластолиты основного и среднего состава, известняки с фауной фораминифер), которые прорываются гранитоидами ульяновского субкомплекса. Центральная часть рудного узла (Михеевская зона) представлена основными вулканитами и их туфами, перемежающимися с фтанитами, туфоалевролитами и туфопесчаниками, которые секутся малыми интрузиями михеевского субкомплекса. Указанная толща имеет, по мнению Е.А. Белгородского [1], визейский или более молодой возраст. Обоснованием является наличие в этой толще обломков гранитоидов предположительно ульяновского субкомплекса и стратиграфически непрерывный переход к нижележащей D_3–C_1t_1 толще. Базальты верхней толщи характнризуются повышенными содержаниями TiO_2 (1.2–2.1 мас. %), которые отмечаются в визейских толеитах сопредельных площадей [9]. U-Pb SHRIMP-II возраст циркона из слабо серицитизированного базокварцевого диоритового порфирита (скв. 3006, инт. 90–100 м, Михеевская зона) михеевского субкомплекса составляет 356 ± 6 млн. лет (СКВО = 0.019, ВСВ = 0.89). По современной стратиграфической шкале это соответствует D_3^2–C_1^1 возрасту.

В пределах указанных трех зон находятся одноименные рудные объекты (рис. 1–3). В центральной зоне расположено ныне разрабатываемое прожилково-вкрапленное (Mo, Au)-Cu-порфировое **Михеевское месторождение.** Главной рудолокализующей структурой рудной зоны (3.0 × 0.75 км) является разлом север-северо-восточного простирания. Структура Михеевского месторождения обусловлена наличием трех тектонических блоков. Наиболее богатое оруденение (северный штокверк) приурочено к северному блоку. Следующим рудоконтролирующим фактором являются дайки диоритоидов мезо-гипабиссального и гипабиссального уровня становления. Дайки далеко не всегда содержат существенную медную минерализацию, большая часть рудных тел обычно тяготеет к их висячему боку, находясь преимущественно во вмещающих породах. Размеры рудных тел по простиранию составляют 200–500 м, мощность – от первых метров до многих десятков метров. По падению оруденение прослежено до глубины около 400 м и не обнаруживает тенденцию к выклиниванию. Форма рудных тел пластинообразная, падение крутое, согласное с залеганием тел гранитоидов. Сульфидным прожилкам предшествуют силикатные прожилки, состоящие из переменного количества эпидота, хлорита, актинолита. Вероятно, преобладает очень тонкая вкрапленность халькопирита, существенно реже встречается борнит. В трещинных плоскостях скольжения широко распространены пленочные волосовидные выделения халькопирита, в отдельных участках – молибденита. Возможно, они являются наиболее поздними образованиями. Гораздо реже встречаются медьсодержащие кварц-сульфидные, кальцит-кварц-сульфидные, кальцит-сульфидные прожилки, переходящие в кварцевые светло-дымчатые прожилки или секущиеся ими. Их ширина составляет 0.2–3.0 мм, углы падения 70–80 и 40–45°. Пирит является преобладающим сульфидом. В резко подчиненном количестве наблюдается пирротин, борнит, сфалерит, арсенопирит, магнетит и ряд других минералов. Молибденит весьма редко фиксируется в светло-дымчатых кварцевых прожилках, иногда в ассоциации с пиритом и халькопиритом. Завершает процесс образование безрудных белых кварцевых и кальцитовых прожилков. Результаты последней разведки месторождения и средние содержания рудных элементов (содержания Mo и Re явно завышены) приведены в статье [19].

Субмеридиональная **Новониколаевская** зона (8 × 0.9 км) представлена плохо изученной серией кулисообразно расположенных маломощных (1–20 м) и быстро выклинивающихся крутопадающих (60–80°) на восток линз прожилково-вкрапленных и массивных (3–5 м мощностью) Zn-Au-Cu-пиритовых руд. Последние сложены преимущественно пиритом (с примесью кварца, хлорита, халькопирита, сфалерита, галенита, теннантита), по структуре варьирующим от тонкозернистого до среднезернистого. Залегают в пропилитах по вулканитам и частично в дайках диоритовых порфиритов. Распространены амфибол-хлорит-магнетит-сульфидно-эпидот-гранатовые скарны и тела магнетит-гематитовых руд, образовавшихся по основным вулканитам. Новониколаевская рудная зона рассматривалась, на раннем этапе ее изучения, как колчеданный или скарново-магнетитовый объект. Однако, широкое распространение в пределах зоны даек диоритовых порфиритов гипабиссально-субвулканического облика, структурно-текстурные особенности руд, присутствие в них свинца и цинка, широкое распространение карбоната позволяет относить данную рудную зону к гипабиссально-субвулканическому срезу медно-порфировой системы.

Ульяновская зона, находящаяся в восточной части рудного узла, представлена вулкано-субвулканической кольцевой структурой. В южной части структуры установлен купол, представленный субвулканическими диоритовыми порфиритами ульяновского субкомплекса. Наблюдаются преимущественно зоны пиритовой минерализации и

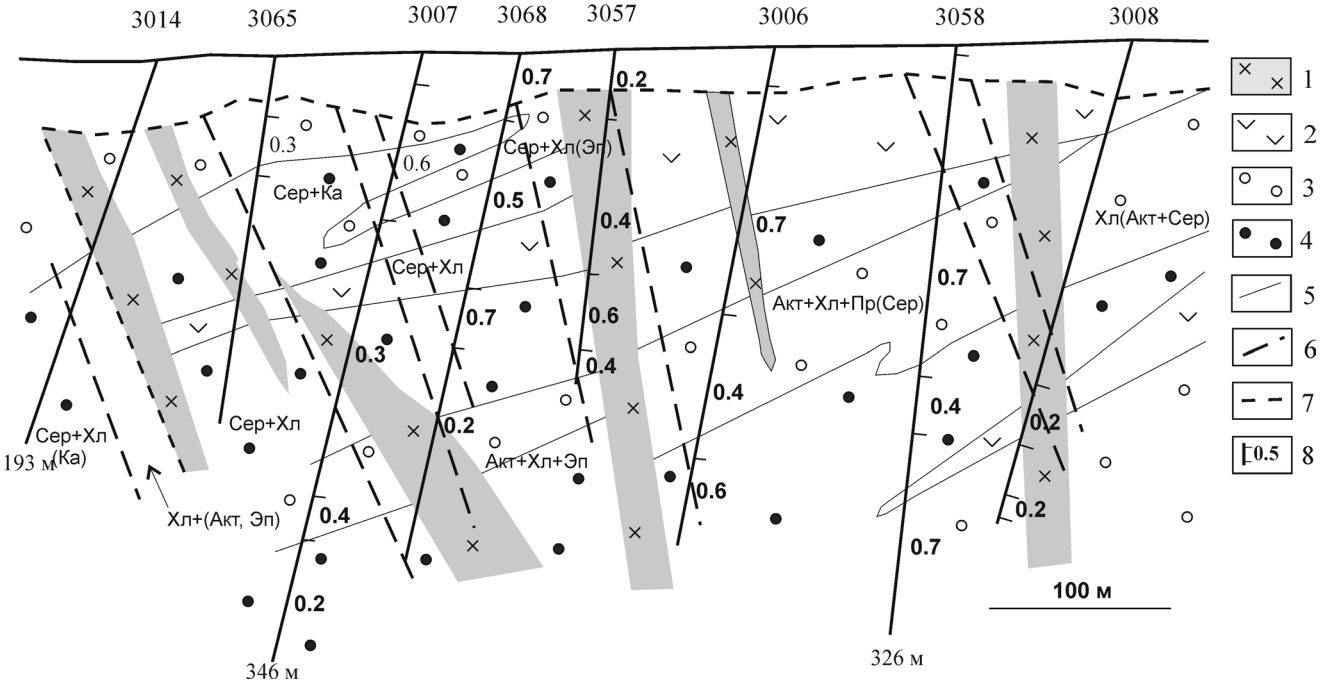

Рис. 2. Схематический геологический разрез с элементами метасоматической зональности через северный рудный штокверк Михеевского месторождения (разрез по профилю 103, см. рис. 1).

1 – диоритовые порфириты и плагиогранодиорит-порфиры, 2 – туфы основного состава, 3 – гравелиты и туфы, 4 – песчаники и туфопесчаники, 5 – контуры пород, 6 – тектонические нарушения, 7 – нижняя граница коры выветривания, 8 – уровни содержаний меди. Разрез с учетом данных недавнего опробования приводится в работе [19].

