

**ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ Cu-Mo-ПОРФИРОВОГО  
МАГМАТИЧЕСКОГО ЦЕНТРА ЭРДЭНЭТУИН-ОБО (Северная Монголия)  
В ОБЛАСТИ ВЛИЯНИЯ ПЕРМОТРИАСОВОГО ПЛЮМА**

**А.П. Берзина, В.И. Сотников**

*Институт геологии и минералогии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия*

Магматический центр Эрдэнэтуин-Обо (МЦЭ) расположен в пределах Северомонгольского магматического ареала, формировавшегося при взаимодействии пермотриасового плюма с литосферой в условиях активной континентальной окраины. В развитии МЦЭ выделяются два этапа: субдукционный с базальт-андезит-дацит-риолитовой серией и рифтогенный с трахибазальтовой. Гранитоидный магматизм центра (258—220 млн лет) представлен комплексами: селенгинским, шивотинским и рудоносным порфировым. Становлению селенгинских и шивотинских гранитоидов предшествовало внедрение габброидов. Трахибазальты проявились в пределах временного интервала гранитоидного магматизма: после селенгинского комплекса, близко по времени с шивотинским и рудоносным порфировым.

На субдукционном этапе развития МЦЭ влияние плюма фиксируется проявлением, наряду с обедненными, обогащенными литофильными элементами-примесями габбро, сопоставимыми с вулканитами трахибазальтовой серии и базальтоидами бимодальной серии Северной Монголии. Rb-Sr и Sm-Nd изотопные характеристики обогащенных габбро дают основание предполагать участие нижнемантийного источника в их формировании. С влиянием плюма как теплоносителя связывается крупномасштабное проявление вулканизма и, по-видимому, широкое развитие базитов этого этапа на глубине. Последние явились источником гранитоидной магмы, продуцировавшей селенгинские гранитоиды. Плавление протолита имело место в утолщенной (более 50 км) коре, препятствующей широкому проявлению в этот период базальтоидного вулканизма. Последнее стало возможным в связи с усилением влияния плюма, рифтогенезом, поднятием региона и растяжением коры, что благоприятствовало активизации базальтоидного и гранитоидного (шивотинского и рудоносного) порфирового) магматизма.

*Cu-Mo-порфировые месторождения, рудоносный комплекс, гранитоиды, пермотриасовый плюм, элементы-примеси в базитах и гранитоидах, Монголия.*

**CHARACTER OF FORMATION OF THE ERDENETIYN-OVOO PORPHYRY Cu-Mo  
MAGMATIC CENTER (northern Mongolia) IN THE ZONE OF INFLUENCE  
OF A PERMO-TRIASSIC PLUME**

**A.P. Berzina and V. I. Sotnikov**

The Erdenetiyn-Ovoo magmatic center (EOMC) lies within the North Mongolian magmatic area formed through the interaction of a Permo-Triassic plume with the lithosphere in the setting of active continental margin. Two stages are recognized in the EOMC history: subduction stage with participation of basalt-andesite-dacite-rhyolite series and rifting stage with trachybasalt series. The granitoid magmatism (258–220 Ma) is expressed as the Selenge, Shivota, and ore-bearing porphyry complexes. The formation of the Selenge and Shivota granitoids was preceded by the intrusion of gabbroids. Trachybasalts formed during the granitoid magmatism after the Selenge complex, nearly synchronously with the Shivota and ore-bearing porphyry complexes. At the subduction stage of the EMC evolution, the plume influence is documented from the appearance of gabbros both depleted and enriched in lithophile trace elements similar to volcanic rocks of trachybasalt series and basaltoids of bimodal series in northern Mongolia. The Rb-Sr and Sm-Nd isotope characteristics of the enriched gabbros suggest the participation of a lower mantle source in their formation. The plume, as a heat carrier, led to a large-scale manifestation of volcanism and, obviously, a wide development of basic rocks of this stage at depth. The basic rocks were the source of granitoid magma that produced the Selenge granitoids. The protolith melted in the >50 km thick crust preventing from the wide manifestation of basaltoid volcanism in that period. The increased plume influence, rifting, uplift of the region, and extension of the crust favored the basaltoid and granitoid (Shivota and ore-bearing porphyry) magmatism activity.

*Porphyry Cu-Mo deposits, ore-bearing complex, granitoids, Permo-Triassic plume, trace elements in basic rocks and granitoids, Mongolia*

## ВВЕДЕНИЕ

Геологическое развитие Северной и Центральной Азии в пермтриасе во многом контролировалось мантийными плюмами [Добрецов, 1997, 2003а,б; Добрецов и др., 2001, 2005; Ярмолюк, Коваленко, 2003а; Ярмолюк и др., 2000, 2001], с которыми связывают формирование крупных ареалов траппового, щелочного, бимодального, гранитоидного магматизма и крупнейших бассейнов интенсивного осадконакопления. Система этих близких или одновременных плюмов выделяется как пермтриасовый суперплюм, сопоставимый или превосходивший по масштабам и значению меловой [Добрецов, 1997]. Сходство возраста, некоторых геологических, петролого-геохимических и изотопных характеристик магматических образований, проявившихся в различных районах Азии, дает основание для предположения о существовании общего подлитосферного очага — грибообразной „шляпы“ (головки) суперплюма.

На Сибирской платформе, в центральной части ареала пермтриасового суперплюма, на огромной территории происходило излияние базальтоидной магмы (с формированием сибирских траппов) и внедрение ультраосновных и щелочных интрузивов, вмещающих крупнейшие Cu-Ni-ЭПГ и карбонатитовые месторождения. Одновременно магматизм широко проявился за пределами платформы в прилегающих орогенных поясах, где, наряду с прорывом через литосферу мантийных магм, значительную роль играли процессы взаимодействия базальтоидных расплавов с нижней корой, приводившие к развитию гранитоидов [Добрецов, 2003б].

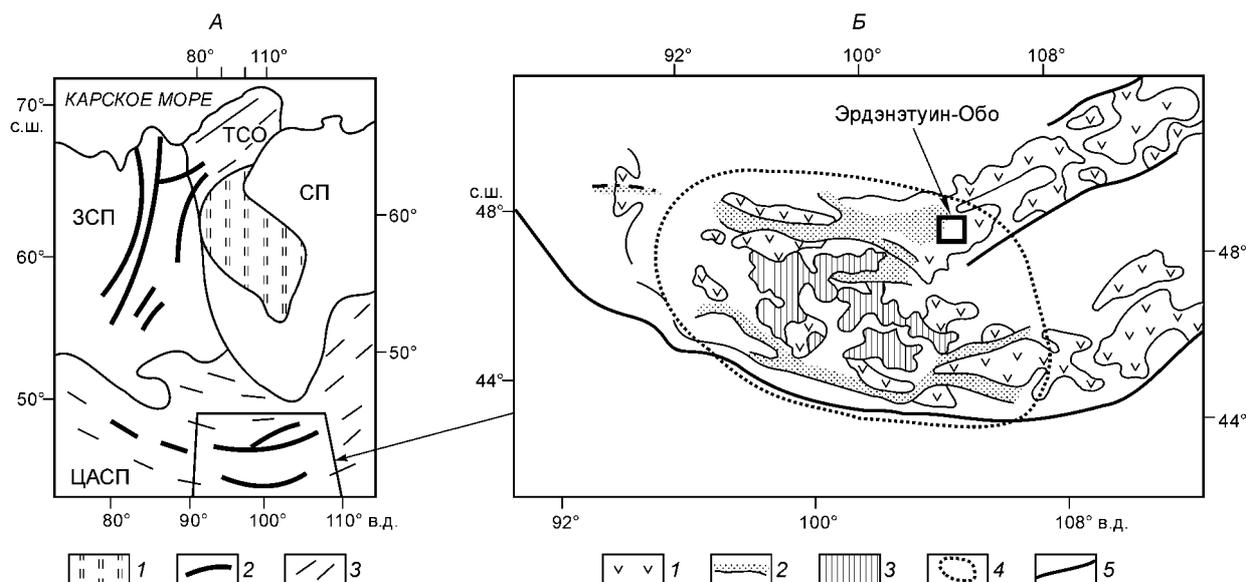
С взаимодействием пермтриасовых мантийных плюмов и литосферы в условиях активной континентальной окраины В.В. Ярмолюк и В.И. Коваленко [2000б] связывают формирование в Центрально-Азиатском складчатом поясе ряда батолитов известково-щелочных гранитоидов. Последние занимают центральную часть магматических ареалов и окаймляются зонами рифтогенеза с базальтовыми и бимодальными базальт-трахит-пантеллеритовыми ассоциациями и щелочными гранитоидами. В области влияния одного из плюмов в рифтогенной зоне Северомонгольского ареала расположен магматический центр Эрдэнэтуин-Обо с крупным Cu-Mo-порфировым месторождением [Берзина и др., 2004]. Оруденение такого типа широко проявилось также в связи с магматической активностью в условиях взаимодействия Йеллоустонского плюма с литосферой перекрывающей его Североамериканской плиты [Oppliger et al., 1997; Murphy et al., 1998; Pirajno, 2000].

Магматический центр Эрдэнэтуин-Обо включает разновозрастные комплексы, свидетельствующие о продолжительной высокой эндогенной активности. В статье с целью выяснения специфики развития МЦЭ в области влияния пермтриасового плюма анализируются петрогеохимические особенности формировавшихся здесь магматических образований.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ МЦЭ

МЦЭ расположен в Орхон-Селенгинском прогибе (ОСП), крупнейшей вулканогенной структуре рифтогенной зоны Северомонгольского пермтриасового магматического ареала (рис. 1). Прогиб выполнен вулканогенными образованиями двух серий [Гордиенко, 1987; Гаврилова, Оролмаа, 1991; Ярмолюк, Коваленко, 1991]: дифференцированной базальт-андезит-дацит-риолитовой ( $P_1$ — $P_2$ ) и трахибазальтовой ( $P_2$ — $T_1$ ), формировавшихся соответственно в условиях активной континентальной окраины и рифтогенеза. Вулканиды трахибазальтовой серии варьируют от базальтов нормальной щелочности до щелочных калиевых; преобладают базальты субщелочного ряда. Более кислые эффузивы имеют ограниченное распространение. Трахибазальтовая серия прогиба сопоставляется с бимодальной ассоциацией Северной Монголии [Ярмолюк, Коваленко, 1991]. По времени развития эти образования близки к траппам Сибирской платформы и сопряженной с нею рифтовой системы Западно-Сибирской плиты (см. рис. 1), фиксирующим центр максимальной активности пермтриасового суперплюма. Во многом близки также их петрогеохимические характеристики [Ярмолюк, Коваленко, 2003а].

В структурном плане МЦЭ, включающий эффузивные и интрузивные образования пермтриасового возраста (рис. 2), представляет поднятие, в центре которого расположен Эрдэнэтский плутон селенгинского комплекса, вмещающий штоки и дайки преимущественно гранодиорит- и гранит-порфиров рудоносного комплекса. На периферии поднятия развиты вулканиды дифференцированной и трахибазальтовой (трахиандезитобазальтовой по [Гаврилова, Оролмаа, 1991] серий. С последней тесно ассоциируют небольшие тела габбро, монцодиоритов, граносиенитов и гранитов шивотинского комплекса. Становление Эрдэнэтского плутона, по данным  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирования, происходило в интервале 258—247 млн лет [Сотников и др., 2005]. Эродированные гранитоиды плутона перекрываются эффузивами трахибазальтовой серии.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датировки шивотинского комплекса составляют 244—239 млн лет, рудоносного порфирового — 235—220 млн лет [Сотников и др., 2005]. В целом магматизм Эрдэнэтского района сопоставим по времени с проявлением плюмового магматизма (265—230 млн лет) в Северной Монголии [Ярмолюк, Коваленко, 2003б], а также сибирских траппов и ассоциирующих с ними гранитоидов (255—225 млн лет) [Добрецов, 2003а,б]. Имеющиеся геологические и геохронологические дан-



**Рис. 1.** Схема размещения ареалов пермотриасового внутриплитного магматизма (А) в пределах Сибирской платформы, Западно-Сибирской плиты, складчатого обрамления [Ярмолюк, Коваленко, 2003а] и положение МЦЭ (Б) в магматическом ареале Северной Монголии [Ярмолюк, Коваленко, 2003б].

А: 1 — траппы Сибирской платформы, 2 — рифтовые пояса с бимодальными сериями, 3 — складчатые системы. СП — Сибирская платформа, ЗСП — Западно-Сибирская плита, ЦАСП — Центрально-Азиатский складчатый пояс, ТСО — Таймырская складчатая область. Б: 1 — базальт-андезит-дацит-риолитовый комплекс активной континентальной окраины, 2 — пояса рифтового магматизма, 3 — Хангайский батолит, 4 — проекция мантийного плюма, контролировавшего развитие магматического ареала, 5 — разломы.

ные дают основание рассматривать МЦЭ как долгоживущую эндогенную систему, функционировавшую в области влияния пермотриасового мантийного плюма, взаимодействовавшего с литосферой активной континентальной окраины.

