

УДК 553.055+553.43+553.462

**СОРСКИЙ Cu–Mo-ПОРФИРОВЫЙ МАГМАТИЧЕСКИЙ ЦЕНТР  
(КУЗНЕЦКИЙ АЛАТАУ): О СВЯЗИ БАЗИТОВ И ГРАНИТОИДОВ  
ПО Sm–Nd-ИЗОТОПНЫМ И ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ**

© 2010 г. А. П. Берзина, А. Н. Берзина, П. А. Серов, В. О. Гимон

Представлено академиком Н.Л. Добрецовым 24.03.2009 г.

Поступило 07.04.2009 г.

Медно-порфировые месторождения локализируются в центрах многократного проявления магматизма, тесно ассоциируя при этом с порфировыми комплексами. Системы, продуцирующие оруденение этого типа, относятся к классу мантийно-коровых, характеризуются участием в их функционировании магм, варьирующих по составу от мафитовых и промежуточных до кислых. Установление источников магм разного состава, их взаимосвязи и роли в рудообразовании – вопросы первостепенного значения при изучении таких систем. В комплексе геологических и геохимических исследований, используемых для решения таких вопросов, весьма информативным является анализ изотопного состава Nd магматических пород. В этом плане рудообразующие системы Сибири практически не изучены. В работе представлены первые данные по изотопному составу Nd пород магматического центра, вмещающего наиболее продуктивное в Алтае-Саянской складчатой области Сорское Cu–Mo-порфировое месторождение. Анализ этих данных в комплексе с геохимическими позволяет лучше понять особенности развития полихронной мантийно-коровой рудно-магматической системы.

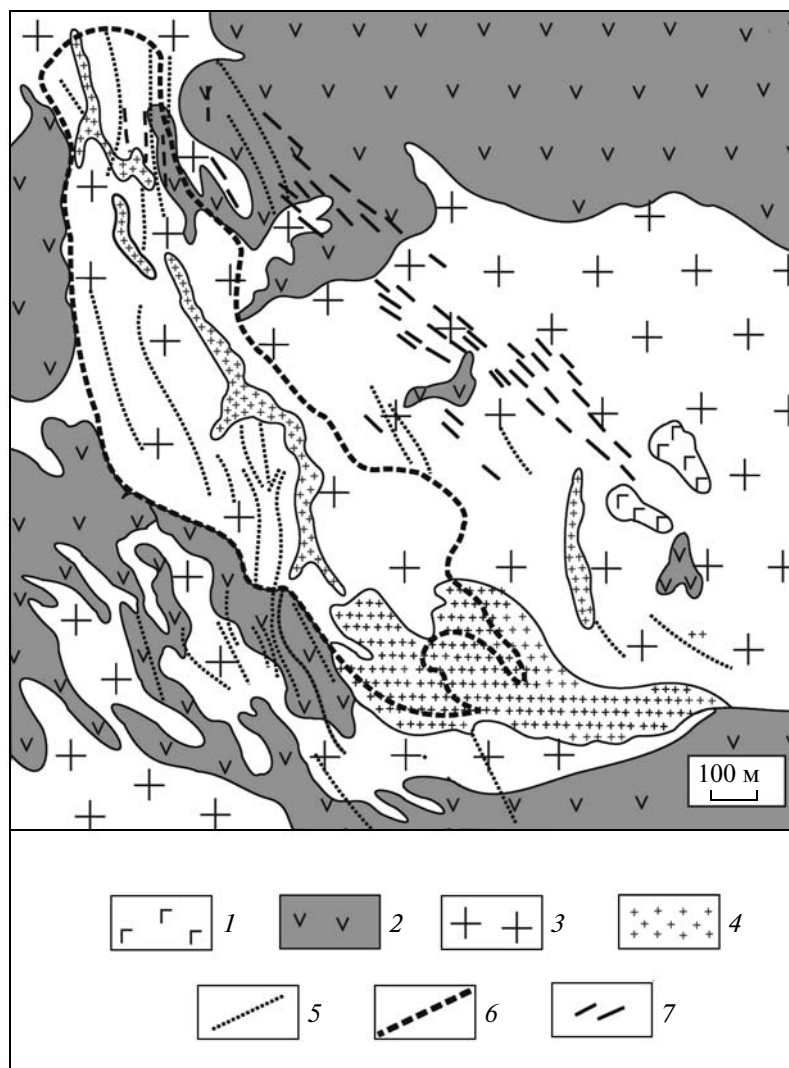
Сорский магматический центр (СМЦ), расположенный в северной части Уйбатского плутона (Кузнецкий Алатау), включает плутоногенные образования (вмещающий магматический комплекс) и локализованные в них штоки и дайки порфирового комплекса с медно-молибденовым оруденением (рис. 1). Кузнецкий Алатау (северо-западный фланг Алтае-Саянской складчатой области) интерпретируется как островодужный террейн, сложенный фрагментами позднерифейских–раннекембрийских офиолитовых ассоциаций, венд-