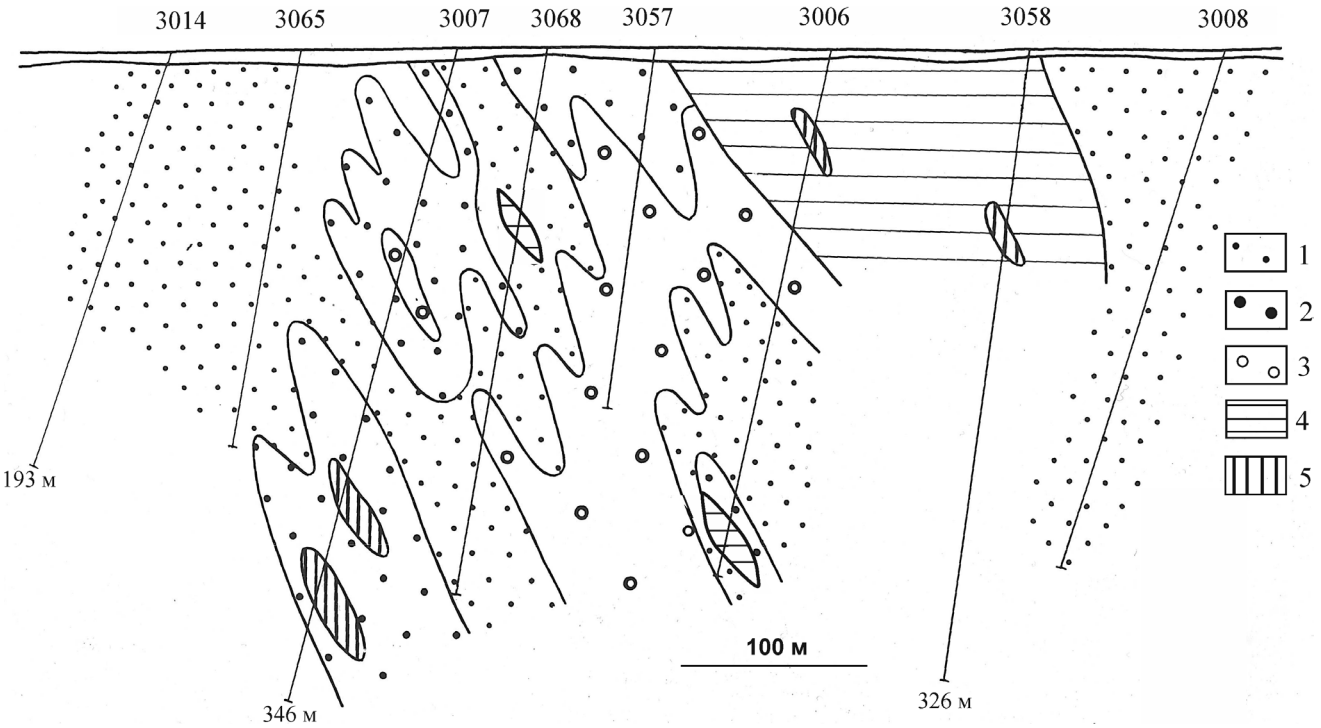

Рис. 3. Распределение молибдена в северном рудном штокверке Михеевского месторождения (разрез по профилю 103).

1–5 – содержания молибдена (г/т), соответственно: 1–5, 5–10, 10–20, 20–30 и более 30.

аномалии Zn и Pb. Более подробное описание рудных зон приведено в [1, 5, 19 и др.].

ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОИДОВ

Гранитоиды рудного узла представлены двумя субкомплексами, входящими в состав новониколаевско-тарутинского рудоносного порфирового комплекса [5]. Наиболее ранними являются субвулканические и гипабиссально-субвулканические габбро-диоритовые и диоритовые порфириты ульяновского субкомплекса, слагающие крупный заметно эродированный вулканический купол в южной части Ульяновской зоны и часть гранитоидных даек в Новониколаевской зоне. По мере приближения к центру купола наблюдается смена андезитовых порфиритов, переслаивающихся с туфами и осадочными породами, эксплозивными брекчиями диоритовых порфиритов и, далее, субвулканическими диоритовыми порфиритами. Последние имеют такой же состав вкрапленников и цементирующей массы, как и охарактеризованные ниже диоритовые порфириты Михеевской зоны. Главное структурное отличие – гораздо меньший размер зерен цементирующей массы (0.005–0.03 мм).

Гранитоиды михеевского субкомплекса, имеющие гипабиссальный облик, распространены в Михеевской и в Новониколаевской зоне. В северной и южной части Михеевской зоны наблюдаются штокообразные тела гранитоидов размером до 200 × 500 м, а между ними – пояс даек север-северо-восточного простирания (падение на восток под углом 70–80°). Зона этого дайкового пояса и вмещает большую часть Михеевского месторождения. По геофизическим данным, штоки гранитоидов сливаются на глубине 600–700 м, так что дайки можно рассматривать как надкровлевый комплекс нижележащего массива. Гранитоиды имеют порфировый облик за исключением нескольких крупных тел и некоторых даек, в которых наблюдается фанеритовая структура. Между порфировыми и фанеритовыми гранитоидами наблюдаются как секущие границы, так и фациальные переходы. Иногда встречаются тела эруптивных брекчий. Преобладают базокварцевые диоритовые порфириты, имеющие кварцдиоритовый состав. Гораздо меньшим распространением пользуются гранитоиды промежуточного между базокварцевыми диоритовыми порфиритами и плагиогранодиорит-порфирами состава. Совсем редко наблюдаются плагиогранодиорит-порфиры. Встречено несколько десятков жильных тел биотитовых плагиоадамеллит-порфиров, обычно имеющих мощность 0.5–3.5 м (в отдельных случаях их длина, по данным бурения, достигает 20–25 м). Жилы и дайки плагиогранодиорит-порфиров наиболее распространены в Новониколаевской зоне.

В гранитоидах михеевского субкомплекса вкрапленники представлены таблицами (25–35 об. %) андезина, хлоритизированным амфиболом (пеннин, клинохлор) и единичными корродированными кристаллами кварца (1–2 об. %). Цементирующая масса имеет хлорит (апоамфиболовый)-кварц-плагиоклазовый состав и преимущественно аплитовую структуру. Размер зерен цементирующей массы составляет 0.02–0.06 мм, редко достигая 0.15 мм. Важной особенностью гранитоидов является высокое содержание нормативного кварца, составляющее даже в диоритовых порфиритах 16–19 мас. %, а в более кислых гранитоидах – до 30 мас. %. Очень редко встречаются мелкие зерна калишпата. Гораздо чаще наблюдается мелкочешуйчатый биотит, который в основном замещен мусковитом. Плагиоадамеллит-порфиры содержат больше вкрапленников кварца (4–6 об. %), чем основные гранитоиды. Цементирующая масса имеет аплитовидную или микролейстовую структуру, представлена кварцем и олигоклазом. Нередко встречается биотит. Апобиотитовые псевдоморфозы мелко- и среднечешуйчатого светлобуроватого мусковита исключительно характерны для плагиоадамеллит-порфиров. Часто эти породы содержат в цементирующей массе мелкие зерна калишпата (до 5–10 об. %). Плагиоадамеллит-порфиры иногда переходят в мелкозернистые плагиоадамеллиты. Эти гранитоиды не содержат аномальных концентраций рудных элементов, изредка встречается пирит. Однако, плагиоклаз вкрапленников обычно заметно серицитизирован, наблюдается обильный апобиотитовый мусковит модификации $2M_1$, встречен также парагонит. Нередко фиксируются кварц-кальцитовые и альбит-кварц-кальцитовые прожилки. Вероятнее всего, плагиоадамеллит-порфиры внедрились в послерудную стадию минералообразования.

Рассмотрение петрохимических особенностей минимально измененных гранитоидов обоих субкомплексов (табл. 1) свидетельствует о том, что они относятся к одной малокалиевой андезитоидной ассоциации [5]. На петрохимических диаграммах наблюдается непрерывный тренд от наиболее основных диоритовых порфиритов ульяновского субкомплекса к диоритовым порфиритам и далее плагиогранодиоритам михеевского субкомплекса (рис. 4). Плагиоадамеллит-порфиры образуют обособленное поле в пределах общего тренда. Количество K_2O в этом ряду возрастает (мас. %) от 0.3–1.2 до 0.8–1.8 и 2.4–3.5, что частично обусловлено увеличением в данном направлении количества биотита. Последний в основном замещен мелкочешуйчатым светлобуроватым мусковитом. Резкий разрыв по содержанию калия между плагиогранодиорит-порфирами и плагиоадамеллит-порфирами свидетельствует о том, что большая часть мусковита образовалась в результате замещения биотита, а не

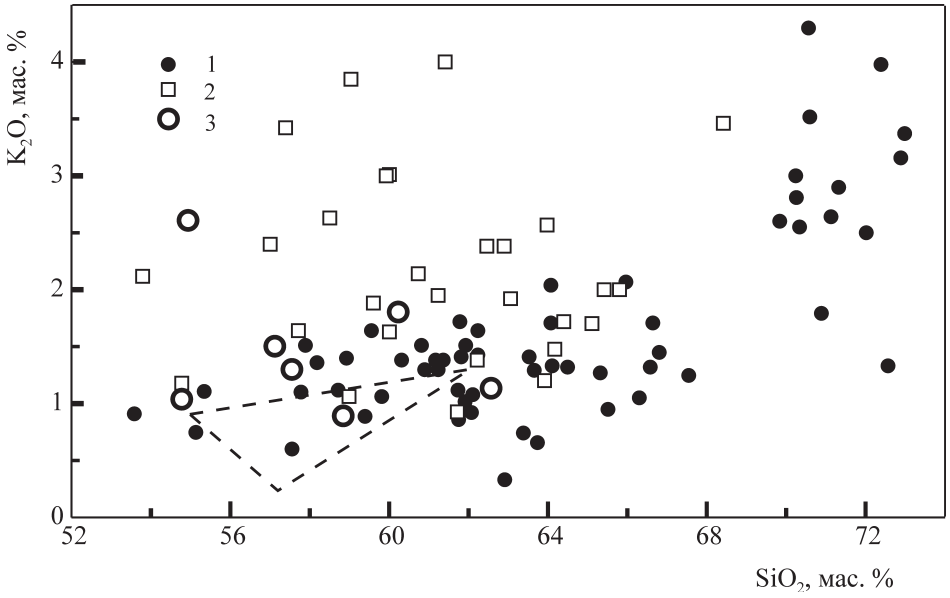

Рис. 4. Диаграмма SiO_2–K_2O для гранитоидов и метасоматитов Михеевского месторождения.

1 – минимально измененные диоритовые порфириты и плагиогранодиорит-порфиры михеевского субкомплекса (Na_2O > 3 мас. %), адамеллит-порфиры; 2 – умеренно-сильно серицитизированные и хлоритизированные диоритовые порфириты и плагиогранодиорит-порфиры михеевского субкомплекса (Na_2O < 3 мас. %); 3 – бикарбонат-хлорит-серицит-парагонитовые метасоматиты по диоритовым порфиритам. Пунктиром показано поле гранитоидов ульяновского субкомплекса.