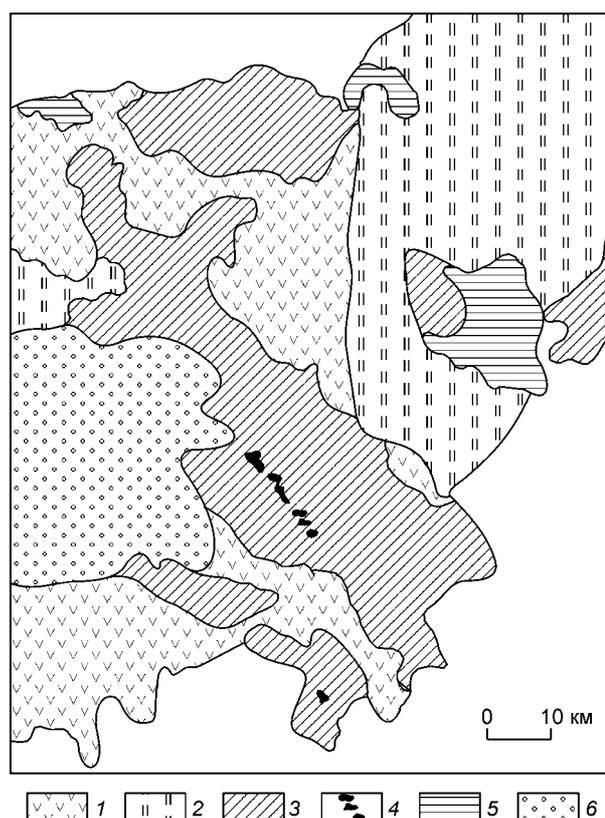
### ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ ПОРОД СЕЛЕНГИНСКОГО И РУДОНОСНОГО ПОРФИРОВОГО КОМПЛЕКСОВ

В разнообразных по возрасту и составу магматитах МЦЭ основное внимание нами уделялось изучению интрузивных комплексов, с которыми тесно ассоциирует пространственно (селенгинский) и во времени (порфировый) Cu-Mo оруденение.

**Селенгинский комплекс.** Эрдэнэтский плутон (площадь 550—600 км<sup>2</sup>, вытянут в северо-западном направлении на 55—60 км) сложен в основном породами трех ассоциаций: габброидной (габбро, габбро-диориты), гранитоидной (кварцевые диориты, монцодиориты, гранодиориты, монцограниты) и субщелочных гранитов с сиеногранит-

**Рис. 2.** Геологическая схема магматического центра Эрдэнэтуин-Обо [Гаврилова, Оролмаа, 1991].

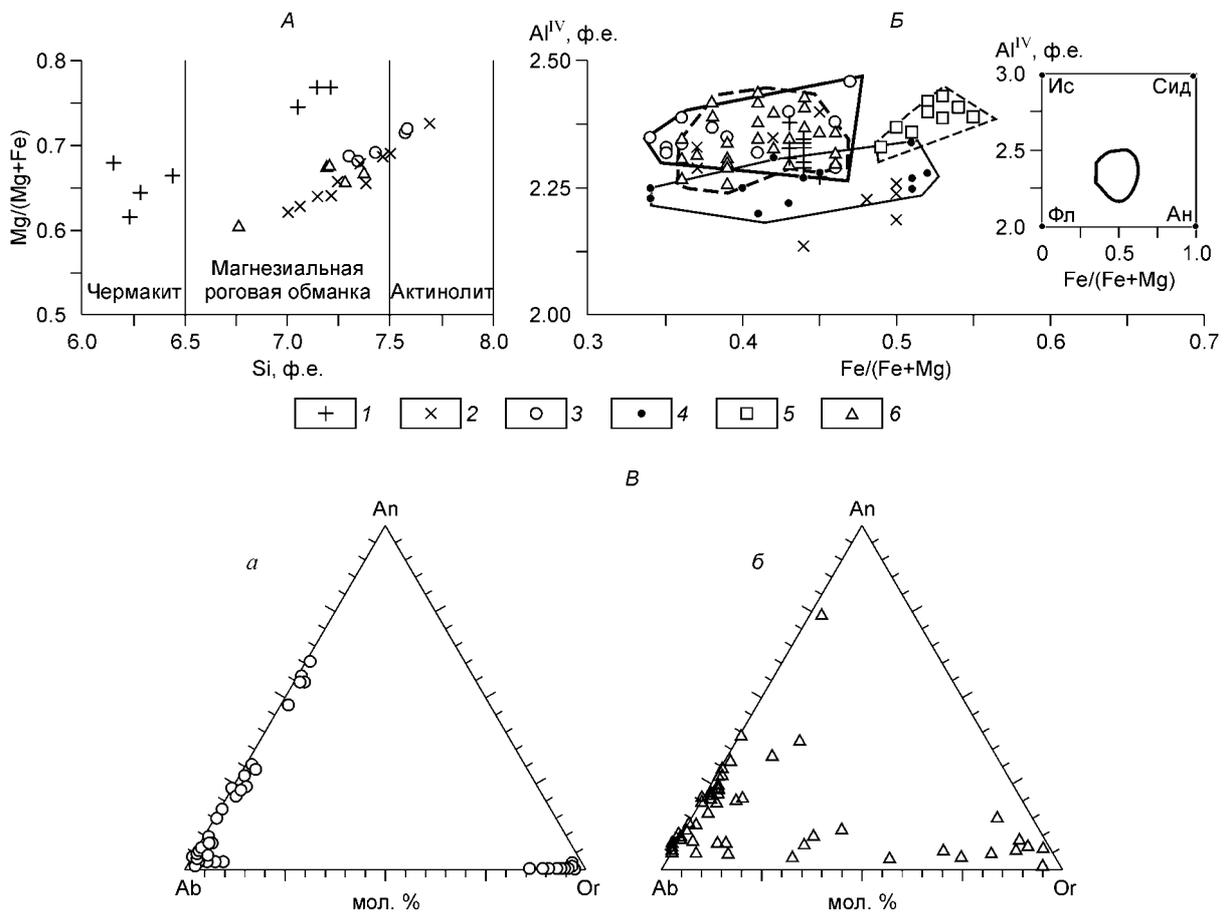
1, 2 — пермотриасовые вулканогенные серии: 1 — дифференцированная базальт-андезит-дацит-риолитовая, 2 — трахибазальтовая; 3—5 — интрузивные комплексы: 3 — селенгинский, 4 — рудоносный порфировый, 5 — шивотинский; 6 — осадочно-вулканогенная серия позднего триаса—ранней юры.



тами. Геологические взаимоотношения (четкие рвущие контакты, отсутствие постепенных переходов) между породами этих ассоциаций свидетельствуют о временном разрыве между внедрением материнских расплавов.

Габброидная ассоциация проявлена в виде небольших останцов среди гранитоидов (в масштабе рис. 2 габброиды и субщелочные гранитоиды не выделяются). В районе к ней по возрасту близок Номгонский перидотит-габбровый массив с Cu-Ni-ЭПГ минерализацией [Изох и др., 1998]. На долю гранитоидной ассоциации приходится около 70—80 % площади плутона. В этой ассоциации между диоритами, монцодиоритами и гранодиоритами отмечаются как рвущие контакты, так и постепенные переходы, что указывает на многократное поступление расплава на уровень становления плутона, где происходила его эволюция и кристаллизация. В дальнейшем тесно взаимосвязанные, с постепенными переходами гранодиориты и монцограниты, в целях сокращения, условно называются гранитоидами с подразделением их на Na- и K-Na-группы. Мелкие штоки и жиллообразные тела субщелочных гранитов и сиеногранитов занимают менее 5 % площади плутона.

Главные минералы гранитоидов — плагиоклаз, щелочной полевой шпат, кварц, амфибол, биотит. Амфибол и биотит присутствуют повсеместно. Их содержание в кварцевых диоритах и монцодиоритах достигает 50 %, в гранитоидах снижается до 5—10 %, в субщелочных гранитах до 0.5—1 %. В этом же направлении увеличивается доля биотита относительно амфибола. По составу амфибол (рис. 3, А) в целом варьирует от чермакита до магнезиальной роговой обманки и позднего актинолита. В габбро он представлен чермакитом и магнезиальной роговой обманкой. В породах гранитоидной ассоциации доминирует магнезиальная роговая обманка с актинолитовой оторочкой по периферии зерен. В целом составы



**Рис. 3. Составы амфиболов (А), биотитов (Б) и полевых шпатов (В) из пород МЦЭ на диаграммах соответственно Mg/(Mg + Fe)—Si [Leake et al., 1997], Al<sup>IV</sup>—Fe/(Fe + Mg) [Speer, 1984] и An—Ab—Or.**

А, Б: 1 — габброидная ассоциация, 2—4 — гранитоидная ассоциация: 2 — кварцевые диориты и монцодиориты, 3 — Na-гранитоиды, 4 — K-Na-гранитоиды; 5 — субщелочные граниты; 6 — порфиры рудоносного комплекса; ф.е. — формульные единицы. В — выделены поля составов биотитов: Na-гранитоиды (жирная линия), K-Na-гранитоиды (тонкая), субщелочные граниты (тонкая штриховая), порфиры рудоносного комплекса (жирная штриховая). На врезке показано поле составов биотитов Эрдэнэтуин-Обо; Фл — флогопит, Ан — аннит, Ис — истонит, Сид — сидерофиллит. В — полевые шпаты: а — из гранитоидов селенгинского комплекса, б — крапленники из порфиров рудоносного комплекса.

амфибола гранитоидной ассоциации образуют линейный тренд, смещенный относительно габброидной в область более низких значений  $Mg/(Fe+Mg)$  и повышенных Si. Имеющиеся данные по составу амфибола позволили оценить давление при минералообразовании по [Schmidt, 1992]: для габброидной ассоциации 7—5.5 кбар, для гранитоидной — 2.0—1.3 кбар.

В биотите доминирует флогопит-аннитовая составляющая (см. рис. 3, Б). В габбро он характеризуется узким диапазоном умеренных значений  $Fe/(Fe+Mg)$  и  $Al^{IV}$ . В гранодиоритах эти параметры варьируют в относительно широком интервале (соответственно 0.34—0.53 и 2.14—2.46). Биотит с повышенной долей истонитового минала распространен в Na-гранитоидах. Составы биотитов кварцевых диоритов и монцодиоритов образуют две группы. Одна из них близка к Na-гранитоидам, а вторая — к калиево-натриевым. В минерале субщелочных гранитов и сиеногранитов повышена доля сидерофиллитового минала.

В габброидной ассоциации состав плагиоклаза  $An_{61-48}$ . Содержание Or минала варьирует от 1 до 4 мол.%. Для гранитоидной ассоциации обычен плагиоклаз низкой основности: от  $An_{32-16}$  в диоритах до  $An_{24-4}$  в гранитоидах (см. рис. 3, В). Содержание Or минала не превышает 4 мол.%. Характерен щелочной полевой шпат с высоким содержанием Or компонента (86—96 мол.%). Содержание An составляющей в щелочном полевым шпате не превышает 3 мол.%.

Акцессорные минералы — магнетит, титаномагнетит, сфен, апатит, циркон. Максимальные их содержания отмечаются в габброидах. В гранитоидах и, в большей степени, в субщелочных гранитах и сиеногранитах количество акцессориев снижается.

**Рудоносный порфировый комплекс** представлен штоками (площадью до 2 км<sup>2</sup>) и дайкообразными телами (протяженностью до 250 м), сложенными в основном однотипными с селенгинским комплексом породами (преимущественно кварцевыми диоритовыми порфирами, гранодиорит- и гранит-порфирами). В становлении комплекса выделяется несколько ритмов [Гаврилова, Оролмаа, 1991; Сотников и др., 2005]. Наиболее изучены первые два ритма, проявившиеся в интервале 235—223 млн лет с разрывом между ритмами около 10 млн лет. Каждый ритм включает разные по составу, структуре и фациям породы, свидетельствующие о неоднократном поступлении магмы. С порфирами тесно ассоциируют гидротермально измененные породы с рудной минерализацией. С первым ритмом (порфиры I) связано формирование на месторождении штоко- и дайкообразных тел, сложенных преимущественно гранодиорит-порфирами, становление которых сопровождалось развитием основной рудной минерализации. Вторым ритмом (порфиры II) представлен многочисленными дайками кварцевых диоритовых порфиритов и гранодиорит-порфиром, с которыми ассоциирует менее продуктивное оруденение.

Видовой состав породообразующих и акцессорных минералов порфиром при качественном сходстве во многом отличается от селенгинского комплекса. Вкрапленники составляют от 5 до 60 об.% и представлены полевыми шпатами, амфиболом, биотитом и кварцем. Амфибол — магнезиальная роговая обманка, близкая по составу к таковой в селенгинских гранитоидах (см. рис. 3, А). Давление по амфиболу диоритовых порфиритов оценивается на уровне 1.6—1.0 кбар. Амфибол с повышенной долей чермакита кристаллизовался при давлении около 4 кбар. Биотит соответствует флогопит-анниту, но относительно гранитоидов в нем повышены доли истонитового и сидерофиллитового миналов (см. рис. 3, Б). Среди вкрапленников (см. рис. 3, В) часто отмечаются, в отличие от гранитоидов, плагиоклаз и щелочной полевой шпат с повышенной долей Or (до 15 мол.%). Наряду с ортоклазом распространен анортоклаз, доля Or минала в котором составляет 35 мол.% и ниже. Основная масса сложена плагиоклазом ( $An_{6-11}$ ) и щелочным полевым шпатом переменного состава от  $Or_{97}$  до  $Or_{45}$  и реже до  $Or_{23}$ . Разный состав полевых шпатов порфиром в селенгинских гранитоидах обусловлен различием в глубинах, температурах и флюидном режиме их становления.

## ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Химические составы наиболее представительных пород селенгинского и рудоносного порфирового комплексов приведены в табл. 1. Для характеристики шивотинского комплекса использованы данные [Гаврилова, Оролмаа, 1991].