кембрийских островодужных комплексов и карбонатно-терригенных отложений внутриокеанических поднятий. Коллизия террейна с Сибирским континентом в позднем кембрии–раннем ордовике сопровождалась становлением гранитоидных батолитов пестрого состава. Один из них выделяется как Уйбатский плутон. Согласно современным представлениям, развитие Алтае-Саянской области от кембрия до девона включительно во многом обусловлено воздействием серии плюмов на литосферу континентальной окраины [1] или непрерывным развитием “горячей точки” в этом временном интервале [2].

Уйбатский плутон (1500 км<sup>2</sup>) сложен породами разного состава, образующими непрерывную габбро-гранитную серию. Габброиды встречаются среди монцонитоидов и гранитов в виде останцов до 4–5 км<sup>2</sup>, сложенных преимущественно авгит-амфиболовыми габбро и диоритами. За пределами плутона отмечаются небольшие массивы габбро, габбро-норитов и пироксеновых диоритов. В составе плутона преобладают породы промежуточного состава: монцодиориты, кварцевые монцодиориты и монцониты. Более поздние лейкограниты несколько уступают по объему монцонитоидам. Возраст монцонитоидов составляет 480–460 млн. лет, лейкогранитов – 440–420 млн. лет. Здесь и далее приведены геохронологические <sup>40</sup>Ar–<sup>39</sup>Ar-датировки по [3]. Порфировый комплекс представлен дайками мелкозернистых габбро, монцодиоритов, монцонитов и сиенитов (405–402 млн. лет) и штоко- и дайкообразными телами рудоносных гранит-порфиров (389–388 млн. лет). Породы вмещающего и порфирового комплексов пересекаются многочисленными порудными дайками диабазов, дацитовых порфиритов, плагиопорфиров и сиенит-порфиров. Эти дайки рассматриваются как комагматы девонских эффузивов близлежащих рифтогенных впадин, формировавшихся в условиях внутриплитной активности. Дайки девонского комплекса образуют пояс северо-западного простирания, прослеживающийся далеко за пределами центра. Геохронологические датировки пород поструд-

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева  
Сибирского отделения Российской Академии наук,  
Новосибирск*

*Геологический институт Кольского научного центра  
Российской Академии наук,  
Апатиты Мурманской обл.*