Таблица 1. Химический состав рудоносных гранитоидов (1–6) и метасоматитов (7–11) Ново-Николаевского рудного узла, мас. % (Rb и Sr в г/т)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	(1)	(3)	(5)	(2)	(34)	(18)	(7)	(3)	(2)	(5)	(10)
SiO_2	56.40	58.22	59.55	68.68	60.60	65.67	60.29	58.69	56.30	61.00	71.40
TiO_2	0.78	0.59	0.56	0.45	0.39	0.32	0.32	0.49	0.45	0.37	0.21
Al_2O_3	16.83	16.70	16.39	14.18	17.11	15.74	16.20	15.60	16.25	17.07	14.77
Fe_2O_3	2.02	1.16	2.80	4.66	1.96	1.26	1.16	4.94	4.89	1.92	0.72
FeO	5.75	5.75	3.47	3.76	3.41	2.38	3.76	3.42	1.32	4.63	0.99
MnO	0.13	0.25	0.08	0.04	0.07	0.04	0.07	0.06	0.03	0.10	0.03
MgO	6.42	6.74	4.48	1.61	3.17	2.54	2.61	3.45	2.69	2.63	0.55
CaO	1.62	0.78	2.25	2.39	4.67	3.53	4.01	4.83	3.02	3.10	1.96
Na_2O	3.63	3.81	4.05	5.19	3.69	3.29	1.66	1.80	6.31	5.55	4.39
K_2O	0.62	0.34	0.67	0.58	1.16	1.61	2.73	1.48	0.31	0.90	2.91
P_2O_5	0.10	0.09	0.07	0.11	0.09	0.09	0.07	0.07	0.07	0.09	0.06
CO_2	0.87	0.76	2.10	1.07	0.95	0.86	2.89	4.68	2.01	0.26	0.89
S	0.71	0.07	0.87	0.84	0.51	0.32	–	0.10	4.23	0.03	0.06
H_2O+	4.66	4.63	3.34	0.23	2.20	2.21	1.99	3.15	2.01	1.87	1.23
Сумма	100.54	99.91	100.68	100.82	99.98	99.86	98.69	100.75	99.88	99.42	100.17
Rb	–	–	11	–	21	19	48	37	–	–	135
Sr	–	–	165	–	314	329	207	224	–	–	158

Примечание. 1–6 – минимально хлоритизированные и серицитизированные гранитоиды: 1–4 – эксплозивная брекчия (1), субвулканические пироксен-амфиболовые (2), амфиболовые диоритовые порфириты (3) и риодациты (4) ульяновского субкомплекса; 5, 6 – базокварцевые диоритовые порфириты и кварцевые диориты (5), плагиогранодиорит-порфиры и плагиогранодиориты (6) михеевского субкомплекса; 7 – умеренно-сильно серицитизированные диоритовые порфириты; 8, 9 – бикарбонат-серицит-парагонит-кварцевые (8) и карбонат-кварц-альбитовые (9) метасоматиты; 10 – сильно альбитизированные диоритовые порфириты; 11 – жильные биотитовые (в основном замещен мусковитом) плагиоадамеллит-порфиры. В скобках показано количество проб, прочерк– элемент не определялся.

связана с привносом калия. Достаточно определенно выражены геохимические различия гранитоидов субкомплексов (табл. 2). По данным метода ICP-MS, диоритовые порфириты ульяновского субкомплекса, по сравнению с михеевскими, содержат больше (г/т) Nb (соответственно 15, 19 и 1–3),

Таблица 2. Содержания микроэлементов (г/т) в гранитоидах и метасоматитах Новониколаевского рудного поля

Элементы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
	2254-77	2211-23	2221-27	2200-193	3031-255	3042-253	2210-137	3053-97	2283-170	2258-75	2258-98	3048-132	3060-213	3060-176	2211-36	3004-67	3011-73
Cu	**141**	**84**	**187**	**556**	46	**1787**	**236**	17	251	**2171**	**2073**	49	**97**	**246**	28.3	20	17
Zn	**78**	**237**	**63**	27	**84**	**56**	36	45	51	26	22	38	**56**	35	40	**55**	23
Pb	**65**	27	17	4.2	12	4.3	4.6	3.0	5.8	**98**	**81**	2.1	2.7	2.5	4.9	19	**44**
Mo	0.80	0.93	2.2	**2.6**	1.8	1.9	1.2	1.3	3.1	**566**	**2.7**	1.5	0.19	0.53	2.2	0.27	0.29
Re									0.0097	1.9731					0.0015		
Ag	**0.45**	**0.50**	0.23	0.22	0.13	**0.76**	0.15	0.08	0.98	**0.62**	**0.72**	0.08	0.09	0.16	0.26	0.20	**0.73**
Bi	0.05	0.03	0.08	0.18	0.04	0.11	0.02	0.01	0.06	0.06	0.05	0.03	0.05	0.01	0.05	0.23	**1.37**
Cd	0.02	**1.06**	0.24	0.04	0.06	0.21	0.04	0.01	0.40	**1.09**	н/о	0.02	0.10	0.05	0.02	0.04	0.03
Sb	**23**	1.36	**3.51**	1.16	0.82	**5.61**	1.04	0.68	**160**	**35**	**24**	1.03	2.33	1.67	1.06	0.79	1.41
As									**83**	3.27					1.36		
Tl	0.04	0.07	0.03	0.07	**0.24**	**0.17**	0.09	**0.18**	**4.51**	**0.27**	**0.25**	**0.43**	**0.39**	**0.36**	0.15	**4.68**	**4.22**
Te	0.06	0.02	0.12	**0.29**	0.01	0.08	0.03	0.01	0.005	0.11	0.07	0.01	0.09	0.14	0.013	0.01	0.01
Se									0.454	2.23					0.22		
Hg									0.14	0.73					0.17		
W	0.75	0.38	1.03	0.75	1.07	1.15	0.55	0.55	2.55	0.63	0.60	1.27	2.51	1.31	3.57	0.99	2.19
Sn	**30**	1.80	2.80	1.47	1.30	1.97	1.75	1.19	1.56	**39**	**31**	1.83	0.21	0.51	1.75	2.40	1.57
Ti	7478	7659	2270	1052	1707	1534	1729	1432	1614	1290	1180	1473	1682	1622	1525	1165	288
V	216	269	95	83	77	52	105	69	91	50	49	86	77	95	70	24	13
Cr	73	95	125	23	21	33	68	19	20	24	25	21	10	13	23	13	17
Mn	1541	1430	489	322	636	310	370	523	3.7	78	78	330	404	408	343	167	226
Co	32	35	11	31	12	8.6	9.4	11	4.8	15	6.3	9.0	10	15	11	3.3	2.6
Ni	45	47	12	19	19	26	32	14	7.4	33	28	15	7.9	7.9	16	3.6	4.1
Li	14	14	**155**	5.9	4.0	12	10.2	7.4	6.6	6.5	9.0	12	16	12	8.8	3.1	0.34
Be	0.71	0.45	0.67	0.53	0.77	0.86	1.22	0.81	**3.66**	0.93	0.80	0.71	1.20	0.78	1.50	2.08	1.81
Sc	**37**	**34**	17	9.5	11	12	20	10	6.3	10	9.3	13	13	12	10.5	2.0	1.7
Ga	16	16	15	17	16	17	18	15	200	15	15	15	17	15	12.7	20	18
Ge	1.61	1.42	0.78	1.86	1.28	1.44	1.42	1.07	2.61	1.12	1.20	1.06	1.20	1.24	0.60	0.85	1.16
Rb	4.17	7.69	2.13	5.39	8.30	14.87	12.23	17.44	20.68	38.58	37.96	47.98	45.84	41.00	26.31	**120**	**101**
Cs	0.83	0.70	0.35	0.55	0.21	1.13	0.58	1.40	1.57	1.75	1.59	1.81	1.34	0.79	1.13	**2.95**	**2.16**
Sr	172	210	158	329	246	246	299	289	160	160	247	243	173	257	241	163	168
Ba	168	208	56	52	98	96	112	297	147	174	188	218	361	302	481	505	157
Zr	61.65	74.62	59.34	29.98	65.97	26.10	37.17	44.80	53.48	33.71	31.68	42.29	29.48	26.85	64.60	**116.86**	37.25
Hf	2.06	2.53	2.04	0.85	2.27	0.89	1.27	1.64	1.93	0.96	1.01	1.48	0.98	1.08	2.17	**3.93**	2.23
Nb	**15.24**	**19.53**	2.29	1.39	3.28	2.39	2.64	2.68	3.11	2.26	2.21	2.18	2.50	2.46	2.65	**7.07**	**10.19**
Ta	**1.03**	**1.42**	0.20	0.12	0.30	0.24	0.19	0.24	0.29	0.17	0.44	0.19	0.35	0.23	0.24	0.88	**1.46**
Th	1.18	1.57	2.75	1.05	2.67	1.86	1.84	2.51	**4.20**	1.59	1.86	1.72	2.07	1.56	2.77	**23.66**	**9.30**

Таблица 2. Окончание.