В эволюции химического состава пород селенгинского комплекса в целом проявляются две тенденции, что хорошо видно на диаграмме  $K_2O-SiO_2$  (рис. 4, А). Фигуративные точки пород комплекса, кроме Na-гранитоидов, образуют прерывистый линейный тренд в поле высококалиевой известково-щелочной серии. Выделяются четыре группы точек с содержанием  $SiO_2$  (мас.%): 50—58 (габброидная ассоциация), 61—64 и 67—71 (гранитоидная, представленная соответственно кварцевыми диоритами с монцодиоритами и K-Na-гранитоидами), 74—78 (субщелочные граниты с сиеногранитами). Na-гранитоиды, в которых при содержании  $Na_2O$  — 4.5—5.5 мас.% количество  $K_2O$  не превышает 3 мас.%, отклоняются от этого тренда в поле известково-щелочной серии. Величина  $K_2O/Na_2O$  составляет в гранитоидах: натриевых — 0.3—0.6, калиево-натриевых — 0.7—1.1. В субщелочных гранитах и сиеногранитах оно возрастает до 1.4—1.9.

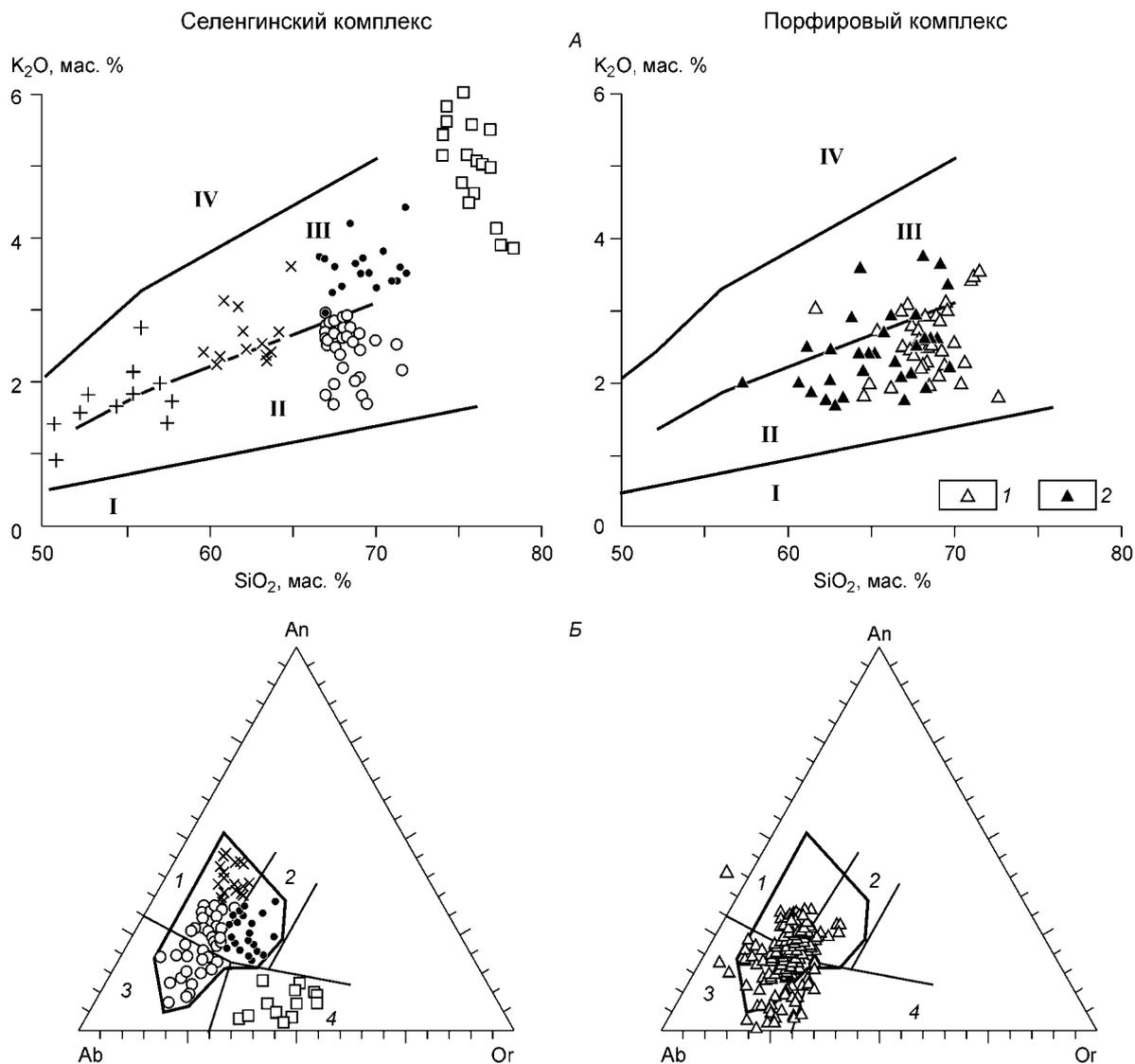
Таблица 1. Содержания породообразующих (мас.%) и примесных (г/т) элементов в породах селенгинского и рудоносного порфиривого комплексов

Компонент	Селенгинский						Рудоносный порфиривый				
	830a	419e	857d	756a	746b	418	760b	854b	235	788b	818
SiO <sub>2</sub>	50.60	56.97	63.62	68.27	69.05	74.00	64.8	66.59	68.64	64.6	68.26
TiO <sub>2</sub>	1.59	1.09	0.73	0.44	0.37	0.16	0.46	0.34	0.30	0.54	0.35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.50	16.97	16.37	16.24	14.90	13.5	17.4	15.79	16.88	15.60	16.44
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.16	3.57	2.46	1.90	1.21	0.71	1.64	0.56	0.57	2.94	0.95
FeO	5.45	3.93	2.24	0.95	1.54	1.00	1.50	2.69	1.36	2.40	1.86
MnO	0.12	0.15	0.06	0.04	0.05	0.02	0.05	0.06	0.09	0.05	0.06
MgO	4.86	3.26	1.67	0.96	1.32	0.19	1.14	1.45	0.66	1.16	0.82
CaO	6.90	6.14	3.71	2.50	2.43	0.92	2.82	2.27	2.77	2.11	2.55
Na <sub>2</sub> O	4.33	3.66	5.01	5.06	4.15	3.50	6.00	4.91	4.90	5.00	5.04
K <sub>2</sub> O	1.43	1.99	2.41	2.78	3.50	5.42	1.28	2.70	2.54	2.11	2.40
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.58	0.27	0.20	0.14	0.11	0.03	0.17	0.14	0.13	0.19	0.12
П.п.п.	2.41	1.50	0.99	0.68	0.63	0.51	2.30	2.01	0.80	2.86	0.93
Сумма	99.93	99.50	99.47	99.96	99.26	99.96	99.56	99.51	99.64	99.56	99.78
Rb	27	59.4	31	70.9	86.7	147	51	72	71	45	48
Cs	1.4	2.2	2.7	2.5	1.3	4	2.3	2.4	2.8	2.9	1.9
Sr	1300	978	1110	911	420	332	1280	750	1179	980	1105
Ba	436	723	1483	827	857	981	817	1222	1878	1051	1358
La	18.8	13.3	19	14.7	14.2	15.2	13	16.9	9	14.7	15.3
Ce	46.2	29.9	35	32	33	32	26	33	18.2	30	29.9
Nd	32.2	16.4	15.2	13.3	15	13.6	12.2	13.9	9.6	15.7	14.1
Sm	10	4.5	2.6	2.7	3.2	2.7	2.7	2.6	2	3.4	2.6
Eu	2.27	1.15	0.76	0.73	0.68	0.54	0.74	0.69	0.56	0.84	0.67
Gd	6.7	3.6	1.8	2.1	2.6	1.9	2	2	1.3	1.9	1.6
Tb	0.96	0.47	0.26	0.26	0.41	0.36	0.23	0.23	0.21	0.28	0.26
Yb	1.51	1.28	0.42	0.61	1.24	2.02	0.41	0.45	0.35	0.55	0.54
Lu	0.19	0.22	0.06	0.11	0.19	0.34	0.08	0.08	0.06	0.09	0.09
Y	20.7	6.1	10	5	13	14.07	7.23	7.07	5.5	5	5
Zr	82	120	150	99	215	104	101	102	98.2	112	105
Hf	2.2	4	3.2	3.9	4.9	4.7	3.1	3.7	3.4	3.3	3.6
Ta	0.6	0.16	1.9	0.25	0.63	0.8	0.2	0.2	0.1	0.2	0.2
Nb	6.5	6	4	4.02	6	8.43	4.62	4.32	7.82	5.62	5.14
Th	2	2.4	2.7	2.9	7.7	13.5	1.7	3.3	1.1	2.8	2
U	1.6	1.4	1.1	1.3	1.4	1.8	0.8	1.4	0.6	1.3	0.8

Примечание. Селенгинский комплекс, образцы: 830a — габбро-диориты, 419e — кварцевые диориты, 857d — кварцевые монцодиориты, 756a — Na-гранитоиды, 746b — K-Na-гранитоиды, 418 — субщелочные граниты. Рудоносный порфиривый комплекс: Ритм I: 760b — кварцевые монцодиорит-порфиры; 854b — гранодиорит-порфиры, 235 — монцогранит-порфиры; Ритм II: 788b — кварцевый монцодиорит-порфир, 818 — монцогранит-порфиры. Анализы (включая использованные при построении диаграмм) выполнены в Институте геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск). Оксиды (аналитик А.Д. Киреев), Rb, Sr, Zr, Nb, Y (аналитик М.С. Мельгунов) определены рентгенофлуоресцентным анализом, Ba, Cs — атомно-абсорбционным (аналитик И.Ю. Иванченко), REE, Ta, U, Th — нейтронно-активационным (аналитик Ю.Г. Шипицын).

В Na-гранитоидах относительно калиево-натриевых повышены количества Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и понижены K<sub>2</sub>O, MgO, FeO<sub>общ</sub> (рис. 5). На классификационной диаграмме An—Ab—Or их фигуративные точки находятся в полях тоналитов и трондjemитов (см. рис. 4, Б). В порфирах рудоносного комплекса содержание SiO<sub>2</sub> варьирует в основном в диапазоне 60—72 мас.% (см. рис. 4, А). В целом по химическому составу порфиры перекрываются с гранитоидной ассоциацией селенгинского комплекса (см. табл. 1, рис. 4) [Берзина, Сотников, 2003], но в отличие от последней среди них преобладают Na-гранодиорит-порфиры.

Породы габброидной ассоциации селенгинского комплекса характеризуются умеренными содержаниями фемафильных элементов-примесей (Ni — 70—130, Cr — 28—125 г/т), что согласуется с пони-



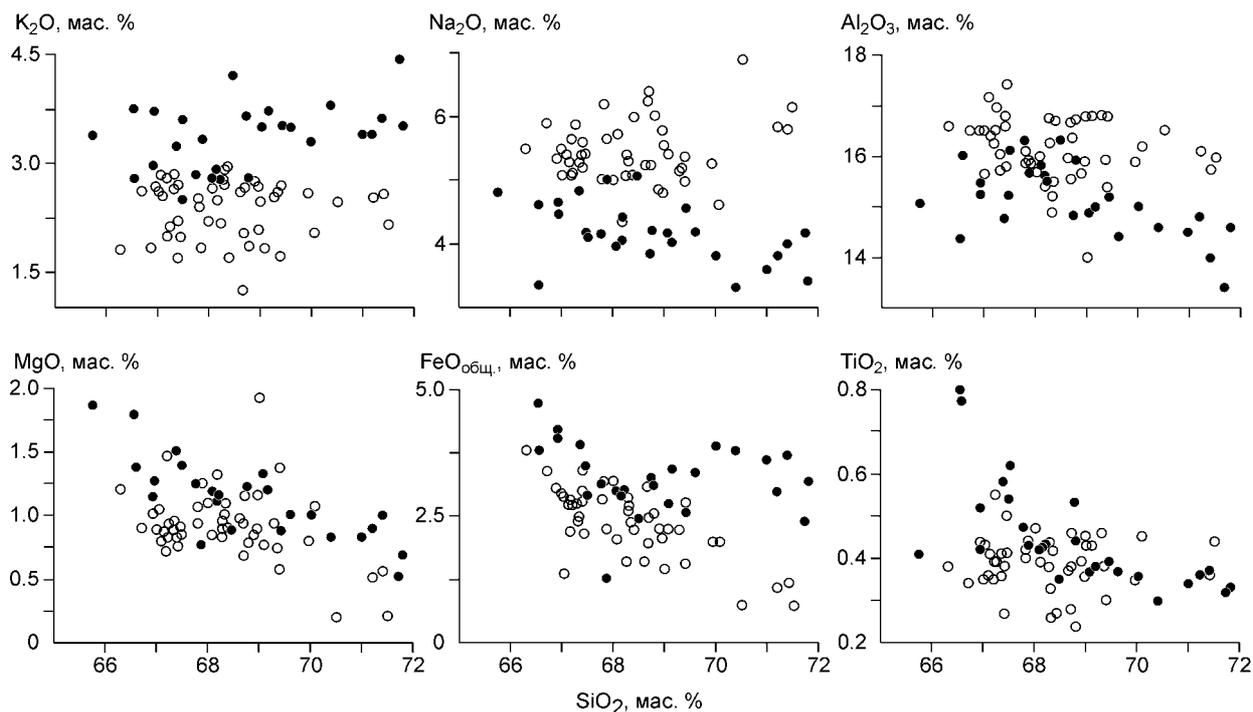
**Рис. 4.** Положение составов пород МЦЭ на классификационных диаграммах  $K_2O-SiO_2$  (А) и  $An-Ab-Or$  (Б).