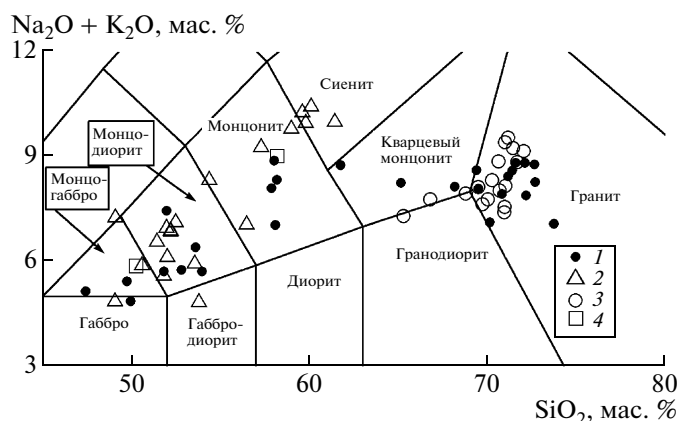
**Рис. 1.** Геологическая схема Сорского магматического центра. 1–3 – вмещающий комплекс: 1 – габброиды, 2 – монцонитоиды, 3 – лейкограниты; 4 – гранит-порфиры рудоносного комплекса; 5 – дайки девонского комплекса; 6 – контур брекчиевых руд; 7 – кварц-молибденитовые жилы.

ных даек (диабазы – 373 млн. лет, K–Ar; сиенит-порфиры – 360 млн. лет,  $^{40}\text{Ar}$ – $^{39}\text{Ar}$ ) и порфирового комплекса (405–388 млн. лет) свидетельствуют о том, что рудоносный магматизм предшествовал дайкам рифтогенного этапа и проявился близко с ними во времени. Сопряженность во времени магматизма СМЦ с внутриплитной активностью в Алтае-Саянской складчатой области позволяет предполагать, что длительный многоимпульсный магматизм СМЦ инициирован воздействием мантийных плюмов на континентальную литосферу.

Временной разрыв между вмещающим и порфировым комплексами составляет около 15 млн. лет. Вместе с тем комплексы представлены породными ассоциациями, близкими по минеральному составу и петрогеохимическим характеристикам [4]. Вмещающие лейкограниты и рудоносные гра-

нит-порфиры сопровождаются однотипными гидротермальными изменениями (калишпатизацией, альбитизацией, реже серицитизацией) и характеризуются общей металлогенической специализацией на медь и молибден. С лейкогранитами ассоциируют Cu–Mo-скарновая минерализация (в контакте с карбонатными толщами) и Cu–Mo-рассеянное оруденение в калишпатовых метасоматитах. Становление порфирового комплекса завершилось формированием Сорского медно-молибденового месторождения.

Минеральный состав габброидов и монцонитоидов двух комплексов варьирует в широких пределах, но в целом от первых ко вторым уменьшаются содержания пироксена, амфибола, магнетита, увеличиваются количества плагиоклаза, калишпата, биотита, кварца. Следует отметить высокие содержания амфибола, особенно в габб-



**Рис. 2.** Составы магматических пород СМЦ на классификационной диаграмме  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$  [5]. 1–4 – магматические комплексы: 1 – вмещающий, 2, 3 – порфировый: предрудные (2) и рудоносные (3) порфиры; 4 – девонские дайки.

ро вмещающего комплекса, где его количество часто превышает 50 об. %. Минеральный состав лейкогранитов и гранит-порфиров однообразен. Породы сложены плагиоклазом, калишпатом и кварцем примерно в равных количествах. Темноцветный минерал представлен биотитом, содержание которого не превышает 2%.

Породы вмещающего и порфирового комплексов относятся преимущественно к высоко-К-известково-щелочной серии. Отношение  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  возрастает от габброидов (0.3–0.4) к монцонитоидам (0.6–0.8), лейкогранитам и гранит-порфирам (0.6–1.0). В лейкогранитах и гранит-порфирах коэффициенты железистости и глиноземистости составляют соответственно 0.5–0.7 и 1.0–1.1. По геохимическим характеристикам лейкограниты и гранит-порфиры относятся к I типу.

На рис. 2 лейкограниты и гранит-порфиры образуют автономное поле, смещенное относительно общей направленности, образуемой фигуративными точками габброидов и монцонитоидов вмещающего и порфирового комплексов. Этот факт допускает предположение, что лейкограниты и рудоносные гранит-порфиры генетически не связаны с предшествующими монцонитами и монцонит-порфирами. Данные по изотопному составу Nd в породах СМЦ (табл. 1, рис. 3) позволяют конкретизировать характер взаимоотношений между магмами разного состава и продуктами их кристаллизации.