Элементы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
	2254-77	2211-23	2221-27	2200-193	3031-255	3042-253	2210-137	3053-97	2283-170	2258-75	2258-98	3048-132	3060-213	3060-176	2211-36	3004-67	3011-73
U	0.38	0.53	1.29	0.49	1.07	0.20	1.07	1.02	1.33	0.31	0.44	0.87	0.84	0.81	1.21	**6.24**	**3.45**
Y	**22**	**23**	15	6.4	12	9	12	9.0	3.5	5.5	5.0	10.0	6.5	7.9	11	3.7	3.8
La	11.97	12.22	7.34	5.57	8.97	2.73	5.01	8.50	8.100	4.78	6.08	6.26	5.18	24.42	9.568	25.22	2.48
Ce	19.46	22.18	12.34	11.50	18.94	6.10	11.78	13.59	18.810	9.85	12.60	13.16	11.48	49.21	19.174	45.84	5.17
Pr	3.17	3.46	1.79	1.27	2.10	0.82	1.43	1.89	2.232	1.08	1.40	1.45	1.31	6.47	2.284	5.52	0.61
Nd	14.77	15.69	7.49	5.15	8.57	3.93	6.24	7.31	8.509	4.47	5.59	5.81	5.50	22.61	9.016	17.69	2.49
Sm	3.82	4.11	1.79	1.03	1.91	1.16	1.60	1.51	1.890	0.92	1.14	1.28	1.20	3.53	2.040	2.55	0.84
Eu	1.46	1.43	0.59	0.38	0.59	0.38	0.45	0.51	0.538	0.37	0.45	0.50	0.31	0.55	0.661	0.55	0.21
Gd	4.64	5.03	2.05	1.02	2.10	1.41	1.80	1.53	1.665	0.89	1.14	1.41	1.12	2.61	2.329	1.59	0.94
Tb	0.76	0.83	0.35	0.16	0.33	0.24	0.31	0.24	0.167	0.14	0.16	0.23	0.17	0.31	0.344	0.17	0.14
Dy	5.20	5.60	2.46	1.13	2.24	1.66	2.15	1.61	0.775	0.92	1.06	1.61	1.19	1.82	2.128	0.87	0.84
Ho	1.07	1.17	0.53	0.25	0.47	0.35	0.45	0.34	0.147	0.19	0.22	0.35	0.25	0.35	0.466	0.14	0.14
Er	3.01	3.27	1.59	0.73	1.41	1.03	1.30	1.01	0.430	0.59	0.64	1.04	0.77	0.97	1.420	0.33	0.35
Tm	0.43	0.47	0.25	0.11	0.22	0.16	0.20	0.16	0.066	0.09	0.10	0.16	0.12	0.15	0.219	0.04	0.05
Yb	2.74	3.14	1.75	0.80	1.55	1.15	1.44	1.17	0.488	0.63	0.70	1.18	0.90	1.08	1.503	0.29	0.30
Lu	0.39	0.44	0.28	0.13	0.24	0.18	0.22	0.19	0.089	0.10	0.11	0.18	0.15	0.17	0.237	0.04	0.04
B									17.9	31.7					8.0		
Pt									0.033	0.017					0.051		
Pd									3.501	1.454					4.609		
Ir									0.012	0.003					0.015		
Ru									0.000	0.003					0.001		
Rh									0.017	0.087					0.014		
TR	72.87	79.04	40.60	29.22	49.66	21.30	34.39	39.54	43.91	25.01	31.39	34.63	29.67	114.26	51.39	100.84	14.60
$(La/Yb)_N$	2.93	2.60	2.80	4.68	3.86	1.59	2.33	4.87		5.11	5.80	3.54	3.84	15.14		58.77	5.57
Cu/Mo	176	90	85	214	26	941	197	13	81	4	768	33	511	464	13	74	59
Zr/Hf	29.9	29.5	29.1	35.3	29.1	29.3	29.3	27.3	27.7	35.1	31.4	28.6	30.1	24.9	29.8	29.7	16.7

Примечание. 1, 2 – пропилитизированное габбро (1) и диоритовый порфирит (2) ульяновского субкомплекса; 3–12 – михеевский субкомплекс: 3–5 – пропилитизированные диоритовые порфириты, 6–9 – слабо-умеренно серицитизированные диоритовые порфириты, 10–12 – сильно серицитизированные диоритовые порфириты и плагиогранодиорит-порфиры; 13, 14 – карбонат-хлорит-серицит-парагонит-кварцевые метасоматиты по диоритовым порфиритам; 15 – сильно альбитизированный и умеренно серицитизированный диоритовый порфирит (ульяновский субкомплекс); 16 – жильный биотитовый калишпатсодержащий плагиоадамеллит-порфир, сильно мусковитизированный; 17 – серицит-кварцевый метасоматит, возможно, по адамеллиту. Пустая клетка – элемент не определялся.

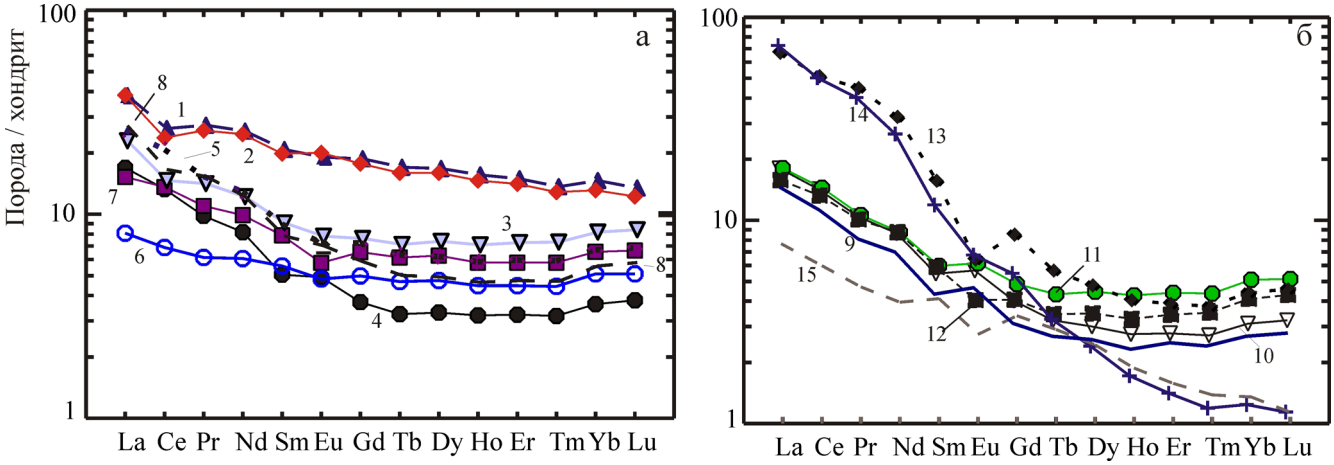

Рис. 5. Нормированное по хондриту распределение редкоземельных элементов в гранитоидах (а) и метасоматитах (б) Новониколаевского рудного поля, г/т.

а. 1, 2 – ульяновский субкомплекс, соответственно, пропилитизированное габбро (1) и диоритовый порфирит (2); 3–8 – михеевский субкомплекс: 3–5 – пропилитизированные диоритовые порфириты; 6–8 – слабо-умеренно серицитизированные диоритовые порфириты. б. 9–11 – сильно серицитизированные диоритовые порфириты и плагиогранодиорит-порфиры; 12, 13 – бикарбонат-хлорит-серицит-парагонитовые метасоматиты по диоритовым порфиритам; 14 – жильный послерудный калишпатсодержащий плагиоадамеллит-порфир серицитизированный; 15 – серицит-кварцевый метасоматит по плагиоадамеллиту.

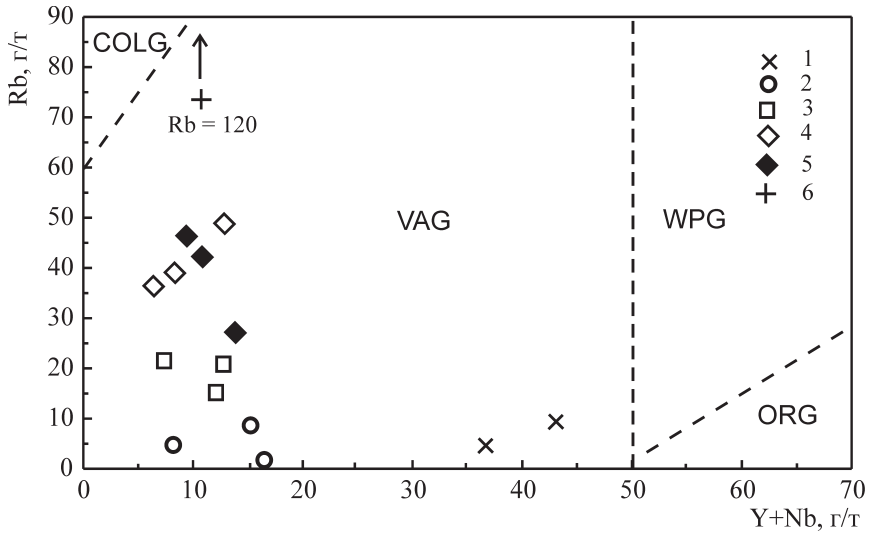

Рис. 6. Соотношение между содержаниями Rb и Y + Nb в гранитоидах Михеевского месторождения (г/т).

1 – пропилитизированное габбро и диоритовый порфирит ульяновского субкомплекса; 2–4 – диоритовые порфириты пропилитизированные (2), слабо-умеренно серицитизированные (3) и сильно серицитизированные (4) михеевского субкомплекса; 5 – бикарбонат-хлорит-серицит-парагонитовые метасоматиты по диоритовым порфиритам; 6 – жильный биотитовый плагиоадамеллит-порфир сильно мусковитизированный.Вынесены поля гранитоидов островных дуг (VAG), океанических хребтов (ORG), коллизионных (COLG) и внутриплитных (WPG) обстановок (по Дж. Пэрри).

Ta (1.0, 1.4 и 0.1–0.3), Sc (34, 37 и 10–17), суммы РЗЭ (73, 79 и 21–50), а также элементов группы железа, иттрия. Это подтверждается (кроме Nb и Ta) результатами количественного спектрального анализа [5]. Противоположная тенденция наблюдается для Rb, Cs. На графиках распределения редкоземельных элементов в гранитоидах обычно отсутствует Eu минимум (рис. 5). В целом, в гранитоидах обоих субкомплексов фиксируются низкие содержания суммы TR, Rb и K, что соответствует их положению на всех дискриминационных диаграммах (рис. 6) и спайдер-диаграммах (рис. 7). Значения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$ отношения в гранитоидах, рассчитанные на возраст 356 млн. лет, составляют 0.70499, 0.70510, 0.70514, 0.70565, 0.70589. Значения $(\varepsilon Nd)_t$ отвечают соответственно 4.1, 3.4, 5.4, 1.7, 3.9.