Селенгинский комплекс — усл. обозн. см. на рис. 3; порфировый комплекс: 1 — порфиры I, 2 — порфиры II (на части Б, не разделены).

А — поля магматических серий, по [Rickwood, 1989]: I — толеитовой, II — известково-щелочной, III — высококальциевой известково-щелочной, IV — шощонитовой.

Б — поля по Ф. Баркеру из [Best, Christiansen, 2001]: 1 — тоналитов, 2 — гранодиоритов, 3 — трондьемитов, 4 — гранитов. Оконтурено поле селенгинских кварцевых диоритов, монцодиоритов, Na-, K-Na-гранитоидов. Порфиры I и II объединены.

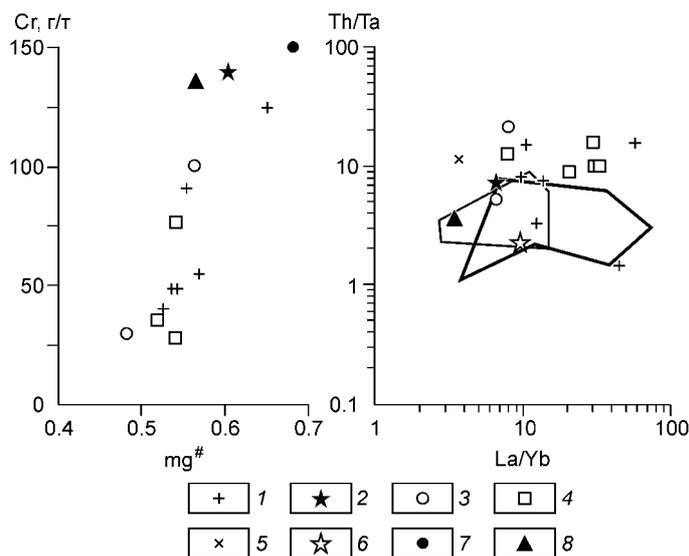
женными значениями  $mg^\#$  (рис. 6). В этих магматитах фиксируются (рис. 7) высокие содержания Sr (625—2350 г/т), Ba (275—740 г/т) и низкие Rb (7—39 г/т). На корреляционных диаграммах геохимических характеристик (см. рис. 6) приведены данные по габбро селенгинского комплекса, а также другим базитам МЦЭ (габбро шивотинского комплекса, базальтам дифференцированной и трахибазальтовой серий). Содержания Sr и магнезиальность ( $mg^\#$ ) для разновозрастных базитов МЦЭ варьируют, при этом максимальные значения Sr в габбро селенгинского и шивотинского комплексов близки к сибирским траппам. На диаграмме  $Th/Ta-La/Yb$ , которая используется для разделения базальтов разных геодинамических обстановок [Ярмолюк, Коваленко, 2003а], фигуративные точки составов базитовых пород МЦЭ частично попадают в поля континентальных платобазальтов и пород позднепалеозойской—мезозойской рифтовой системы Центральной Азии. В основном по несколько повышенным  $Th/Ta$  базиты МЦЭ располагаются выше этих полей, что, согласно [Tomlinson, Condie, 2001], свидетельствует об участии субдукционной компоненты в источнике. Значительная часть пород МЦЭ имеет более высокие значения  $La/Yb$  относительно платобазальтов и по этому параметру перекрывается с рифтогенными базитами. Рост  $La/Yb$  в последних связывается с участием обогащенной мантии в их образовании [Ярмолюк, Коваленко, 2003а].



**Рис. 5.** Содержания породообразующих оксидов в Na- и K-Na-гранитоидах селенгинского комплекса. Усл. обозн. см. на рис. 3.

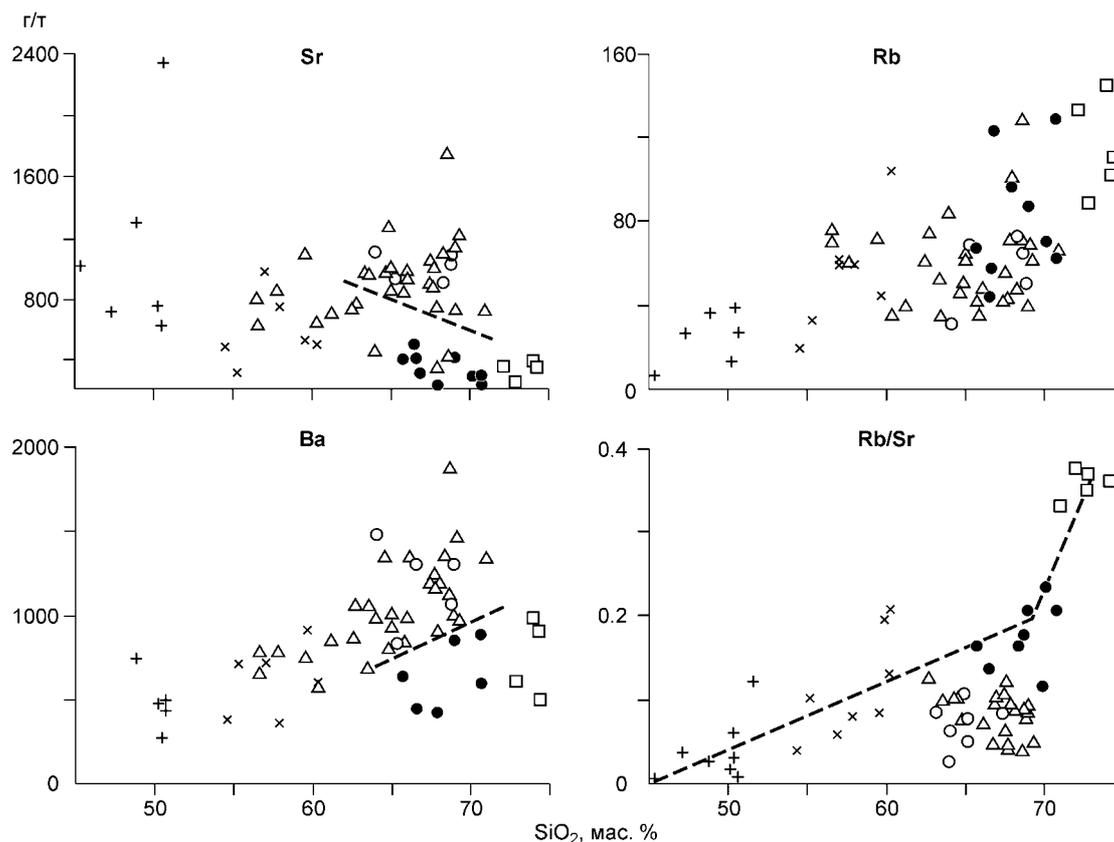
Породы гранитоидной ассоциации, как и габброидной, в целом также обогащены Sr (240—1100 г/т), Ba (360—1480 г/т) и обеднены Rb (20—128 г/т). Na-гранитоиды относительно калиево-натриевых более обогащены Sr, Ba и несколько обеднены Rb (см. рис. 7). В субщелочных гранитах и сиеногранитах также фиксируются повышенные содержания Sr, Ba и пониженные Rb, что отличает их, в частности, от однотипных пород бимодальной серии Северной Монголии [Ярмолюк и др., 2001; Коваленко и др., 2003]. От габброидов к субщелочным гранитам наблюдается отчетливый рост Rb/Sr. От этого тренда отклоняются фигуративные точки составов Na-гранитоидов, образующие (как и на рис. 4, А) автономное поле в области низких значений Rb/Sr. Породы селенгинского комплекса (см. табл. 1), за исключением субщелочных гранитов, характеризуются умеренными содержаниями легких и средних редких земель (LREE, MREE), низкими количествами тяжелых (HREE) и высокочарядных элементов (Nb, Ta).

Содержания элементов-примесей в порфирах рудоносного комплекса в целом близки к однотипным образованиям селенгинского (см. табл. 1). Среди них преобладают разности, по содержанию Sr, Ba, Rb и



**Рис. 6.** Базиты МЦЭ на диаграммах Cr—mg<sup>#</sup> и Th/Ta—La/Yb.

1—4 — базиты МЦЭ: габбро селенгинского (1) и шивотинского (2) комплексов, базальты дифференцированной (3) и трахибазальтовой (4) серий. Данные оригинальные с дополнениями по [Гаврилова, Орломма, 1991; Коваль, 1998]; 5 — оливниное габбро Номгонского массива, по [Изох и др., 1998]; 6 — базальтоиды бимодальной серии Северной Монголии, по [Ярмолюк, Коваленко, 2003]; 7, 8 — базальты: 7 — Сибирской платформы, 8 — Западно-Сибирской плиты, по [Медведев, 2004]; mg<sup>#</sup> — Mg/(Mg + Fe). На диаграмме Th/Ta—La/Yb линии ограничивают поле: тонкая — континентальных платобазальтов мира и сибирских траппов, жирная — позднепалеозойских—мезозойских рифтогенных базитов Центральной Азии, по [Ярмолюк, Коваленко, 2003а].



**Рис. 7. Составы пород МЦЭ на диаграммах Sr—SiO<sub>2</sub>, Ba—SiO<sub>2</sub>, Rb—SiO<sub>2</sub>, Rb/Sr—SiO<sub>2</sub>.**

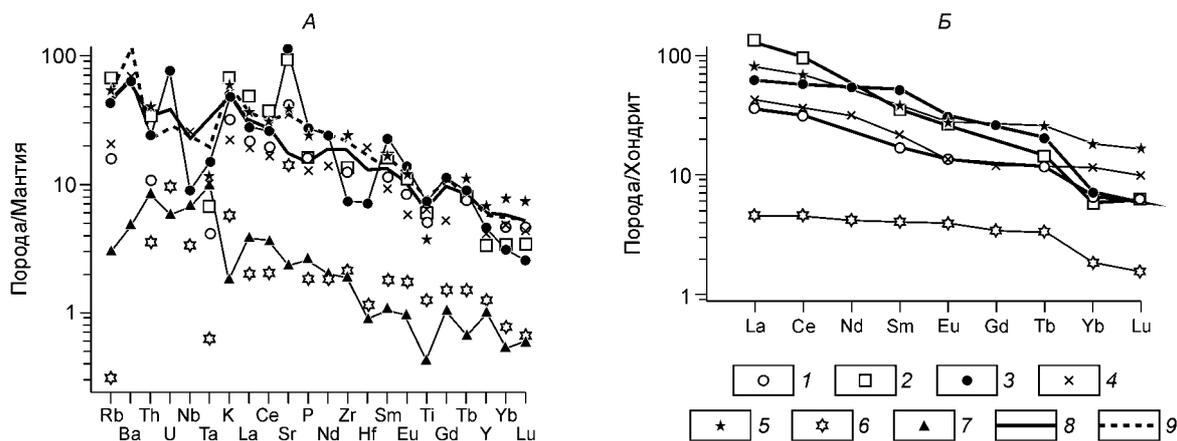
Штриховая линия на диаграммах Sr—SiO<sub>2</sub> и Ba—SiO<sub>2</sub> разделяет Na- и K-Na-гранитоиды, на диаграмме (Rb/Sr)—SiO<sub>2</sub> трассирует изменение составов пород селенгинского комплекса, за исключением Na-гранитоидов, образующих автономное поле. Усл. обозн. см. на рис. 3.

Rb/Sr близкие к Na-гранитоидам (см. рис. 7). В порфирах с SiO<sub>2</sub> около 60 мас.% отмечаются аномально высокие содержания Ni (до 104 г/т) и Cr (до 111 г/т), что указывает на их связь с базальтоидами.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Среди пермотриасовых магматических образований Северной Монголии выделяются комплексы, соответствующие двум этапам развития: раннему субдукционно-коллизийному и позднему рифтогенному [Литвиновский и др., 1990; Ярмолюк, Коваленко, 1991, 2003б]. В пределах МЦЭ им соответствуют две вулканогенные серии: дифференцированная базальт-андезит-дацит-риолитовая и трахибазальтовая. Формирование габброидной и гранитоидной ассоциаций селенгинского комплекса имело место после проявления ранней вулканогенной серии, но предшествовало развитию поздней [Гаврилова, Оролмаа, 1991]. По времени становления шивотинский и рудоносный порфировый комплексы МЦЭ приближены к проявлению бимодального магматизма на территории Северной Монголии.

**Источник базальтоидной магмы.** Первичные изотопные составы Sr (0.7039—0.7044) пород МЦЭ [Сотников и др., 2000] позволяют предполагать определенную роль мантии в процессе магмообразования. По петрогеохимическим особенностям (умеренным содержаниям MgO, Cr, Ni) габбро селенгинского комплекса соответствуют производным высокоглиноземистой базальтоидной магмы, которая не является первичной мантийной выплавкой, а образуется в процессе частичного плавления метабазитов (эклогитов—амфиболитов) в зонах субдукции [Добрецов и др., 2001] или дифференциации пикрит-базальтовых магм [Рябчиков, 1987; West, 2001]. Присутствие в Орхон-Селенгинском прогибе расслоенных перидотит-габбровых массивов [Изох и др., 1998] дает основание предполагать, что базальтоиды МЦЭ формировались в процессе эволюции магмы, из которой кристаллизовались породы этих интрузивов. Согласно данным работы [Балыкин и др., 2004], материнские расплавы подобных перидотит-габбровых массивов образовались при равновесном парциальном плавлении деплетированного шпинельсодержащего перидотита и по составу отвечали высокоглиноземистым пикритобазальтам. Спайдер-диаграмма оливинового



**Рис. 8. Спайдер-диаграммы (А) и распределение редкоземельных элементов в базитах МЦЭ (Б).**

1, 2 — базальты: дифференцированной (1) и трахибазальтовой (2) серий, по [Гаврилова, Оролмаа, 1991]; 3, 4 — габбро селенгинского комплекса: 3 — обр. 830а, 4 — обр. к-2, по [Коваль, 1998]; 5 — габбро шивотинского комплекса, по [Гаврилова, Оролмаа, 1991]; 6 — оливиновое габбро Номгонского массива, по [Изох и др., 1998]; 7 — шпинелевый перидотит континентальной литосферы, по [McDonough, 1990]; 8 — субщелочные базальты сибирских траппов, по [Альмухамедов и др., 1999]; 9 — базальтоиды бимодальной серии Северной Монголии, по [Ярмолюк, Коваленко, 2003б]. На части Б жирные линии — спектры с низкими содержаниями HREE в базитах МЦЭ. Нормировано по составу примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989] и хондриту [Boyton, 1984].