Наиболее ранние образования СМЦ представлены монцогаббро k-86a и k-75. Расчет  $\epsilon_{\text{Nd}}$  проведен на время 480 млн. лет, которое принимается как нижний возрастной предел монцогаббро [3].

**Таблица 1.** Изотопный состав Sm и Nd в породах СМЦ

| № пробы                 | Порода               | Sm   | Nd    | $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ | $T$ ,<br>млн. лет | $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$ | $T(\text{DM})$ ,<br>млн. лет |
|-------------------------|----------------------|------|-------|-----------------------------------|-----------------------------------|-------------------|------------------------------|------------------------------|
|                         |                      | ppm  |       |                                   |                                   |                   |                              |                              |
| Вмещающий комплекс      |                      |      |       |                                   |                                   |                   |                              |                              |
| k-86a                   | Монцогаббро          | 5.56 | 27.32 | 0.122953                          | $0.512498 \pm 14$                 | 480               | 1.8                          | 914                          |
| k-75                    | То же                | 7.94 | 43.74 | 0.109766                          | $0.512478 \pm 19$                 | 480               | 2.2                          |                              |
| k-90                    | Монцодиорит          | 5.24 | 27.53 | 0.115075                          | $0.512560 \pm 26$                 | 470               | 3.4                          |                              |
| k-87v                   | Монцонит             | 3.26 | 20.86 | 0.094395                          | $0.512478 \pm 17$                 | 470               | 3.0                          |                              |
| k-88b                   | Кварцевый монцонит   | 7.05 | 44.62 | 0.095447                          | $0.512501 \pm 24$                 | 470               | 3.4                          | 839                          |
| k-82                    | Лейкогранит          | 1.64 | 10.61 | 0.093367                          | $0.512400 \pm 26$                 | 420               | 0.9                          | 952                          |
| Порфировый комплекс     |                      |      |       |                                   |                                   |                   |                              |                              |
| k-81v                   | Монцогаббро-порфирит | 8.91 | 52.03 | 0.103562                          | $0.512407 \pm 23$                 | 405               | 0.3                          | 870                          |
| k-64                    | Гранит-порфир        | 1.64 | 13.21 | 0.075198                          | $0.512361 \pm 22$                 | 390               | 0.7                          |                              |
| Комплекс девонских даек |                      |      |       |                                   |                                   |                   |                              |                              |
| k-93a                   | Диабазовый порфир    | 4.91 | 24.93 | 0.119067                          | $0.512653 \pm 30$                 | 370               | 4.0                          | 794                          |
| k-86                    | Сиенит-порфир        | 4.15 | 27.86 | 0.089985                          | $0.512507 \pm 24$                 | 360               | 2.4                          |                              |

Примечание. Изотопный анализ Sm и Nd проведен в лаборатории геохронологии Геологического института КНЦ РАН по методикам [6]. Исследования выполнены на многоколлекторном масс-спектрометре “Finnigan MAT-262” (RPO) в статическом режиме измерений. Точность определения концентраций Sm и Nd составила  $\pm 0.2\%$  (2 $\sigma$ ), изотопных отношений  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} \pm 0.2\%$  (2 $\sigma$ ), точность определения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (2 $\sigma$ ) указана в таблице. За период измерений средние значения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  по стандартам составили: La Jolla ( $N = 11$ )  $0.511833 \pm 6$  (2 $\sigma$ ), Jindil ( $N = 44$ )  $0.512072 \pm 2$  (2 $\sigma$ ). При расчете величин  $\epsilon_{\text{Nd}}$  и модельных возрастов  $T(\text{DM})$  использованы современные значения для однородного хондритового резервуара (CHUR) ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$ ,  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$ ) и деплетированной мантии (DM) ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$ ,  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2136$ ).