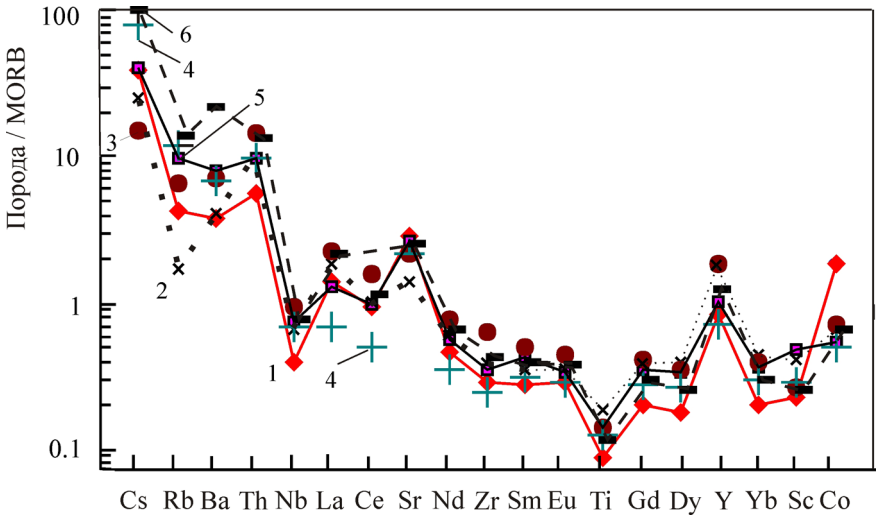

Рис. 7. Спайдер-диаграммы гранитоидов Новониколаевского рудного поля.

Условные обозначения см. в подписи к рис. 5а.

Плагиоадамеллиты резко отличаются от диоритовых порфиритов и плагиогранодиоритов михеевского субкомплекса высокими содержаниями K, Rb, Cs, Nb, Ta, Th, U, TR, т.е. элементов-индикаторов процесса кристаллизационной дифференциации. Одним из факторов рудоносности гранитоидов михеевского субкомплекса может быть повышенное содержание хлора в апатите (в среднем 0.2–0.7 мас. %), которое обычно понижается в пределах каждого образца от ранних генераций к поздним. Содержание фтора в апатите – 1.5–2.1 мас. %.

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОРЕОЛЫ

В пределах Михеевской и Новониколаевской зон выделяются протяженные линейные метасоматические ореолы соответственно север-северо-восточного и субмеридионального простирания. Схема зональности ореолов приведена в [5, 21]. Для первого ореола длина составляет 6.2 км при ширине до 0.8 км, для второго – 8 и 0.9 км. Параметры ореола Ульяновской структуры составляют 5 × 2.5 км. Наиболее изучен ореол Михеевской зоны (месторождения), имеющий крутое падение на восток (55–70°). Генерализованная зональность ореола определяется присутствием в центральной его части зоны интенсивной серицитизации даек гранитоидов, сменяющейся к периферии серицит-хлоритовой и, далее, пропилитовой (хлоритовая, хлорит-эпидотовая, эпидот-актинолитовая ассоциации) зонами. В зоне серицитизации всегда присутствует ограниченное количество неравномерно распределенного хлорита. Как правило, зоны параллельны контактам даек и границам рудных тел, так что зона серицитизации фиксирует, по-видимому, флюидопроводящий канал, находящийся в центральной или западной части дайковой системы. Она маркирует тектоническое нарушение север-северо-восточного простирания, представляющее собой серию кулисообразно расположенных разломов, круто падающих на восток под углом 70–80°. В базальтах и вулканогенно-осадочных породах, вмещающих гранитоидные дайки, фиксируются преимущественно пропилитовые ассоциации, содержащие ограниченное количество серицита только в сильно гидротермально измененных породах. Характерным отличием этих пропилитов от регионально пропилитизированных пород является присутствие магнетита. Встречаются также маломощные (1–8 мм) реликты наиболее ранних образований – шлировидные обособления эпидота (часто содержащие хлорит, актинолит, редко – гранат и магнетит). Рудные тела Михеевской зоны локализованы преимущественно в пропилитовой зоне висячего бока метасоматического ореола или на ее границе с зоной серицитизации-хлоритизации.

Количество серицита в гранитоидах центральных зон Михеевского и Новониколаевского блоков достигает 15–25 об. %, абсолютно преобладают частично серицитизированные породы. Тела серицит-кварцевых (±карбонат, хлорит) метасоматитов распространены ограниченно, их мощность не превышает 0.5–20 м. Серицит модификаций $2M_1$ и $2M_1$ + 1M имеет иллитовый состав (K – 0.68–0.78 ф.е., Na – 0.04–0.10 ф.е.), развивается преимущественно по плагиоклазу, реликты которого раскисляются до альбит-олигоклаза. В наиболее сильно измененных гранитоидах замещению слюдой подвергается и хлорит. Закономерности в пространственном распределении двух указанных модификаций слюд не зафиксированы. Биотит встречается редко в виде псевдоморфоз по амфиболу. Хлорит замещает актинолитизированную роговую обманку, реликты которой распростране-

ны ограниченно. По микрозондовому анализу, железистость хлорита из пропилитизированных гранитоидов составляет 0.23–0.35, содержание Al_2O_3 – 14.5–17.8 мас. %. Для эпидота эти величины отвечают соответственно 0.23–0.29 и 21.7–23.6 мас. %. Карбонат встречается достаточно редко и, преимущественно, в метасоматитах северного и южного блоков Михеевского месторождения. Широкое распространение карбоната наблюдается в измененных породах Новониколаевской зоны. При серицитизации наблюдается немобильное поведение кремнезема, титана и глинозема, происходит вынос натрия, кальция и небольшого количества железа, магния, привнос калия и анионов (табл. 1).

В пределах обеих зон нами выявлены тела карбонат-хлорит-серицит-парагонит-кварцевых метасоматитов, имеющие видимую ширину до 3–60 м. Они развиваются как по диоритоидам, так и по основным вулканитам, детально эти метасоматиты охарактеризованы в работах [4, 5]. Парагонит и мусковит присутствуют обычно в равных количествах. Слюды представлены модификацией $2M_1$ + 1M, карбонаты – анкеритом ($MgCO_3$ – 32–33 мас. %, $FeCO_3$ – 12–13 мас. %) и кальцитом. Слюды часто содержат значительную долю монтмориллонитовых слоев (до 20%). Характер миграции вещества тот же, что и при обычной серицитизации, правда, фиксируется меньший вынос натрия и привнос калия. Во многих участках мощностью 1–3 м наблюдается сильная альбитизация плагиоклаза, который не содержит серицита. Аналогичная картина фиксируется в каймах розовой окраски около некоторых тонких кварц-пиритовых прожилков. При альбитизации происходит значительный привнос натрия (до 5.2–6.5 мас. %, табл. 1). В отдельных случаях альбитизации подвергается и кварц цементирующей массы диоритовых порфиритов с образованием альбититов или эйситов. Зоны привноса натрия тяготеют к верхним частям ореолов кислотного выщелачивания, фиксируя, скорее всего, участки переотложения натрия, выщелоченного при серицитизации. Метасоматическое преобразование диоритоидов сопровождается значительным привносом Rb при немобильном поведении Y (рис. 5). Метасоматиты обычно сопровождаются карбонатсодержащими прожилками. Величина $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношения в карбонате составляет 0.7045 в послерудном карбонатном прожилке и 0.7066 и 0.7071 – в кварц-карбонатных прожилках (соответственно, безрудном и халькопирит-содержащем).

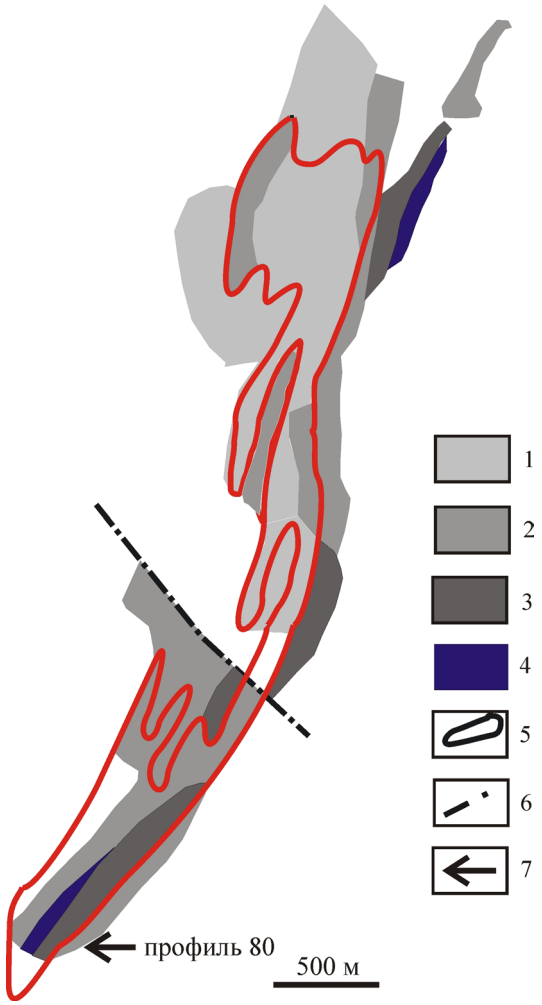

Рис. 8. Схема соотношения зональности ореола пирита с контуром рудного тела Михеевского месторождения.