габбро Номгонского расслоенного массива в ОСП очень близка расчетному составу шпинелевого перидотита континентальной литосферы (рис. 8, А). Вместе с тем состав габбро отличается от этого расчетного по нормативным содержаниям MREE, K, Sr, Th, Nb и Rb. Повышенные количества K и Sr в габбро, очевидно, обусловлены субдукционной компонентой при магмообразовании, тогда как обогащенность MREE и обеднение Rb, Nb могут быть вызваны, согласно коэффициентам распределения в системе минерал—базальтовый расплав [Rollinson, 1993], соответственно неустойчивостью амфибола и присутствием флогопита в рестите.

Нормированные содержания элементов в базитах МЦЭ (см. рис. 8, А) возрастают от ранних образований (дифференцированная вулканогенная серия) к поздним (трахибазальтовая серия, габбро шивотинского комплекса). В габбро селенгинского комплекса они варьируют в широком диапазоне. Обр. 830а по содержанию микроэлементов близок к поздним базитам, а обр. к-2 к ранним. Обогащенные элементами-примесями базиты МЦЭ по нормированным составам близки к базальтоидам бимодальной серии Северной Монголии, сопоставляемым с сибирскими траппами [Ярмолюк, Коваленко, 2003б]. На спайдер-диаграммах базальтоидов бимодальной серии и сибирских траппов отчетливо выражены отрицательные аномалии Th, Nb, Ta, Hf, Ti, свидетельствующие, по мнению В.В. Ярмолюка и В.И. Коваленко [2003б], об обедненности ими плюмового источника. В базитах МЦЭ нормированные содержания этих элементов значительно ниже, чем в указанных выше породах. Это, по-видимому, объясняется (наряду с обедненностью плюмового источника) устойчивостью рутила, магнетита и амфибола (минералов с высокими коэффициентами распределения данных элементов) при магмообразовании в условиях флюидонасыщенности и повышенного окислительно-восстановительного потенциала, часто фиксируемых для литосферы континентальной окраины.

Базиты МЦЭ по характеру спектров REE (см. рис. 8, Б) подразделяются на два типа: с сильной и слабой дифференциацией в области тяжелых редких земель (HREE). К первому относятся базальты вулканогенных серий и обогащенные микроэлементами габбро (обр. 830а) селенгинского комплекса. Сильная дифференциация HREE характерна также для оливиновых габбро Номгонского массива. Второй тип представлен габбро (обр. к-2) селенгинского комплекса, обедненными микроэлементами, и габбро шивотинского комплекса. Крутой наклон спектра в области HREE в первых базитах свидетельствует о равновесии материнских магм с гранатом и, следовательно, о больших глубинах их формирования относительно вторых базитов. В отличие от оливиновых габбро Номгонского массива с практически горизонтальным спектром в области MREE, для базитов МЦЭ характерны спектры с наклоном в этой области. Такой спектр обычно объясняют равновесием расплава с амфиболом.

Таким образом, можно предполагать, что в формировании основных пород МЦЭ принимала участие базальтоидная магма разных глубинных уровней и в различной степени обогащенная микроэлементами. Обогащенность базальтоидных расплавов возрастала от субдукционных образований (вулканыты дифференцированной серии) к рифтогенным (трахибазальтовая серия и ассоциирующие с ней габброиды шивотинского комплекса). Кристаллизация габбро селенгинского комплекса, имевшая место во вре-

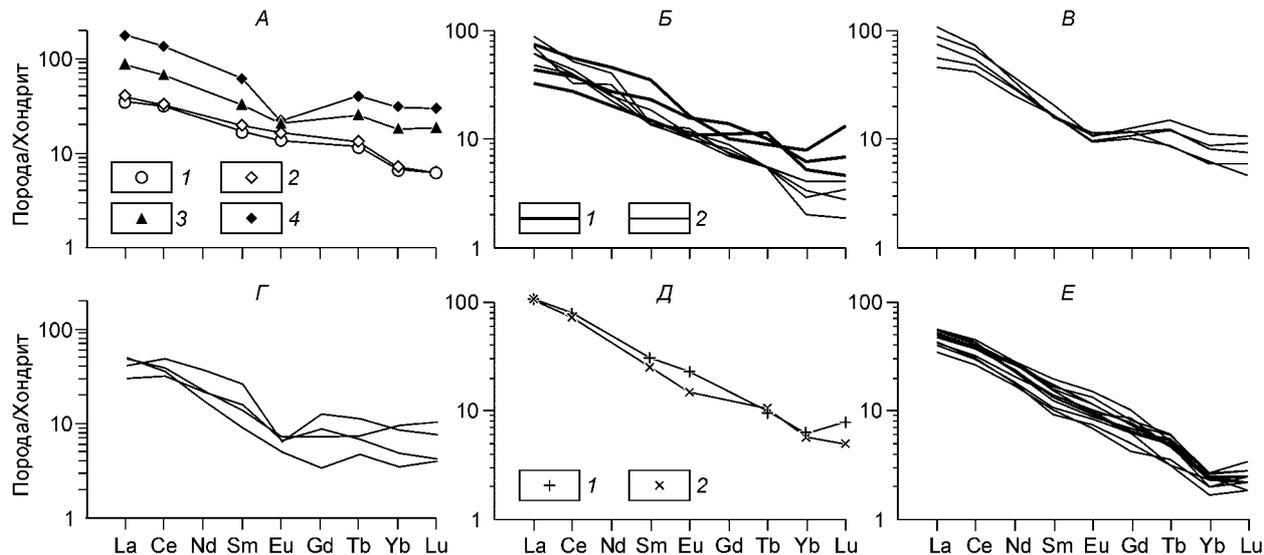
менном интервале между вулканитами дифференцированной и трахибазальтовой серий, происходила из расплавов, в разной степени обогащенных микропримесями. При этом их обогащенность с глубиной материнских магм возрастала. Близкие геохимические характеристики обогащенных селенгинских габбро и базитовых производных рифтогенного этапа дают основание предполагать влияние плюма на магнообразование уже при формировании селенгинского комплекса.

**Источник гранитоидной магмы.** Породы среднего и умеренно кислого составов доминируют в интрузивных комплексах МЦЭ и составляют существенную часть дифференцированной вулканогенной серии. Последовательная смена составов в этой серии от доминирующих базальтов через андезиты до дацитов и риолитов объясняется магматической дифференциацией [Ярмолук, Коваленко, 1991; Гаврилова, Оролмаа, 1991].

Мантийные изотопные ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  по аксессуарному апатиту 0.70403—0.70435) метки селенгинских гранитоидов [Сотников и др., 2000] и предшествующий им габброидный магматизм дают основание предполагать связь этих гранитоидов с базальтоидной магмой. Однако ограниченный масштаб ее проявления на этапе становления гранитоидов селенгинского комплекса не позволяет рассматривать последние в качестве дифференциатов такой магмы. С этим согласуется иной характер распределения REE в породах селенгинского комплекса по сравнению с дифференцированной вулканогенной серией. Для пород серии фиксируется последовательное увеличение нормированных содержаний REE в ряду базальт—андезит—дацит—риолит, появление отрицательной Eu аномалии в дацитах и ее усиление в риолитах (рис. 9, А). В селенгинском комплексе такой тенденции не отмечается (см. рис. 8 Б, 9, Б, В).

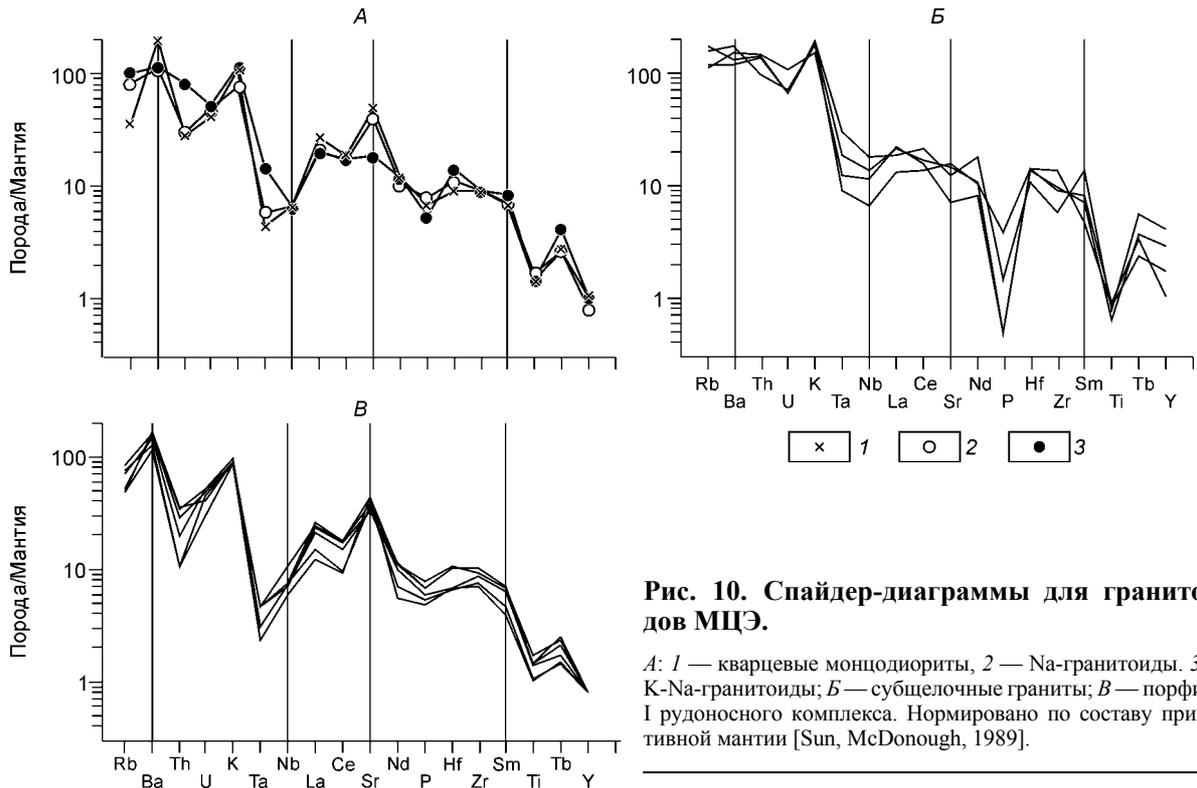
Первичный изотопный состав Sr-гранитоидов отрицает влияние коровой ассимиляции при магнообразовании. Следует предполагать, что гранитоидная магма формировалась при частичном плавлении базитов, кристаллизовавшихся на субдукционном этапе в основании коры и наращивавших ее мафитовую часть снизу (магматическая аккреция). С этим процессом связывают формирование гранитоидных батолитов, таких как Полуостров Рэнджис в Северной Америке [Gromet, Silver, 1987], Кордильера Бланка в Перу [Petford, Atherton, 1996] и других на континентальных окраинах. Согласно [Petford, Atherton, 1996], формированию доминирующих в батолите Кордильера Бланка лейкогранодиоритов предшествовал базитовый магматизм, который привел к утолщению мафитовой части коры на 25 км.

Широкое развитие в центральной части ОСП дифференцированной вулканогенной серии и гранитоидов селенгинского комплекса (учитывая прилегающие к МЦЭ районы) дает основание предполагать наличие большого объема базитов субдукционного этапа на глубине. Возможно, учитывая возрастные (265—230 млн лет) оценки плюмовой активности в Северной Монголии [Кузьмин и др., 2003], этому способствовало влияние плюма на субдукционном этапе как теплоносителя.



**Рис. 9. Распределение редкоземельных элементов для пород МЦЭ.**

А — эффузивы дифференцированной серии, по [Гаврилова, Оролмаа, 1991]: 1 — базальты, 2 — андезиты, 3 — дациты, 4 — риолиты; Б: 1 — кварцевые монцодиориты, 2 — Na-гранитоиды; В — К-Na-гранитоиды; Г — субщелочные граниты; Д — шивотинский комплекс, по [Гаврилова, Оролмаа, 1991]: 1 — монцодиориты, 2 — граносиениты; Е — порфиры I рудоносного комплекса. Нормировано по составу хондрита [Boyeton, 1984].