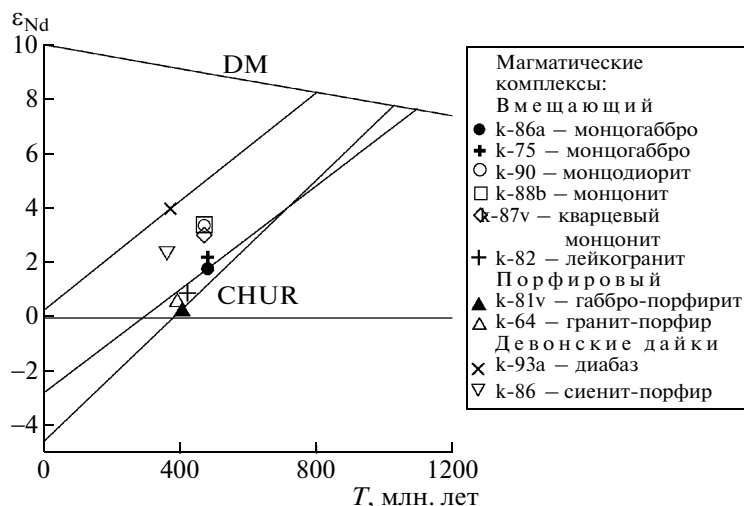


Рис. 3. Диаграмма  $\epsilon_{Nd}-T$  для пород СМЦ. DM – деплетированная мантия, CHUR – однородный хондритовый резервуар. Показаны тренды эволюции изотопного состава Nd базитов.

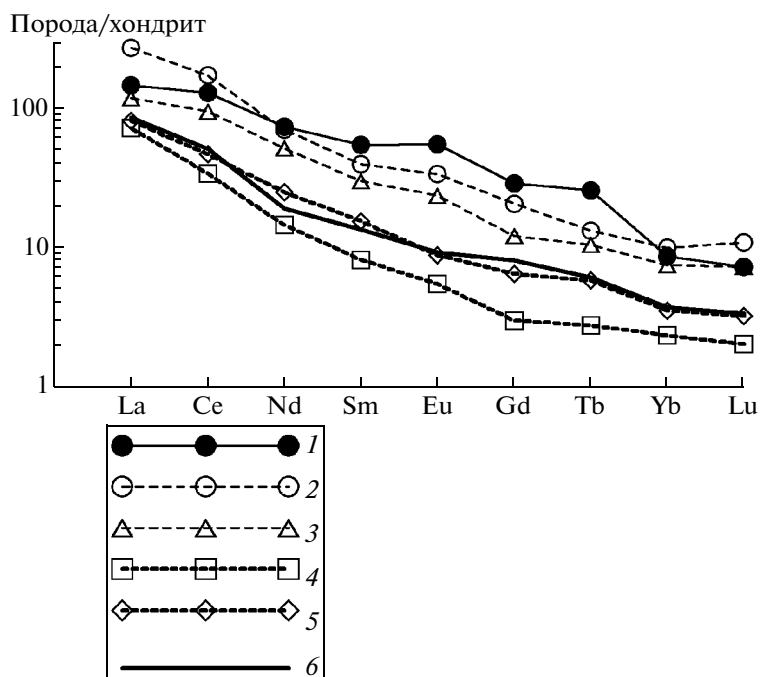


Рис. 4. Распределение редкоземельных элементов в породах вмещающего комплекса и рудоносных порфирах СМЦ. Содержания элементов нормированы по [7]. 1 – монзогаббро; 2 – монцодиорит; 3 – монзонит; 4, 5 – лейкогранит; 6 – рудоносный порфир.

Значения  $\epsilon_{Nd}(T)$  монзогаббро составляют +1.8 и +2.2 соответственно. Согласно этим оценкам, источником базальтоидной магмы при формировании вмещающего комплекса СМЦ был относительно слабо деплетированный мантийный резервуар.