1–4 – содержания пирита, соответственно: менее 2 (обычно 0.8–1.5), 2–3, 3–5 и более 5 мас. %; 5 – горизонтальная проекция рудного тела на поверхность на период 1989 года; 6 – тектонические нарушения; 7 – положение разреза по профилю 80.

ПИРИТОВЫЙ ОРЕОЛ

Массовое опробование керна на содержания серы в период до 1990 г. позволило составить картину распределения этого элемента в пределах отдельных скважин, разрезов и Михеевского рудного поля в целом, а также выяснить соотношение ореолов серы, меди, пирита и метасоматитов. Как уже отмечалось, рудная минерализация имеет пленочный, вкрапленный и прожилковый характер. Значительная часть пирита фиксируется в виде вкрапленности и прожилков. Большая часть этой вкрапленности сформировалась за счет железа темноцветных минералов – первичного амфибола, почти полностью замещенного хлоритом. Пирит из прожилков и вкрапленности Михеевского месторождения имеет магматический (метеоритный) изотопный состав [7]. Установлено, что величина $\delta^{34}S$ уменьшается от центральной части месторождения к периферии в среднем от +2.55 (19 проб) до +1.1‰ (4 пробы). Значение $\delta^{34}S$ пирита из Новониколаевского месторождения состав-

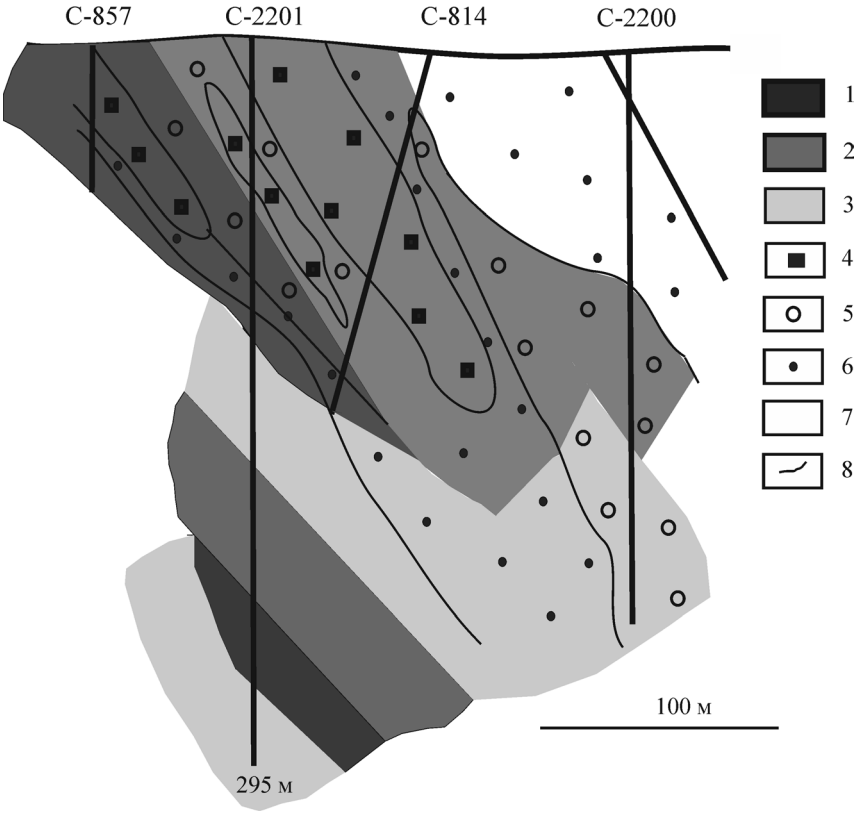

Рис. 9. Соотношение ореолов пирита и меди в южной части Михеевской рудной зоны по профилю 80 (см. рис. 8).

1–3 – ореолы пирита, содержания, соответственно: >5, 3–5 и 1–3 мас. %; 4–7 – ореолы меди с содержаниями, соответственно: >0.5, 0.3–0.5, 0.1–0.3 и <0.1 мас. %; 8 – контуры ореолов меди.

ляет в среднем +1.1‰ для прожилков и +6.1‰ – для тел массивного пирита.

В генерализованном плане рудно-геохимическая зональность Михеевского месторождения имеет следующий вид. К центральной части рудной зоны (содержание меди превышает 0.2–0.3 мас. %), круто падающей на восток, приурочен борнит, ассоциирующий с халькопиритом. Далее, со стороны висячего бока, идут зоны халькопирита и халькопирита с пиритом. В этих зонах встречаются повышенные содержания молибдена. В северном и центральном участках содержание пирита, как правило, не превышает 2 мас. %. Выше четко выделяется зона, в которой количество пирита в пропилитизированных породах возрастает до 2–3 мас. %. Участки с наиболее высоким содержанием пирита (3–5 мас. % и более) находятся в самой верхней части висячего бока ореола. Обработка анализов более тысячи проб позволила установить хорошую прямую зависимость между средними содержаниями меди в рудных телах и количеством пирита в висячем боку рудной зоны по 11 сечениям [21]. Здесь же сосредоточена также большая часть полиметаллической минерализации. Таким образом, в очень усредненном виде, количество пирита с запада на восток соответственно увеличивается (мас. %) от менее 2 (обычно 0.8–1.5) до 2–3 и, далее, до 3–5 и более (рис. 8). В самой внешней верхней зоне рудно-геохимического ореола количество пирита резко падает, но появляется значительная вкрапленность и микропрожилки магнетита, образующегося при актинолитизации амфибола. Вместе с тем, наблюдаются и случаи нарушения указанной зональности – появление обогащенных пиритом участков в лежачем боку или в центральной части рудной зоны (рис. 8, 9). Такая картина наиболее характерна для южного штокверка, где количество пирита не опускается ниже 2–3 мас. %. Это может указывать на наличие рудных тел, находящихся на глубоких горизонтах. Рассмотрение содержаний пирита по 10-м интервалам в пределах отдельных скважин свидетельствует о крайне неравномерном распределении зон повышенных содержаний этого минерала (рис. 10), что, скорее всего, связано с вариацией степени тектонической нарушенности (проницаемости для флюида) пород. Совершенно отсутствует корреляция между содержаниями пирита и халькопирита. В целом, можно считать, что пирит начинает формироваться в самом начале кислотного выщелачивания (при разложении амфибола и хлорита), однако большая его часть отла-

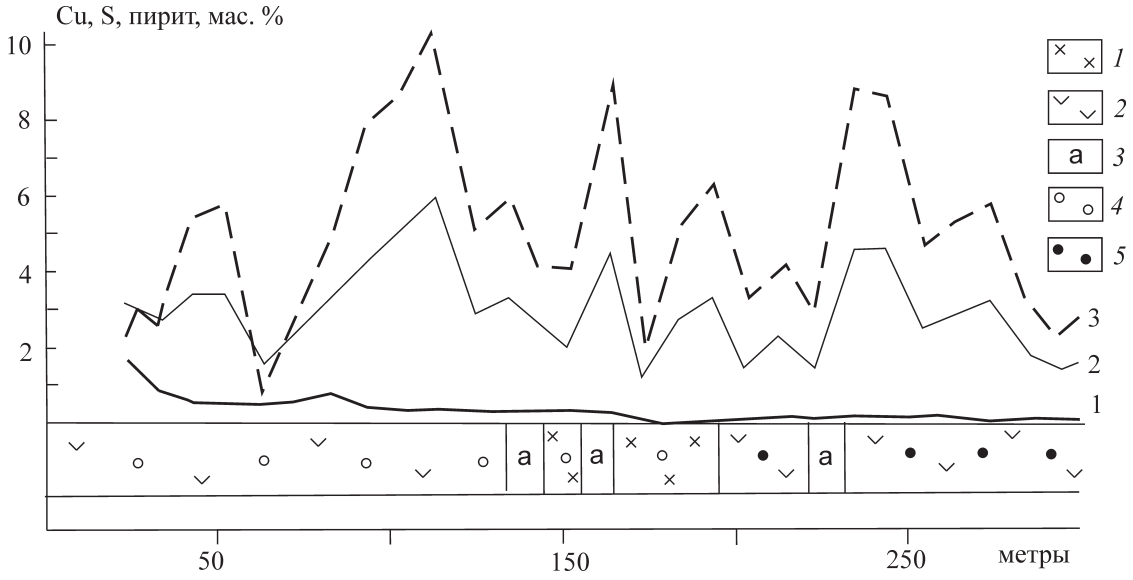

Рис. 10. Распределение Cu, S, пирита (мас. %) в скв. 2201 Михеевского месторождения (профиль 80, см. рис. 8).

Компоненты: 1 – медь, 2 – сера, 3 – пирит; породы: *1* – диоритовые порфириты; *2* – туфы и лавы андезит-базальтового состава; *3* – алевролиты, кварциты, песчаники; *4* – участки пропилитизации; *5* – участки серицитизации и хлоритизации. График построен по десятиметровым интервалам (интервал опробования – 2 м).

гается после образования халькопирита и, в значительной мере, в верхней части флюидного потока.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Тип рудоносного магматизма Новониколаевского рудного узла и порфировых объектов других регионов восточного склона Среднего и Южного Урала принципиально не отличается. Общей чертой малых интрузий почти всех порфировых месторождений и рудопроявлений является их кварцдиоритовый состав. Иногда в небольшом объеме присутствуют тела более основных и кислых гранитоидов натриевого профиля. Однако некоторые различия магматизма рассматриваемого рудного узла и других порфировых массивов Урала существуют, и их рассмотрение может иметь практическое и теоретическое значение для целей прогнозирования значительных по масштабу объектов. Возможно, наиболее важная особенность Новониколаевского рудного узла – наличие двухэтапного андезитового магматизма, выразившегося в последовательном развитии вулкано-плутонического ульяновского и мезо-гипабиссального михеевского субкомплексов в течении D_3^2–C_1^1 периода. Их образование, вероятно, несколько разорвано во времени. Генетическое единство и последовательность образования двух субкомплексов, а также фаз гранитоидов в пределах михеевского субкомплекса, подтверждается плагиогранитоидным составом всех пород, возрастанием содержаний K, Rb (табл. 1), а также наличием единых трендов на диаграммах Si–Ti, Mg, Fe, K.