**Рис. 10. Спайдер-диаграммы для гранитоидов МЦЭ.**

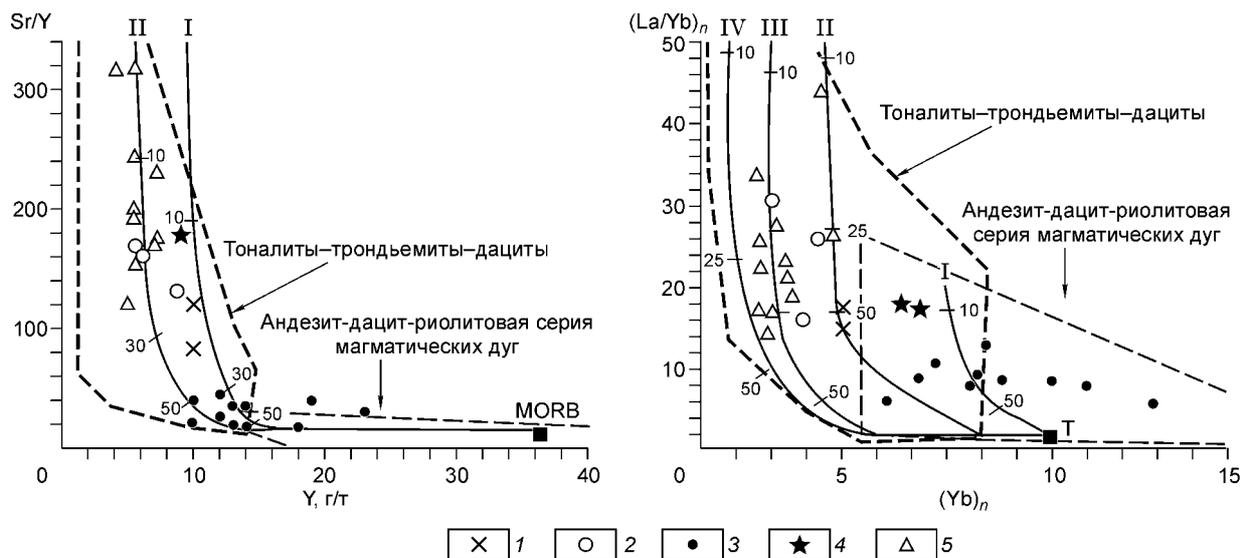
*A:* 1 — кварцевые монцодиориты, 2 — Na-гранитоиды, 3 — K-Na-гранитоиды; *Б* — субщелочные граниты; *В* — порфиры I рудоносного комплекса. Нормировано по составу примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989].

Na- и K-Na-гранитоиды, идентичные по кремнеземистости, существенно различаются по содержанию породообразующих оксидов (см. рис. 4, *A*, 5), редких элементов (см. рис. 9, 10) и спектрам REE (см. рис. 8, *Б*, *В*), что свидетельствует о различном составе и разных условиях образования материнских магм. На рис. 4, *A* и диаграмме  $\text{SiO}_2\text{—Rb/Sr}$  (отношений элементов с контрастным поведением при дифференциации) (см. рис. 7) фигуративные точки кварцевых диоритов, монцодиоритов и K-Na-гранитоидов сосредоточены вдоль общего тренда, а Na-гранитоиды образуют автономное поле за его пределами. С учетом этого предполагается участие в формировании гранитоидов селенгинского комплекса двух родоначалных магм: монцодиоритовой и гранитоидной, обогащенной натрием. В процессе эволюции монцодиоритовой магмы в промежуточном очаге ее состав изменялся до K-Na-гранитоидного.

Na-гранитоиды МЦЭ по таким петрогеохимическим характеристикам, как  $\text{Na}_2\text{O}$  (>4 мас.%),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (16 мас.% при 70 %  $\text{SiO}_2$ ),  $\text{Rb/Sr}$  (<0.15),  $\text{Sr/Y}$  (>70),  $(\text{La/Yb})_n$  (>14), низкие содержания HREE, Y, Nb, отсутствие Eu аномалии, близки к тоналит-грандъемит-дацитовый ассоциации. Как показали исследования последних лет, эта ассоциация широко распространена как в древних, так и в современных геологических структурах. Образование ее с учетом многочисленных геологических и экспериментальных исследований объясняется частичным плавлением базитов в глубинных условиях фаций от гранатовых амфиболитов до эклогитов [Petford, Atherton, 1996; Drummond, Defant, 1990; Martin, 1999].

На диаграммах  $\text{Sr/Y—Y}$  и  $(\text{La/Yb})_n\text{—}(\text{Yb})_n$  (рис. 11) Na-гранитоиды МЦЭ расположены в поле тоналит-грандъемит-дацитов. Их фигуративные точки находятся вблизи кривых плавления базальтов с эклогитовой и гранат-амфиболитовой ассоциацией в рестите. В это же поле попадают и кварцевые монцодиориты, но фигуративные точки этих пород расположены в области понижения роли граната в рестите. На этих диаграммах фигуративные точки K-Na-гранитоидов отклоняются от Na-гранитоидов в область с повышенной степенью плавления и, значит, более основного состава расплава, что нереально при близкой кремнеземистости рассматриваемых гранитоидов. Положение K-Na-гранитоидов на этих диаграммах сближает их с породами магматических дуг, характеризующимися низкими содержаниями Sr и повышенными Y (а также пониженными количествами  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) в связи с образованием плагиоклаз-пироксеновой ассоциации при эволюции магмы в условиях пониженных давлений [Drummond, Defant, 1990].

Выплавление монцодиоритовой и Na-гранитоидной магм в области устойчивости амфибола, граната и неустойчивости плагиоклаза подтверждается также другими геохимическими характеристиками. Присутствие амфибола и граната в рестите подтверждается крутым наклоном спектров соответственно в области MREE и HREE. Уменьшение нормированных содержаний этих REE от кварцевых монцодиоритов к Na-гранитоидам свидетельствует об увеличении количества амфибола и граната в рестите, а следовательно, и глубины области частичного плавления, что согласуется с результатами обсуждения диаг-



**Рис. 11.** Горные породы МЦЭ на диаграммах  $Sr/Y—Y$  и  $(La/Yb)_n—(Yb)_n$ .

1—3 — селенгинский комплекс: 1 — кварцевые монцодиориты, 2 — Na-гранитоиды, 3 — K-Na-гранитоиды; 4 — гранитоиды шивотинского комплекса; 5 — порфиры рудоносного комплекса.

На диаграмме  $Sr/Y—Y$  поля тоналит-трондьемит-дацитов, андезит-дацит-риолитовой серии магматических дуг и кривые частичного плавления базальта (MORB) с 10 % гранат-амфиболовой (I) и эклогитовой (II) минеральными ассоциациями в рестите, по [Drummond, Defant, 1990]. Цифры на кривых — проценты частичного плавления.

На диаграмме нормированных по хондриту  $(La/Yb)_n$  и  $(Yb)_n$  поля андезит-дацит-риолитовой серии магматических дуг и кривые частичного плавления архейского толеита (T) с амфиболовой (I), гранат-амфиболовой с 10 % (II) и 25 % (III) граната, эклогитовой (IV) минеральными ассоциациями в рестите, по [Martin, 1986]. Цифры на кривых — проценты частичного плавления.

рам (см. рис. 11). О неустойчивости плагиоклаза в области магнообразования свидетельствуют высокие содержания Sr (см. табл. 1, рис. 7) в кварцевых диоритах, монцодиоритах и Na-гранитоидах, положительная аномалия Sr на спайдер-диаграмме (см. рис. 10, A) и отсутствие отрицательной Eu аномалии на спектрах REE (см. рис. 9, B).

Близкие нормированные содержания легких редких земель (LREE) в кварцевых монцодиоритах и Na-гранитоидах указывают на то, что их источники различались не только по глубине, но и по составу, так как при одном и том же составе источника количество REE в гранитоидной магне, образующейся при меньших степенях плавления относительно монцодиоритовой, должно быть выше.

На спайдер-диаграмме K-Na-гранитоидов (см. рис. 10, A) резко уменьшается Sr аномалия, а на спектре REE (см. рис. 9, B) хорошо выражена Eu отрицательная аномалия. Все это свидетельствует об устойчивости плагиоклаза при магнообразовании. Субщелочные граниты и сиенограниты могли образоваться в процессе дифференциации K-Na-гранитоидной магне или частичного плавления умеренно кремнекислых пород в относительно малоглубинных условиях, о чем свидетельствуют четкие отрицательные аномалии P и Ti на спайдер-диаграмме (см. рис. 10, B) и Eu на спектре REE (см. рис. 9, Г). Обедненность LREE (La, Ce), видимо, обусловлена перераспределением их во флюид, отделявшийся от расплава в относительно малоглубинной обстановке [Абрамов, 2001].

Ближний характер распределения REE в гранитоидах шивотинского комплекса (см. рис. 9, Д) и селенгинских Na-гранитоидах, а также высокие значения  $Sr/Y$  и  $(La/Yb)_n$  дают основания предполагать, что они являются производными однотипной магне и также выплавлялись из базальтоидного субстрата в глубинных условиях. Несколько повышенные нормированные содержания REE в шивотинских гранитоидах, по-видимому, обусловлены обогащенностью этими элементами протолита относительно Na-гранитоидов.

Спектры REE и спайдер-диаграммы порфиров рудоносного комплекса (см. рис. 9, E, 10, B) близки к селенгинским Na-гранитоидам, что может свидетельствовать о формировании порфировой магне также в процессе частичного плавления базитов. По-видимому, это происходило, принимая во внимание повышенные значения  $Sr/Y$  и  $(La/Yb)_n$  (см. рис. 11), при меньших степенях плавления относительно Na-гранитоидов. Некоторая обедненность порфиров LREE может быть связана с повышенной флюидонасыщенностью магне, способствующей перераспределению этих элементов из расплава в сосуществующий флюид.

Согласно экспериментальным данным [Drummond, Defant, 1990; Petford, Atherton, 1996], тоналит-трондьемит-дациты образуются при 10—40 % частичном плавлении гидратированного метабазальта и

равновесны с кристаллическим остатком: плагиоклаз + амфибол ( $\pm$ ортопироксен, ильменит) при 8 кбар, гранат + амфибол ( $\pm$ клинопироксен, ильменит) при 16 кбар и гранат + клинопироксен  $\pm$  рутил при более высоком давлении. Геохимическое моделирование на основе экспериментальных данных и изучения природных образований показало [Martin, 1999], что гранитоиды, образующиеся в процессе частичного плавления метабазитов в присутствии амфибола и граната, обеднены средними и тяжелыми REE. Учитывая приведенные выше данные, можно предполагать, что давление при формировании Na-гранитоидного расплава МЦЭ составляло не менее 16 кбар, что соответствует мощности коры около 50—60 км. По геофизическим данным [Зорин и др., 1988], в Эрдэнэтском районе эта мощность равна 45 км. В период действия плюма после коллизии Сибирского и Сино-Корейского континентов она могла быть больше.

Формирование кварцевых монцодиоритов и Na-гранитоидов Эрдэнэтского плутона можно, очевидно, объяснить в рамках геодинамической модели, предложенной в работе [Petford, Atherton, 1996] для однотипного с ним по составу и геохимическим характеристикам батолита Кордильера Бланка (Перу). Эта модель включает магматическую аккрецию и утолщение коры (>50 км), плавление базитов в основании коры и образование трондьемитового расплава с кристаллическим остатком, содержащим амфибол и гранат. Источником тепла при формировании гранитоидного расплава МЦЭ была мантийная базальтоидная магма, фиксируемая на верхних горизонтах коры небольшими телами габбро-перидотитов и габбро. Утолщенная кора препятствовала ее широкому проникновению на верхние горизонты.

Становление рудоносного порфинового комплекса МЦЭ во времени близко к проявлению трахибазальтовой вулканогенной серии и субщелочного шивотинского габбро-монцонит-граносиенитового комплекса. Ему предшествовало воздымание региона с перемещением Эрдэнэтского плутона на относительно малоглубинный уровень, на котором позднее были локализованы штоки и дайки порфиров. Этот процесс приводил к растяжению (утонению) коры, образованию грабенов и заполнению их вулканитами трахибазальтовой серии. Подобные явления характерны для ареалов плюмовой активности [Parson et al., 1994; Murphy et al., 1998; Pigaño, 2000].

Развитие гранитоидов МЦЭ во многом аналогично проявлению позднемезозойско-кайнозойского магматизма при взаимодействии Йеллоустонского плюма с литосферой перекрывающей его Североамериканской плиты [Orpliger et al., 1997]. На ранней стадии этого взаимодействия плавление корового материала сопровождалось проявлением известково-щелочного магматизма, на поздней — утонение литосферы вследствие растяжения привело к прорыву плюма и развитию бимодального магматизма. Подобная ситуация отмечается на андийской окраине над асейсмическими хребтами Наска и Хуан Фернандес, интерпретируемыми как следы плюма [Murphy et al., 1998]. С магматической активностью в условиях взаимодействия плюма с литосферой Североамериканской плиты связано широкое развитие в этих районах рудной минерализации, в том числе и медно-порфировой [Pigaño, 2000], представленной рядом крупных месторождений.

В Северомонгольском ареале гранитоидный магматизм проявился в связи с плавлением коры, утолщенной в результате коллизии (Хангайский батолит) и магматической аккреции (МЦЭ). Подобная ситуация отмечается в Андах, для которых была предложена модель утолщения коры в связи с различной ролью тектонических и магматических процессов при ее формировании [Petford, Atherton, 1996].