В монзонитоидах вмещающего комплекса значения  $\epsilon_{Nd}(T)$  относительно монзогаббро повышаются и составляют в монцодиоритах +3.4, монзонитах +3.0, кварцевых монзонитах +3.4. Монзонитоиды в основном наследуют геохимические характеристики габброидов (рис. 4). Изо-

топные составы Sr габброидов и монцонитоидов стабильны и их значения перекрываются: отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  составляют 0.7043–0.7044 и 0.7043–0.7045 в апатитах монцонитоидов и габброидов соответственно [8]. С ростом количества  $\text{SiO}_2$  от габброидов к монцонитоидам и уменьшением содержаний мафических породообразующих оксидов и совместимых микроэлементов увеличиваются количества щелочей, Ba и высокозарядных микроэлементов (Zr, Hf, U, Th, Y), что дает основание для предположения о формировании монцонитоидного расплава в процессе фракционной кристаллизации базальтоидной магмы.

Относительно низкие значения  $mg^\#$  ( $<60$ ) и содержания совместимых микроэлементов ( $\text{Ni} < 75 \text{ ppm}$ ) габброидов указывают на то, что породы кристаллизовались не из первичной базальтоидной магмы, а ее деривата, сформировавшегося в процессе дифференциации. Крутой наклон спектра в области MREE и HREE свидетельствует о равновесии расплава с минералами, концентрирующими средние и тяжелые REE. Носителями средних редких земель в базитах являются пироксен и амфибол, тяжелых — гранат. Согласно [9], в водосодержащем базальтовом расплаве, формирующемся в условиях литосферы континентальных окраин, амфибол и пироксен устойчивы в широком диапазоне давлений: пироксен при  $P \leq 28$  кбар, амфибол при  $P \leq 26$  кбар. Гранат стабилен при  $P \geq 23$  кбар. Данные по распределению редких земель в габброидах позволяют предполагать, что базальтоидный расплав поступал с глубины около 70 км и его подъем к поверхности сопровождался фракционированием амфибола и пироксена.

Спектры REE монцонитоидов с крутым наклоном в области MREE и субгоризонтальным в области HREE доказывают, что они кристаллизовались из магмы, испытавшей фракционирование амфибола и/или пироксена в отсутствие граната. В водонасыщенном андезитовом расплаве гранат на ликвидусе появляется при 15.5 кбар; амфибол устойчив до 18 кбар при  $T < 950^\circ\text{C}$  и является единственной силикатной фазой при  $P \leq 15.5$  кбар [9]. Эти данные позволяют предполагать, что распределение MREE в материнском расплаве монцонитоидов контролировалось преимущественно амфиболом. Пик Sr на спайдердиаграммах и отсутствие отрицательной аномалии Eu на спектрах REE в монцонитоидах свидетельствуют о кристаллизации амфибола в отсутствие плагиоклаза, возможно, согласно экспериментальным данным, при  $P > 8$  кбар [10]. Все это предполагает формирование монцонитоидной магмы в процессе дифференциации базальтоидной магмы, обусловленной фракционирова-

нием амфибола, при  $15.5 > P > 8$  кбар, т.е. в глубинном интервале ~45–25 км, соответствующем нижней и средней коре.

Вместе с тем отмеченное выше повышение значений  $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$  в монцонитоидах относительно монцогаббро, очевидно, следует связывать с изотопной неоднородностью мантии, локально преобразованной на субдукционном этапе расплавами и флюидами, поступавшими из области плавления слэба. Возможно также, что изменение изотопного состава Nd монцонитоидов относительно габброидов вызвано участием в магматическом процессе новообразованной каледонской коры, характеризующейся преобладанием вещества деплетированной мантии [11] и значениями  $\varepsilon_{\text{Nd}}$  (480 млн. лет) около +7 [12].