В других регионах Урала совместное присутствие субвулканической и мезогипабиссальной фаций порфиров наблюдается только в пределах Биргильдинско-Томинского рудного узла, где сейчас выявлено значительное промышленное месторождение (1.7 млн. тонн Cu по категории C_2 [8]) в связи с мезо-гипабиссальными кварцдиоритовыми малыми интрузиями. С телами их субвулканических аналогов связано эпитермальное (Cu)-Au-Ag Березняковское месторождение, которое отрабатывается в настоящее время [12, 25 и др.]. Однако, в пределах этого узла не зафиксирован геологически обоснованный временной разрыв между субвулканическим и мезо-гипабиссальным комплексами. Вероятно, мы имеем дело с одной вертикально эволюционирующей медно-порфировой колонной [6]. Предполагающийся многими исследователями вулкано-плутонический комагматизм для некоторых других объектов Урала, гораздо менее рудоносных, не аргументирован современным аналитическим материалом, и носит виртуальный характер [2].

Важнейшим результатом продолжительной эволюции рудоносного андезитового магматизма является возрастание степени кристаллизационно-эманационной дифференциации андезитоидного расплава. Для рассматриваемого рудного поля это выражается в повышенном содержании K_2O в диоритоидах по сравнению с малодифференцированными порфировыми кварцдиоритовыми интрузиями Тагило-Магнитогорско-Западномугоджарской мегазоны (соответственно, 0.6–2.1 и 0.2–1.3 мас. %). Поздне- послерудные биотитовые высококалиевые (2.4–3.5 мас. % K_2O) плагиоадамеллит-порфиры

выявлены только в пределах Новониколаевского рудного узла. Обращает на себя внимание высокое содержание K, Rb, Cs, Nb, Ta, Th, U, TR в поздне- и послерудных плагиоадамеллит-порфирах по сравнению с диоритовыми порфиритами и плагиогранодиорит-порфирами михеевского субкомплекса, что свидетельствует об образовании расплава плагиоадамеллитов при глубокой кристаллизационной дифференциации. Интересно, что высокое содержание калия в гипотетическом расплаве реализовалось при кристаллизации не калишпата, а значительного количества биотита. Вместе с тем, на дискриминационной диаграмме анализ плагиоадамеллита находится в поле коллизионных гранитов, что не создает полной ясности в интерпретации генезиса плагиоадамеллита. В целом, диоритоиды относятся к незавершенной серии, сформировавшейся при высоком P_{H2O} = 1.5–2.5 кбар (определено по составу плагио-микропегматита).

Низкие содержания в диоритоидах суммы TR, Rb и K, обычное отсутствие Eu аномалии на графиках TR, как и положение анализов на всех дискриминационных диаграммах в поле островных дуг, позволяет отнести их к островодужному геохимическому типу. Спайдер-диаграммы гранитоидов подтверждают их надсубдукционную природу. Значения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$ отношения и величины $(\varepsilon Nd)_t$ в диоритовых порфиритах рудного поля (соответственно, 0.7050–0.7059 и 1.7–5.4) свидетельствуют о мантийной природе вещества, несколько загрязненного коровым материалом. Возможно, повышенная доля корового материала в порфирах связана с механизмом концентрации меди при формировании и становлении малых интрузий. Этот фактор следует учитывать при прогнозировании порфировых рудных полей Урала. Рудоносные диоритовые порфириты медно-порфировых месторождений, находящихся в пределах фемической Тагило-Магнитогорско-Западномугоджарской вулканогенной мегазоны, содержат меньше корового материала. Значения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$ отношения в них составляют 0.7038–0.7048, а величины $(\varepsilon Nd)_t$ отвечают 4.4–6.1. Промежуточное положение по величине $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$ = 0.7042–0.7051 занимают диоритовые порфириты Томинского рудного поля, подсчитанные запасы меди в котором, как указывалось, весьма значительны.

В генетическом плане, изотопные и петрогеохимические данные позволяют отнести рудоносные диоритоиды к островодужному геохимическому типу. Диоритоиды могут являться продуктом селективного плавления нижнекоровых метабазальтов или деплетированной мантии. Возможны различные механизмы формирования расплавов в зависимости от плейт-тектонического или классического подходов. Абсолютно все зарубежные геологи принимают сейчас модель формирования порфировых расплавов в системе слэб–мантийный клин. Такой подход неоспорим для современных (кайнозойских) островодужных месторождений, к которым и относится большинство объектов диоритовой модели. Однако, следует помнить, что уральские (и зауральские) порфировые рудно-магматические системы сформировались в очень широком возрастном (S–C) и латеральном интервале в палеозое и, притом, имеют общие черты сходства в объеме диоритовой модели.

Метасоматический ореол Михеевского месторождения, наиболее детально изученный нами, типичен для порфировых месторождений, связанных с андезитовым (кварцдиоритовым) магматизмом островодужного типа. Зональность отвечает кварц-серицитовой формации или филлизитовому типу (по принятой за рубежом терминологии). Картирование метасоматитов имеет важнейшее значение для успешного прогнозирования, выделения новых перспективных площадей и рациональных поисков в их пределах рудных объектов. Принципиальное значение при этом имеет картирование зоны максимальной серицитизации как рудоподводящего канала. Выше было показано, что рудные тела занимают определенные позиции относительно зоны серицитизации. Преимущественное отложение пирита в верхней части рудно-метасоматического ореола наблюдается на большинстве крупных медно-порфировых месторождений. Уровень содержаний карбоната и степени его распространения в серицитизированных породах может свидетельствовать, со значительной долей вероятности, о величине эрозионного среза медно-порфировой колонны. Частое присутствие карбоната в метасоматитах северного и, особенно, южного штокверков Михеевского месторождения должно указывать на их меньший эрозионный срез, по сравнению с центральным штокверком, и, соответственно, о больших перспективах выявления оруденения на глубине. Карбонат наиболее характерен для Новониколаевской зоны, что, наряду с часто гипабиссально-субвулканическим обликом гранитоидов, свидетельствует о небольшом срезе медно-порфировой колонны. Проблемы вертикальной зональности уральских объектов нами ранее рассматривались на примере Томинско-Березняковской группы месторождений [6]. Не исключена возможность выявления Cu-Au-Ag эпитермального оруденения в пределах Новониколаевского рудного поля, а также его окрестностей. Наличие тенденции возрастания содержания Au в рудах по мере уменьшения глубины становления медно-порфировых месторождений недавно показано в работе [25]. Значительная вариация и часто повышенные величины $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношения в жильном карбонате (0.7045–0.7071) из гидротермалитов свидетельствует о взаимодействии флюида с коровым веществом (скорее всего с мраморами) при гидротермальном минералообразовании.

Значительный интерес представляет широкое распространение крупных тел карбонат-хлорит-серицит-парагонит-кварцевых метасоматитов, наиболее характерных для Новониколаевской зоны. Парагонит, как известно по экспериментальным данным, образуется при умеренной кислотности флюида и высокой величине Na/K отношения (более 50), т.е. на изученных объектах в локальных зонах происходило значительное повышение концентрации натрия. Об этом же свидетельствует и частая встречаемость альбититов. Возможно, повышение концентрации натрия обусловлено его выносом при серицитизации плагиоклаза. По кальцит-доломитовому геотермобарометру температура образования двуслюдяных метасоматитов отвечает 270°С, давление – 0.8 кбар.

Многочисленные медно-порфировые месторождения и рудопроявления Урала соответствуют, за единичными исключениями, натриевой диоритовой модели порфировых систем (по В. Холлистеру), что впервые наиболее четко было показано А.И. Кривцовым [10]. Этот тип Cu-, Au-Cu-, (Mo)-Au-Cu-порфировых месторождений, связанный со слабо дифференцированными диоритовыми комплексами, не типичен для подавляющей части медно-порфировых регионов мира. Наиболее характерен он для островодужных областей (особенно фемического профиля), хотя гораздо более широкое распространение в них имеют кали-натровые и субщелочные рудоносные порфировые комплексы [26, 27 и др.]. До последнего времени были известны только мелко- и средне-масштабные объекты (месторождения Карибского бассейна, Бощекуль и др.) диоритовой модели. Однако, в последние два десятилетия открыты крупные порфировые месторождения диоритовой модели (и ассоциирующие с ними Cu-Au-Ag эпитермальные месторождения) на Филиппинах, находящиеся в пределах миоценовой островной дуги, и в других регионах [20, 22, 27 и др.]. Систематическое детальное производственное и научное изучение медно-порфировых рудопроявлений Южного Урала позволило доказать наличие на некоторых из них значительного по масштабу (1–2 млн. т меди и, возможно, более) промышленного оруденения (Михеевское, Томинское месторождения), а также Cu-Au-порфирового и Cu-Au-Ag эпитермального оруденения. Таким образом, Урал является сейчас новой промышленной медно-порфировой провинцией России. Дальнейшее целенаправленное изучение многочисленных рудопроявлений Урала с учетом прогнозных критериев [2, 16, и др.] должно увенчаться открытием новых средних–крупных месторождений диоритовой модели. В связи со сказанным, наибольшее внимание при прогнозировании новых объектов на Урале должны привлекать районы с дифференцированным порфировым магматизмом [2 и др.]. Аналогичный подход следует и из работ других исследователей [10, 13 и др.]. В пределах Тагило-Магнитогорско-Западномугоджарской и Восточно-Уральской вулканогенных мегазон островодужные районы могут иметь возраст от силура до верхнего девона включительно [18 и др.]. Закономерности размещения известных порфировых объектов рассмотрены в последнее время в работах [2, 8, 11, 14, 15, 17, 23 и др.].