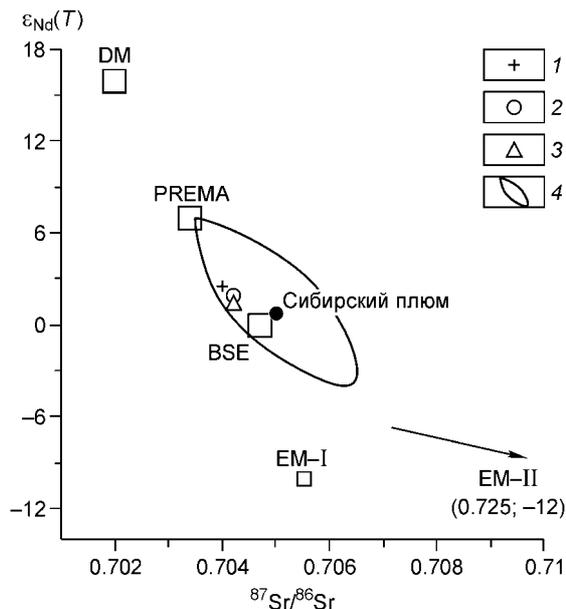
**О мантийном источнике.** МЦЭ формировался в области влияния пермтриасового плюма с источником в мантии, обогащенной по сравнению с источниками базальтов ОИВ-типа элементами с большим ионным радиусом (Cs, Ba, K, Pb, Sr) и обедненной высокозарядными элементами (Ta, Nb, Ti, Zr, Hf) [Ярмолюк, Коваленко, 2000]. В соответствии с изотопными данными состав этой мантии контролировался двумя компонентами: обогащенным типа EM-II и слабодеплементированным типа PREMA. Предполагается, что последний отвечает нижнемантийному резервуару, а мантия EM-II рассматривается как рециклированное литосферное вещество, питающее плюмы на границе нижней и верхней мантии. Время обогащения мантии литофильными элементами оценивается на уровне 1.3—1.5 млрд лет [Ярмолюк, Коваленко, 2000].

Многочисленные определения ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>i</sub> показали стабильный изотопный состав Sr в разновозрастных магматитах МЦЭ. Изотопные отношения составляют [Сотников и др., 2000]: 0.70393—0.70437 (габбро, габбро-диориты), 0.70403—0.70435 (гранитоиды), 0.70406—0.70424 (порфиры рудоносного комплекса). Это доказывает генетическое родство гранитоидной и порфировой магм с базальтоидной.

Изотопные величины  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  варьируют в узком диапазоне  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ : 2.55 (габбро), 1.91 (гранитоиды) и 1.68 (порфиры). В координатах  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ — $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  фигуративные точки этих магматитов (рис. 12) попадают в пределы поля составов позднепалеозойских—мезозойских внутриплитных базальтов Центральной Азии, отвечающих комбинации двух типов источников расплавов: умеренно-деплементированной мантии (PREMA) и обогащенной радиогенным стронцием (EM-II) [Ярмолюк, Коваленко, 2000]. Положение фигуративных точек изотопных составов магматитов в центральной части этого поля, вблизи изотопных составов BSE и Сибирского плюма, дает основание предполагать преобладающую роль нижнемантийного источника при формировании МЦЭ.

**Рис. 12. Положение на диаграмме  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ — $\epsilon_{\text{Nd}}$  фигуративных точек составов:**

1 — габбро, 2 — гранитоидов селенгинского комплекса, 3 — гранодиорит-порфиоров рудноносного комплекса; 4 — поле изотопных составов позднепалеозойских—мезозойских базальтов Центральной Азии, по [Ярмолюк и др., 2000]. Составы типовых мантийных источников DM, PREMA, BSE, EM-I, EM-II, по [Zindler, Hart, 1986], Сибирского плюма, по [Sharma et al., 1992]. Определение изотопного состава Sm и Nd выполнено Т.Б. Баяновой (лаб. геохронологии и геохимии изотопов ГИ КНЦ РАН).



**Магматический центр и рудогенез.** Поскольку геодинамическая обстановка на территории Северной Монголии в пермотриасе характеризовалась взаимодействием плюма с литосферой континентальной окраины [Ярмолюк, Коваленко, 2003б], предполагается его влияние на развитие как магматических, так и рудообразующих процессов в МЦЭ, включая, возможно, привнос рудного вещества из глубинных уровней в область магмообразования.

Особенности рудообразования в областях проявления мантийных плюмов рассматривались в монографии [Pirajno, 2000]. Формирование Cu-Ni-ЭПГ месторождений непосредственно связывается с плюмовым магматизмом. При этом некоторые исследователи допускают, что рудные элементы транспортируются плюмом из глубинных уровней. Cu-Mo-порфировое оруденение преимущественно развито на границах плит. В качестве источника рудного вещества рассматриваются мантия [Westra, Keith, 1981] и океаническая кора слэба [Sillitoe, 1980]. В некоторых районах, в частности в провинции Бассейнов и Хребтов (Северная Америка), рудоносный (Cu-Mo) порфировый магматизм приурочен к ареалу воздействия плюма на континентальную окраину. Связь его с последним характеризуется как опосредованная [Pirajno, 2000].

В Норильском рудном районе (центральная часть ареала пермотриасового Сибирского суперплюма), наряду с резко доминирующими Cu-Ni-ЭПГ месторождениями, развито также более позднее Cu-Mo оруденение (Болгохтохское месторождение). Последнее отмечается также в ряде районов Западного Таймыра, где оно близко по возрасту с трапповым магматизмом, сопровождающимся Cu-Ni-ЭПГ минерализацией [Добрецов, 2003б]. Все это свидетельствует об определенной связи Cu-Mo рудопроявлений с активностью плюма. Это, по-видимому, имеет место и при развитии МЦЭ, где Cu-Mo-порфировому оруденению предшествует Cu-Ni-ЭПГ минерализация в расслоенных мафитовых массивах [Изох и др., 1998]. Близкая во времени и пространстве ассоциация этих двух типов оруденения на активных континентальных окраинах других регионов не отмечалась. Это обстоятельство подчеркивает специфику рудомагматического процесса в области влияния пермотриасового плюма, взаимодействующего с литосферой в условиях активной континентальной окраины.

Ассоциация Cu-Mo и Cu-Ni-ЭПГ оруденения в ареалах влияния плюма во многом обусловлена, очевидно, геохимическими свойствами этих рудных элементов. В процессе первичной дифференциации Земли эти элементы концентрировались в ядре, что привело к обеднению ими мантии [Браунлоу, 1984], а в мантийных выплавках тесно ассоциируют с железом и сульфидной фазой [Newsom et al., 1986; Naldrett, 1989], что объясняет их общность на некоторых этапах магматического процесса. Как видно из данных табл. 2, базальты относительно мантии обогащены Cu и Mo. Особенно возрастает содержание Mo в базальтах горячих точек. В их источнике количество Mo по сравнению с мантией имеет трехкратное превышение. Привнос рудных элементов и летучих в область мантийного плавления связывается как с вовлечением материала металлического ядра в конвективные системы, так и с дегазацией бывшей океанической литосферы в обстановке зон субдукции [Рябчиков, 2001].

Широкое развитие в МЦЭ базитов двух геодинамических режимов подтверждает возможность двух глубинных источников рудных компонентов. Источником рудного вещества базальтоидной магмы на субдукционном этапе развития МЦЭ, фиксируемого развитием вулканогенной дифференцированной серии, предполагается мантия, метасоматически измененная и обогащенная рудными компонентами под воздействием флюидов. Позднее возростала роль плюмового источника, что подтверждается проявлением Cu-Ni оруденения с повышенным содержанием ЭПГ в Номгонском расслоенном перидотит-габбровом массиве [Изох и др., 1998]. Вместе с тем в процессе частичного плавления базитов субдукционного этапа при воздействии плюма Cu и Mo как некогерентные элементы переходят в расплав, достигая максимальных концентраций в близосolidусных выплавках [Рябчиков, 2001] и, таким образом, обеспечивая в

Таблица 2. Содержания Cu и Mo в хондрите, мантии, литосфере и базальтах

Источник элементов	Cu, г/т	Mo, г/т
CI (хондрит) <sup>1</sup>	120	0.90
Примитивная мантия	28 <sup>4</sup>	0.063 <sup>7</sup>
Субконтинентальная мантия <sup>2</sup>	11	0.05
Средний состав N-MORB	74.4 <sup>4</sup>	0.31 <sup>7</sup>
Средний состав E-MORB	—	0.47 <sup>7</sup>
Средний состав OIB	—	2.4 <sup>7</sup>
OIB (Society Island)	44-80 <sup>5</sup>	—
Источник N-MORB <sup>3</sup>	—	0.037
Источник OIB <sup>3</sup>	—	0.15
Валовая силикатная земля <sup>1</sup>	30	0.05
Континентальная кора	75 <sup>4</sup>	1.1 <sup>3</sup>
Базальт островной дуги	59—129 <sup>6</sup>	0.21—0.51 <sup>8</sup>

<sup>1</sup> McDonough, Sun, 1995; <sup>2</sup> McDonough, 1990; <sup>3</sup> Рябчиков, 1997; <sup>4</sup> Hofmann, 1988; <sup>5</sup> Dostal et al., 1982; <sup>6</sup> Brown et al., 1977; <sup>7</sup> Sun, McDonough, 1989; <sup>8</sup> Newsom, Palme, 1984.

торов приводила к снижению содержания рудных элементов в гранитоидной магме селенгинского комплекса, а значительная глубина препятствовала насыщению последней летучими и отделению флюидов. Становление селенгинских гранитоидов сопровождалось проявлением бедной медной минерализации жильного типа. Вместе с тем следует ожидать, что рудные элементы гранитоидов позднее могли экстрагироваться порфировой магмой, что способствовало повышению ее рудного потенциала.

Порфиры раннего, наиболее рудопродуктивного, этапа имеют преимущественно гранодиоритовый состав. Более основные разности редки. Это свидетельствует о меньшей степени частичного плавления при образовании порфировой магмы относительно гранитоидной (селенгинской), а следовательно, о повышенном содержании в ней летучих и рудных элементов. Вкрапленники порфиров представлены преимущественно полевыми шпатами, реже кварцем, амфиболом и биотитом. Содержание магнетита в порфирах низкое. Следовательно, на ранней стадии кристаллизации порфировой магмы создавались благоприятные условия для накопления в ней рудных элементов. Выносу меди из расплава во многом способствовало быстрое флюидонасыщение порфировой магмы при ее подъеме на верхние горизонты и повышенные концентрации Cl в паровой фазе [Candela, 1992].

Перераспределение рудных компонентов, способствующее их концентрированию, происходило во всем временном интервале развития гранитоидного магматизма МЦЭ (258—220 млн лет). Оно завершилось формированием Cu-Mo штокверковой минерализации на этапе становления порфинового комплекса, условия развития которого были благоприятны для концентрирования и интенсивного отделения флюидов.

Формирование крупномасштабных Cu-Mo-порфировых месторождений возможно в условиях плавления больших масс мантии и подтока из глубинных уровней в область магмуродогенерации огромного объема флюидов [Keith et al., 1993]. Этим процессам во многом способствовал апвеллинг при воздействии плюма на литосферу. В районе МЦЭ он фиксируется, в частности, перемещением гранитоидного плутона с гипабиссальной глубины на уровень формирования порфировых штоков (1.5—2 км).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Магматический центр Эрдэнэтуин-Обо формировался в области влияния пермотриасового суперплюма. В развитии МЦЭ выделяются два этапа: субдукционный и рифтогенный с вулканогенными сериями — соответственно дифференцированной базальт-андезит-дацит-риолитовой и трахибазальтовой. Гранитоидный магматизм (258—220 млн лет) представлен тремя комплексами: селенгинским, шивотинским и рудоносным порфировым. Селенгинские гранитоиды формировались до трахибазальтовой серии, шивотинские и рудоносные порфиры близки по времени с последней. Становлению селенгинских и шивотинских гранитоидов предшествовало внедрение габброидов.

2. Среди селенгинских габбро выделяются разновидности, обедненные и обогащенные литофильными элементами-примесями. Первые по геохимическим параметрам близки к базальтам дифференцированной вулканогенной серии, вторые — к шивотинским габбро и вулканикам трахибазальтовой серии, которые сопоставляются с сибирскими траппами и базальтоидами бимодальной серии Северной Монголии — производными пермотриасового плюмового магматизма. Rb-Sr и Sm-Nd изотопные характеристики обогащенных селенгинских габбро дают основание предполагать участие нижнемантийного источ-

значительной степени рудоносный потенциал гранитоидной магмы. Содержание рудных элементов в расплаве во многом контролируется окислительно-восстановительным потенциалом, растворимостью воды и серы.

При кристаллизации гранитоидного расплава рудные элементы концентрируются в Fe-Ti оксидах (титаномагнетит, магнетит), Fe-Mg минералах (амфибол, биотит) и экстрагируются флюидной фазой [Рябчиков и др., 1980, 1981; Candela, Holland, 1984; Keppler, Wyllie, 1991; Lowenstern et al., 1991]. Эти два процесса в значительной степени контролировали поведение рудных элементов при развитии гранитоидного магматизма МЦЭ. Первый из них способствовал накоплению рудных элементов в кристаллизующихся из расплава минералах, из которых при определенных условиях они могли мобилизоваться поздними расплавами и (или) циркулирующими флюидами.

Кристаллизация минералов-концентра-

ника при их формировании и влияние плюма на развитие магматизма МЦЭ уже на субдукционном этапе. С последним согласуется предположение о крупномасштабном развитии базитов этого этапа на глубине (underplating). На основании геохимических характеристик предполагается выплавление магмы, продуцировавшей селенгинские гранитоиды, из базитов в основании утолщенной (более 50 км) коры.

3. Развитие шивотинского и рудоносного порфирирового комплексов, по-видимому, связано с интенсивным процессом плавления базитов в основании коры на новом этапе плюмовой активности, фиксируемой широким проявлением вулканитов трахибазальтовой серии.