В лейкогранитах  $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$  снижается до +0.9. На диаграмме  $\varepsilon_{\text{Nd}}-T$  лейкограниты удалены от монцонитоидов и расположены вблизи тренда эволюции изотопного состава Nd габбро k-86а, что, по-видимому, обусловлено генетическим родством этих пород. Последнее подтверждается изотопными составами Sr. Значение  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$  лейкогранитов по изохроне, составляющее 0.7046 [13], совпадает с изотопным составом Sr в апатитах габбро. Большой временной разрыв между лейкогранитами и габбро (не менее 40 млн. лет) не позволяет допускать образование кислого расплава в процессе кристаллизационной дифференциации базальтоидной магмы. По-видимому, формирование лейкогранитовой магмы происходило в связи с парциальным плавлением предшествующих базитов на фоне реактивизации мантийных процессов при переходе региона к девонскому рифтогенному этапу развития.

Крутой наклон спектров REE лейкогранитов ( $(\text{La}/\text{Yb})_n$  до 27) указывает на то, что при плавлении базитов лейкогранитовая магма находилась в равновесии с амфиболом и гранатом в рестите. Такая минеральная ассоциация в кристаллическом остатке при плавлении базитов образуется при  $P \geq 10-12$  кбар [10], что соответствует нижнекоровому глубинному уровню.

Исследователи Кузнецкого Алатау связывают развитие батолитов пестрого состава с плавлением коры на фоне резкой активизации мантийных процессов [13]. Приведенные выше данные по вмещающему комплексу свидетельствуют о том, что становление Уйбатского плутона (в районе СМЦ) происходило так же, как и андийских батолитов [14], на фоне многократного поступления магм из мантии, нижней и средней коры. Расплавы повышенной основности формировались преимущественно в процессе кристаллизационной дифференциации базальтоидной магмы. Образование лейкогранитовой магмы произошло в свя-

зи с плавлением ранее закристаллизовавшихся базитов.

Значение  $\varepsilon_{Nd}(T)$  монцогаббро-порфиритов (k-81b) составляет +0.3, рудоносных гранит-порфиров (k-64) +0.7. На рис. 3 порфириты лежат вблизи тренда изотопного состава Nd монцогаббро, что свидетельствует о близких по составу источниках или общем мантийном резервуаре. Рудоносные гранит-порфиры (k-64) по параметру  $\varepsilon_{Nd}(T)$  близки к лейкогранитам и так же расположены вблизи тренда эволюции изотопного состава Nd монцогаббро и монцогаббро-порфиритов, что дает основание предполагать образование гранит-порфиров, как и лейкогранитов, за счет предшествующих базитов. Возможен второй вариант, связанный с реактивизацией промежуточного очага лейкогранитовой магмы в результате теплового воздействия базальтоидной магмы, фиксируемой дорудными дайками базитов. По-видимому, оба варианта магматического процесса, отвечающие разным глубинным уровням, могли внести существенный вклад в развитие порфирового магматизма и его рудоносности.

По изотопному составу Nd девонские диабазовые порфириты существенно отличаются от базитов вмещающего и порфирового комплексов СМЦ. Значение  $\varepsilon_{Nd}(T)$  девонских порфиритов составляет +4.0. По этой характеристике девонские дайки приближаются к мафит-ультрамафитовым комплексам Кузнецкого Алатау, проявившимся в центре ареалов внутриплитного магматизма [15].

Сиенит-порфирам девонского дайкового комплекса соответствует значение  $\varepsilon_{Nd}(T)$  +2.4. Столь значительное отклонение этого параметра от диабазов не позволяет допускать ведущую роль в их образовании кристаллизационной дифференциации девонской базальтоидной магмы. На рис. 3 фигуративная точка сиенит-порфиров лежит на линии эволюции изотопного состава монцонита вмещающего комплекса. Модельный возраст  $T(DM)$  сиенит-порфиров, составляющий 933 млн. лет, близок к монцонитоидам плутона (табл. 1). В связи с этим можно предположить, что источником сиенит-порфировой магмы девонских даек могли быть монцонитоиды вмещающего комплекса и/или породы их источника.