ВЫВОДЫ

Новониколаевский рудный узел заметно отличается от других медно-порфировых месторождений Урала, связанных с малыми интрузиями кварцевых диоритов, по ряду особенностей магматизма и метасоматизма. Знание этих отличий может быть полезным для дальнейшего прогнозирования крупных порфировых объектов на Урале. Прежде всего, это многоэтапность процесса магматизма, заключающаяся в последовательном развитии двух субкомплексов в течение относительно короткого промежутка времени (D_3^2–C_1^1). Промышленное оруденение связано с поздним субкомплексом, как это обычно наблюдается и в других регионах. Петрогеохимические данные позволяют отнести рудоносные диоритоиды к островодужному геохимическому типу. Sr-Nd изотопные данные свидетельствуют о мантийной природе вещества, содержащего небольшое количество корового материала. Существенным отличием диоритоидов данного рудного поля от диоритоидов мелких месторождений и рудопроявлений Тагило-Магнитогорско-Западномугоджарской вулканогенной мегазоны является их несколько повышенная калиевая щелочнометальность и большее содержание корового материала. Интересным моментом является выявление в биотитовых плагиоадамеллит-порфирах послерудного дайкового комплекса повышенных содержаний ряда литофильных элементов, что ранее нами не наблюдалось на других порфировых объектах Урала. В пределах месторождений выделяются протяженные линейные метасоматические крутопадающие ореолы, центральные части которых представлены зонами интенсивной серицитизации. Наиболее значительные концентрации пирита (3–5 мас. % и более) находятся в самой верхней части висячего бока ореолов. На всех объектах рудного узла установлены парагонитсодержащие карбонат-хлорит-кварц-слюдистые метасоматиты, свидетельствующие о значительной концентрации натрия в локальных зонах. В целом, даже слабая кристаллизационная дифференциация мантийных или нижнекоровых базитов, включающая образование преимущественно андезитоидных дифференциатов, может приводить к образованию значительных по масштабу месторождений.

Автор признателен многим коллегам, прежде всего Ю.Л. Ронкину, В.Г. Крживицкой, Н.В. Черед-

ниченко, Д.В. Киселевой, О.П. Лепихиной и другим товарищам за помощь в работе. Критические замечания рецензента были очень полезны при доработке рукописи.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект 12-05-00103а) и по программе Президиума РАН № 27, финансируемой УрО РАН (проект 12-П-5-2015).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Белгородский Е.А., Черкашев С.А., Грабежев А.И., Шаргородский Б.М.* Медно-порфировый Новониколаевский рудный узел. Свердловск. 1991. 53 с.
2. *Грабежев А.И.* Рениеносные медно-порфировые рудно-магматические системы Урала: геологическое положение, изотопно-петрогеохимическая и возрастная латеральная зональность // Литосфера. 2012. № 4. С. 190–207.
3. *Грабежев А.И.* Рений в медно-порфировых месторождениях Урала // Геология рудн. месторожд. 2013. Т. 55, № 1. С. 13–26.
4. *Грабежев А.И., Бахтина А.П.* Парагонитсодержащие метасоматиты медно-порфировых месторождений (Новониколаевский рудный узел, Южный Урал) // Записки ВМО. 1991. № 4. С. 51–58.
5. *Грабежев А.И., Белгородский Е.А.* Продуктивные гранитоиды и метасоматиты медно-порфировых месторождений. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 1992. 199 с.
6. *Грабежев А.И., Кузнецов Н.С., Пужаков Б.А.* Рудно-метасоматическая зональность медно-порфировой колонны натриевого типа (парагонитсодержащие ореолы, Урал). Екатеринбург. 1998. 171 с.
7. *Грабежев А.И., Сотников В.И., Чащухина В.А.* Изотопный состав сульфидов уральских медно-порфировых месторождений // Геохимия. 1989. № 10. С. 1508–1512.
8. *Контарь Е.С.* Геолого-промышленные типы месторождений Cu, Zn, Pb на Урале (геологические условия размещения, история формирования, перспективы). Екатеринбург: Уралнедра. 2013. 199 с.
9. *Косарев А.М.* петрохимические и геохимические особенности базальтов Южного Урала и их значение для металлогенических построений // Металлогения Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1986. С. 47–63.
10. *Кривцов А.И., Мигачев И.Ф., Попов В.С.* Медно-порфировые месторождения мира. М.: Наука, 1986. 236 с.
11. *Кузин А.В.* Андезитовая формация Тагильсой зоны. Екатеринбург: Изд УГГУ, 2009. 98 с.
12. *Плотинская О.Ю., Грознова Е.О., Коваленкер В.А. и др.* Минералогия и условия образования руд Березняковского рудного поля (Южный Урал, Россия) // Геология рудных месторожд. 2009. № 5. С. 414–443.
13. *Попов В.С.* Геология и генезис медно- и молибденпорфировых месторождений. М.; Наука. 1977. 203 с.
14. *Пучков В.Н.* Очерк минерагении Урала // Проблемы геологии и минералогии. Сыктывквар: Геопринт. 2006. С. 195–222.
15. *Пучков В.Н.* Геология Урала и Приуралья. Уфа: Институт геологии УНЦ РАН, 2010. 279 с.
16. *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.
17. *Серавкин И.Б., Минибаева К.В., Родичева З.И.* Медно-порфировое оруденение Южного Урала (обзор) // Геологический сборник № 9. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2011. С. 186–200.
18. *Ферштатер Г.Б., Краснобаев А.А., Бородина Н.С.* Фаменский (365–355 млн. лет) магматизм Уральского эпиокеанического орогена: новые данные по эволюции, геохимии, изотопии // Литосфера. 2011. № 2. С. 53–67.
19. *Шаргородский Б.М., Новиков И.М., Аксенов С.А.* Михеевское месторождение медно-порфировых руд на Южном Урале // Отечественная геология. 2005. № 2. С. 57–61.
20. *Cooke D.R., Hollings P., Chang Z.* Philippine porphyry and epithermal deposits: an introduction // Econ. Geol. 2011. V. 106, № 8. P. 1252–1256.
21. *Grabezhev A., Borovikov Y.* Porphyry copper deposits of the Urals // Resource Geology. Special Issue (Proceeding of the 29th IGC). 1993. № 15. P. 275–284.
22. *Hedenquist J.W., Arribas A., Reynolds T.J.* Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines // Econ. Geol. 1998. V. 93, № 4. P. 373–405.
23. *Herrington R.J., Zaikov V.V., Maslennikov V.V., Braun D., Puchkov V.N.* Mineral deposits of the Urals and links to geodynamic evolution // Econ. Geol. 2005. V. 100. P. 1069–1095.
24. *Murakami H., Seo J.H., Heinrich C.A.* The relation between Cu/Au ratio and formation depth of porphyry-style Cu-Au ± Mo deposits // Miner. Depos. 2010. V. 45. P. 11–21.
25. *Plotinskaya O.Y., Grabezhev A.I., Groznova E.O., Seltmann R., Lehmann B.* The Late Paleozoic porphyry-epithermal spectrum of the Birgilda−Tomino ore cluster in the South Urals Russia // J. Asian Earth Sci. 2013. http://dx.doi.org/10.1016/j.jseaes.2013.01.015
26. *Seedorff E., Dilles J.H., Proffett J.M.Jr., Einaudi M.T., Zurcher L., Stavast W.J.A., Johnson D.A., Barton M.D.* Porphyry deposits: characteristics and origin of hypogene features // Econ. Geol. 100th Anniversary volume. 2005. P. 251−298.
27. *Sillitoe R.H.* Porphyry copper systems // Econ. Geol. 2010. V. 105. № 1. P. 3–42.

Рецензент Г.Ю. Шардакова

Novonikolaevsk (Mo, Au)-Cu-porphyry ore area (Southern Ural, Russia): Petrogeochemistry of orebearing granitoids and metasomatites

A. I. Grabezhev

Insnitute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS

Novonikolayevsk ore junction (225 km to south of Chelyabinsk) takes place in deep fault zone that separates the East Ural volcanogenic sialic-femic Megazone and Trans-Urals one. Here it was revealed the large Mikheyevsk (Mo, Au)-Cu-porphyry deposit (more than 1.7 million tons of Cu) with Re-rich molybdenite. Granitoids of ore junction represent by quartzdiorite with very small amount of plagiogranodiorite porphyry and veins of biotite plagioadamellite porphyry. Two-stage intrusion of these rocks and link of mineralization with the second stage were established. U-Pb SHRIMP-II zircon age of weakly sericitized diorite porphyry of the Mikheevsk field is 356 ± 6 Ma. Diorite porphyrites and plagiogranodiorite porphyry of ore field are characterized, by slightly greater potassium content (up to 0.8–1.8 wt .% K_2O) compared to most Urals porphyry copper deposits which are described by diorite model. In lowest altered granitoids is fixed the low content (ppm) total REE (21–79), Rb (4–10), Y (6–15) that corresponds to their position in island-arc field in discrimination diagrams. On the REE distribution graphs the Eu minimum usually absents. Sr-Nd isotopic data indicate about mantle nature of matter, with some contaminated by crustal material – $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$ = 0.7050–0.7059, (εNd) t = 1.7–5.4. The linear steeply dipping metasomatic halo content the zone of intense sericitization in the central part. Mikheevsk deposit is on the border of this central zone with sericitization-chloritization or propylitization zones in the hanging. The most significant pyrite concentrations (3–5 wt. % or more) are in the apical part of the halo. Large bodies of carbonate-chlorite-sericite-paragonite-quartz metasomatites are occurred the significant spreading. According to these parameters studied ore field is somewhat different from many small-scale Urals objects of the diorite porphyry copper model.

Keywords: *porphyry copper deposits, diorite magmatism,* Sr-*,* Nd-*isotope geochemistry, the Urals.*