4. Формированию рудопродуктивного потенциала порфирирового магматизма благоприятствовало перераспределение металлов в базальтоидных магмах на близкоровых уровнях [Рябчиков, 1987] и при выплавлении из базитов нижней коры порфирировой магмы. Этому способствовала также низкая степень фракционирования порфирирового расплава до его экструзии, что возможно в условиях быстрого продвижения магмы на фоне воздымания и растяжения, характерных процессов для ареалов плюмовой активности.

Авторы благодарят академика Н.Л. Добрецова за обсуждение статьи и замечания, способствовавшие ее улучшению.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 04-05-64238), Минобрнауки РФ (РНП.2.1.1.702), гранта Президента РФ для поддержки ведущих научных школ № НШ-4933.2006.5, комплексного интеграционного проекта СО РАН (6.1) и комплексного международного проекта И.П.6.11.

#### ЛИТЕРАТУРА

**Абрамов С.С.** Моделирование процесса фракционирования РЗЭ в системе кислый расплав—фторидно-хлоридный флюид // Докл. РАН, 2001, т. 376, № 6, с. 798—800.

**Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Кирда Н.П.** Сравнительный анализ геодинамики пермотриасового магматизма Восточной и Западной Сибири // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (11), с. 1575—1587.

**Балыкин П.А., Лавренчук А.В., Петрова Т.Е.** Формационные типы перидотит-габбровых массивов внутриконтинентальных подвижных поясов, составы исходных расплавов и их эволюционные тренды // Литосфера, 2004, № 1, с. 3—20.

**Берзина А.П., Сотников В.И.** Магматический центр с Cu-Mo-порфирировым месторождением Эрдэнэтуин-Обо (Северная Монголия): геологическое положение, петрохимия интрузивных комплексов // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (12), с. 1374—1390.

**Берзина А.П., Добрецов Н.Л., Сотников В.И., Пономарчук В.А.** Cu-Mo-порфирировый магматический центр Эрдэнэтуин-Обо (Монголия) как отражение пермотриасового суперплюма // Докл. РАН, 2004, т. 399, № 6, с. 806—809.

**Браунлоу А.Х.** Геохимия. М., Недра, 1984, 463 с.

**Гаврилова С.П., Оролмаа Д.** Пермские ассоциации вулканогенных и интрузивных пород между-речья Орхона и Селенги // Вулкано-плутонические ассоциации Центральной Монголии. М., Наука, 1991, с. 73—128.

**Гордиенко И.В.** Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. М., Наука, 1987, 237 с.

**Добрецов Н.Л.** Пермотриасовый магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение мантийного суперплюма // Докл. РАН, 1997, т. 354, № 4, с. 220—223.

**Добрецов Н.Л.** Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) // Геология и геофизика, 2003а, т. 44 (1—2), с. 5—27.

**Добрецов Н.Л.** Мантийные плюмы и их роль в формировании анорогенных гранитоидов // Геология и геофизика, 2003б, т. 44 (12), с. 1243—1261.

**Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А.** Глубинная геодинамика. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал „Гео“, 2001, 406 с.

**Добрецов Н.Л., Владимиров А.Г., Крук Н.Н.** Пермско-триасовый магматизм Алтае-Саянской складчатой области как отражение Сибирского суперплюма // Докл. РАН, 2005, т. 400, № 4, с. 505—509.

**Зорин Ю.А., Балк Т.В., Новоселова М.П., Турутанов Е.Х.** Толщина литосферы под Монголо-Сибирской горной страной и сопредельными регионами // Физика Земли, 1988, № 7, с. 33—42.

**Изох А.Э., Поляков Г.В., Гибшер А.С., Балыкин П.А., Журавлев Д.З., Пархоменко В.А.** Высокоглиноземистые расслоенные габброиды Центрально-Азиатского складчатого пояса: геохимические особенности, Sm-Nd изотопный возраст и геодинамические условия формирования // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (11), с. 1565—1577.

**Коваленко В.И., Ярмолук В.В., Сальникова Е.Б., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Пономарчук В.А., Козлов В.Д., Владыкин Н.В., Ханчук А.И.** Источники магматических пород и проис-

хождение раннемезозойского тектономагматического ареала Монголо-Забайкальской магматической области: 2. Петрология и геохимия // Петрология, 2003, т. 11, № 3, с. 227—254.

**Коваль П.В.** Региональный геохимический анализ гранитоидов. Новосибирск, Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГТМ, 1998, 492 с.

**Кузьмин М.И., Альмухамедов А.И., Ярмолюк В.В., Кравчинский В.А.** Рифтогенный и внутриплитовый магматизм, соотношение с „горячими“ и „холодными“ полями мантии // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (12), с. 1270—1279.

**Литвиновский Б.А., Гордиенко В.И., Занвилевич А.Н.** Позднепалеозойские гранитоиды и вулканы Забайкалья и Монголии // Проблемы магматизма и метаморфизма Восточной Азии. Новосибирск, Наука, 1990, с. 116—125.

**Медведев А.Я.** Пермотриасовый вулканизм Северо-Азиатского кратона (Западно-Сибирская плита и Тунгусская синеклиза): геохимия, петрология и геодинамика: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Иркутск, Ин-т геохимии СО РАН, 2004, 32 с.

**Рябчиков И.Д.** Процессы мантийного магнообразования // Эволюция магматизма в истории Земли. М., Наука, 1987, с. 349—372.

**Рябчиков И.Д.** Состав верхней мантии Земли // Геохимия, 1997, № 5, с. 467—478.

**Рябчиков И.Д.** Глубинные геосферы и рудогенез // Геология рудных месторождений, 2001, т. 43, № 3, с. 195—207.

**Рябчиков И.Д., Орлова Г.П., Ефимов А.С., Каленчук Г.Е.** Медь в системе гранит—флюид // Геохимия, 1980, № 12, с. 1320—1326.

**Рябчиков И.Д., Рехарский В.И., Кудрин А.В.** Мобилизация молибдена флюидами в ходе кристаллизации гранитных расплавов // Геохимия, 1981, № 12, с. 1243—1246.

**Сотников В.И., Пономарчук В.А., Берзина А.Н., Берзина А.П., Киселева В.Ю., Морозова И.П.** Эволюция  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в изверженных породах медно-молибден-порфириновых рудных узлов (по данным изучения акцессорного апатита) // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (8), с. 1112—1123.

**Сотников В.И., Пономарчук В.А., Шевченко Д.О., Берзина А.П.** Су-Мо-порфирировое месторождение Эрдэнэтуин-Обо (Северная Монголия):  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  геохронология, факторы крупномасштабного рудообразования // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (6), с. 633—644.

**Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.** Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. М., Наука, 1991, 263 с.

**Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.** Геохимические и изотопные параметры аномальной мантии Северной Азии в позднем палеозое—раннем мезозое (по данным изучения внутриплитного базитового магматизма) // Докл. РАН, 2000, т. 375, № 4, с. 525—530.

**Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.** Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология, 2003а, т. 11, № 6, с. 556—586.

**Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.** Геодинамические обстановки образования батолитов в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика, 2003б, т. 44 (12), с. 1305—1320.

**Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И.** Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника, 2000, № 5, с. 3—29.

**Ярмолюк В.В., Литвиновский Б.А., Коваленко В.И., Бор-мин Джань, Занвилевич А.Н., Воронцов А.А., Журавлев Д.З., Посохов В.Ф., Кузьмин Д.В., Сандиминова Г.П.** Этапы формирования и источники щелочно-гранитоидного магматизма Северомонгольско-Забайкальского рифтового пояса в перми и триасе // Петрология, 2001, т. 9, № 4, с. 351—380.

**Best M.G., Christiansen E.H.** Igneous petrology. Malden, Blackwell Science, 2001, 458 p.

**Boyton W.F.** Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Rare earth element geochemistry / Ed. P. Henderson. Amsterdam, Elsevier, 1984, p. 1219—1236.

**Brown G.M., Holland J.G., Sigurdsson H., Tomblin J.F., Arculus R.J.** Geochemistry of the Lesser Antilles volcanic island arc // Geochim. Cosmochim. Acta, 1977, v. 41, p. 785—801.

**Candela P.A.** Controls on ore metal ratios in granite-related ore systems: an experimental and computational approach // Trans. Royal Soc. Edinburgh: Earth Sciences, 1992, v. 83, p. 317—326.

**Candela P.A., Holland H.D.** The partitioning of copper and molybdenum between silicate melts and aqueous fluids // Geochim. Cosmochim. Acta, 1984, v. 48, p. 373—380.

**Dostal J., Dupuy C., Liotard J.M.** Geochemistry and origin of basaltic lavas from Society Islands, French Polynesia (South Central Pacific Ocean) // Bull. Volcanol., 1982, v. 45-1, p. 51—62.

**Drummond M.S., Defant M.J.** A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archaean to modern comparison // J. Geophys. Res., 1990, v. 95, p. 21503—21521.

**Gromet L.P., Silver L.T.** REE Variations across the Peninsular Ranges batholith: implications for batholithic petrogenesis and crustal growth in magmatic arcs // J. Petrol., 1987, v. 28, p. 75—125.

**Hofmann A.W.** Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1988, v. 90, p. 297—314.

**Keith J.D., Christiansen E.H., Carten R.B.** The genesis of giant porphyry molybdenum deposits // *Giant ore deposits* / Eds. B.H. Whiting, C.J. Hodgson, R. Mason. Soc. Econ. Geologists, Spec. Publ. Number 2, 1993, p. 232—240.

**Keppler H., Wyllie P.J.** Partitioning of Cu, Sn, Mo, W, U, and Th between melt and aqueous fluid in the system haplogranite—H<sub>2</sub>O—HCl and haplogranite—H<sub>2</sub>O—HF // *Contr. Miner. Petrol.*, 1991, v. 109, p. 139—150.

**Leake B.E., Wooley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.S., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J.A., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephensen N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.M., Youzhi G.** Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names // *Miner. Mag.*, 1997, v. 61, p. 295—321.

**Lowenstern J.B., Mahood G.A., Rivers M.K., Sutton S.R.** Evidence for extreme partitioning copper into a magmatic vapor phase // *Science*, 1991, v. 252, p. 1405—1409.

**Martin H.** Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmatism // *Geology*, 1986, v. 14, p. 753—756.

**Martin H.** Adakitic magmas: modern analogues of Archean granitoids // *Lithos*, 1999, v. 46, p. 411—429.

**McDonough W.F.** Constraints on the composition of the continental lithospheric mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1990, v. 101, p. 1—18.

**McDonough W.F., Sun S.-S.** The composition of the Earth // *Chem. Geol.*, 1995, v. 120, p. 223—253.

**Murphy J.B., Oppliger G.L., Brimhall G.H., Hynes A.** Plume-modified orogeny: an example from the western United States // *Geology*, 1998, v. 26, p. 731—734.

**Naldrett A.J.** Sulfide melts: crystallization temperatures, solubilities in silicate melts, and Fe, Ni, and Cu partitioning between basaltic magma and olivine // *Ore deposition associated with magmas* / Eds. J.A. Whitney, A.J. Naldrett. *Rev. Econ. Geol.*, v. 4, 1989, v. 4, p. 33—43.

**Newscom H.E., Palme H.** The depletion of siderophile elements in the Earth's mantle: new evidence from molybdenum and tungsten // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1984, v. 69, p. 354—364.

**Newsom H.E., White W.M., Jochum K.P., Hofmann A.W.** Siderophile and chalcophile element abundances in oceanic basalts, Pb isotope evolution and growth of the Earth's core // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1986, v. 80, p. 299—313.

**Oppliger G.L., Murphy J.B., Brimhall G.H.** Is the ancestral Yellowstone hotspot responsible for the Tertiary „Carlin“ mineralization in the Great Basin of Nevada? // *Geology*, 1997, v. 25, p. 627—630.

**Parsons T., Thompson G.A., Sleep N.H.** Mantle plume influence on the Neogene uplift and extension of the U.S. western Cordillera // *Geology*, 1994, v. 22, p. 83—86.

**Petford N., Atherton M.** Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust: the Cordillera Blanca batholith, Peru // *J. Petrol.*, 1996, v. 37, № 6, p. 1491—1521.

**Pirajno F.** *Ore deposits and mantle plumes.* Dordrecht—Boston—London, Kluwer Academic Publishers, 2000, 556 p.

**Rickwood P.C.** Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements // *Lithos*, 1989, v. 22, p. 247—263.

**Rollinson H.R.** *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation.* Essex, Longman Group UK Ltd., 1993, 352 p.

**Schmidt M.W.** Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer // *Contr. Miner. Petrol.*, 1992, v. 110, p. 304—310

**Sharma M., Basu A.R., Nesterenko G.V.** Temporal, Sr-, Nd- and Pb-isotopic variations in the Siberian flood basalts: implications for the plume-source characteristics // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1992, v. 113, p. 365—381.

**Sillitoe R.H.** Types of porphyry molybdenum deposits // *Mining Mag.*, 1980, v. 142, p. 550—553.

**Speer J.A.** Micas in igneous rocks // *Micas, Rev. Miner.*, V. 13 / Ed. S.W. Bailey. Washington, Miner. Sci. Amer., 1984, p. 299—356.

**Sun S.-S., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the ocean basins* / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. *Geol. Soc. Spec. Publ.* № 42, 1989, p. 313—345.

**Tomlinson K.Y., Condie K.C.** Archean mantle plumes: evidence from greenstone belt geochemistry // *Mantle plumes: their identification through time* / Eds. R.E. Ernst, K.L. Buchan. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper* № 352, 2001, p. 341—357.

**Westra G., Keith S.B.** Classification and genesis of stockwork molybdenum deposits // *Econ. Geol.*, 1981, v. 76, p. 844—873.

**Zindler A., Hart S.** Chemical geodynamics // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 1986, v. 14, p. 493—571.