Таким образом, выявленные особенности изотопного состава Nd пород вмещающего и порфирового комплексов, а также их геохимические характеристики свидетельствуют об образовании лейкогранитов и рудоносных порфиров в результате частичного плавления предшествующих базитов. Монцонитоиды являются продуктами фракционной кристаллизации базальтоидной магмы. Источником габброидов вмещающего и порфирового комплексов была слабо деплетиро-

ванная мантия. Эта мантия рассматривается как первичный источник для лейкогранитов и рудоносных порфиров опосредованно через предшествующие базиты, из которых они выплавлялись. В формировании монцонитоидов вмещающего комплекса принимала участие также мантия, измененная на субдукционном этапе в результате взаимодействия с расплавами, отделившимися от слэба, представленного базальтами типа MORB с более высокими значениями  $\varepsilon_{Nd}$ . Базитовые дайки девонского комплекса, сопоставляемые с вулканитами внутриплитного магматизма Кузнецкого Алатау, связаны с умеренно деплетированной мантией.

Результаты проведенных исследований позволяют оценить роль базитовой и кислой магмы в формировании рудного потенциала СМЦ. В мантийно-коровых системах медь и молибден транспортируются базальтоидной магмой из мантии в кору, где в процессе многоэтапного развития магматизма происходит перераспределение рудных элементов, концентрирование и мобилизация поздними расплавами и флюидами. В СМЦ благоприятные условия для концентрирования металлов создавались при массовом фракционировании амфибола (минерала-носителя металлов) из базальтоидных расплавов при внедрении в кору и частичном плавлении базитов в нижней–средней коре, сопровождавшемся перераспределением металлов в образующийся флюидосодержащий расплав. Обогащенные амфиболом породы в низах коры рассматриваются как потенциальный источник рудоносных флюидов, вовлекаемых в эндогенный процесс на этапе развития лейкогранитов и рудоносных гранит-порфиров.

Авторы выражают искреннюю благодарность акад. Н.Л. Добрецову и д.г.-м.н. О.М. Туркиной за обсуждение затронутых в работе вопросов, а также д.г.-м.н. Т.Б. Баяновой за содействие в проведении Sm–Nd-изотопных исследований.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 07–05–00664).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Добрецов Н.Л. // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 12. С. 1243–1261.
2. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. // Петрология. 2003. Т. 11. № 6. С. 556–586.
3. Сотников В.И., Пономарчук В.А., Шевченко Д.О. и др. // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 5. С. 786–801.
4. Берзина А.П., Сотников В.И., Берзина А.Н., Гимон В.О. // Геохимия. 1999. № 11. С. 1151–1166.
5. Middlemost E.A.K. // Earth-Sci. Revs. 1994. V. 37. P. 215–224.

6. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука, 2004. 174 с.
7. McDonough W.F., Sun S.-S. // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223–253.
8. Сотников В.И., Пономарчук В.А., Берзина А.Н. и др. // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 8. С. 1112–1123.
9. Allen J.C., Boettcher A.L. // Amer. Miner. 1983. V. 68. P. 307–314.
10. Rapp R.P., Watson E.B. // J. Petrol. 1995. V. 36. P. 891–931.
11. Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В. // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 12. С. 1321–1338.
12. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П. и др. // ДАН. 2002. Т. 387. № 3. С. 387–392.
13. Сотников В.И., Травин А.В., Берзина А.П., Пономарчук В.А. // ДАН. 1995. Т. 343. № 2. С. 225–228.
14. Annen C., Blundy J.D., Sparks S.J. // J. Petrol. 2006. V. 47. № 3. P. 505–539.
15. Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Владимиров А.Г. и др. // ДАН. 2004. Т. 398. № 3. С. 374–378.