

УДК 550.40:551.24

## ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ, ИСТОЧНИКИ КОРОВОГО МАГМАТИЗМА И СТРОЕНИЕ КОРЫ КАЛЕДОНИД ОЗЕРНОЙ ЗОНЫ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

© 2002 г. В. В. Ярмолук, академик В. И. Коваленко, В. П. Ковач, И. К. Козаков, А. Б. Котов, Е. Б. Сальникова

Поступило 21.06.2002 г.

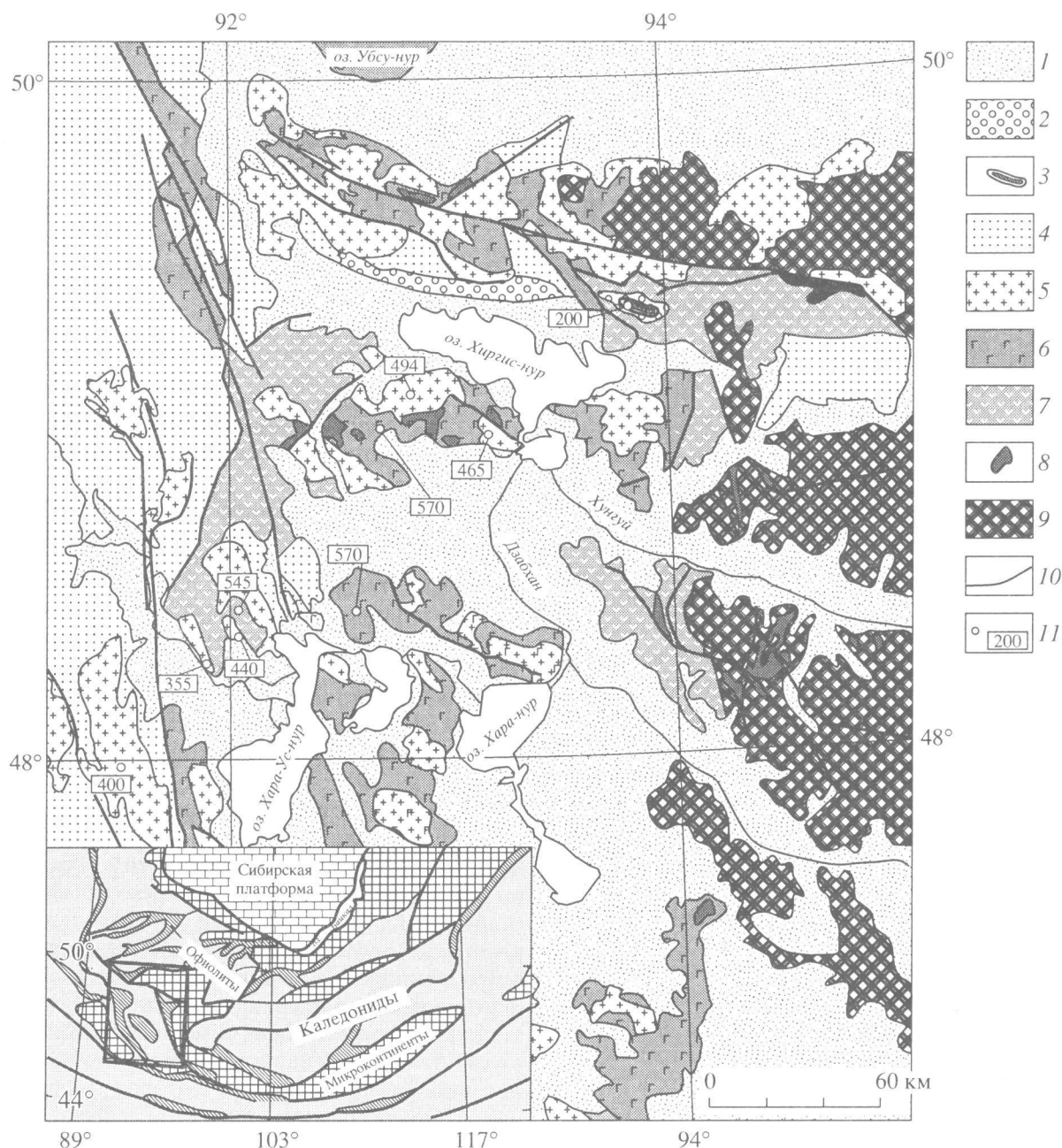
В последние годы были выдвинуты представления о преимущественно ювенильной природе фанерозойской континентальной коры Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) [1, 2], т.е. о формировании этой коры в результате вещественных и структурных (тектонических, метаморфических и магматических) преобразований исходной океанической (островодужной) коры, в свою очередь образовавшейся из деплетированной мантии [1, 3]. В основу этих построений были положены, во-первых, данные о широком участии в строении ЦАСП офиолитовых и островодужных комплексов, залегающих в низах разрезов стратифицированных образований континентальной коры [4, 5], и, во-вторых, результаты изотопно-геохимических исследований разновозрастных гранитоидов, показавшие, что источником их магм служила кора, изотопный состав которой оказался близким к составу базальтов офиолитовых комплексов [1, 3], возможно с некоторой примесью пелитовых осадков. Однако эти теоретические представления не были подкреплены необходимыми данными об изотопном составе осадочных пород, участвующих в строении каледонской коры. Существенным пробелом наших модельных построений стало также отсутствие сведений о соответствии между составами пород континентальной коры и гранитоидов в участках их совместного проявления. В этом сообщении приведены новые оценки состава каледонской коры Озерной зоны (Западная Монголия) ЦАСП, опирающиеся на результаты изотопных и геохимических исследований как магматических, так и осадочных пород, в том числе разновозраст-

ных гранитоидов, возникших в континентальную стадию развития этой зоны.

Строение каледонид Центральной Азии определяют узкие складчатые пояса венд-кембрийских офиолитов и заключенные между ними микроконтиненты (террейны) с рифейской (в терминах Nd-модельных возрастов) или более древней корой [5–8]. Среди складчатых зон каледонид наиболее крупной является Озерная зона (ОЗ) (рис. 1). В ее строении участвует несколько ассоциаций пород и толщ [4, 5]. В основании разрезов развиты породы меланократового основания (гипербазиты, габброиды, дайки sheet-комплекса). Эти породы перекрываются породами спилит-диабазовой толщи, формирование которой связывается с внутриплитным режимом и образованием задуговых бассейнов, океанических островов и (или) океанических плато [1, 4]. Возраст толщи в разных участках ОЗ и ее окружения оценивается в 570 млн. лет [7]. С этим возрастом в пределах ошибки измерений совпадают данные Sm–Nd-датирования пород толщи [4]. Более поздними являются образования карбонатно-терригенно-вулканогенной толщи, в составе которой среди вулканитов преобладают андезиты. Эти породы формировались в обстановках островных дуг, для них типичны ассоциации с граувакковой молассой, олистостромами, рифогенными известняками. По нашим новым результатам Ar–Ar-датирования возраст толщи оценивается в 545 млн. лет. Весь комплекс венд-кембрийских образований ОЗ был преобразован в континентальный блок в результате складчатых и метаморфических процессов около 500 млн. лет назад [4, 7, 8]. Более молодые, чем кембрийские стратифицированные образования, имеют здесь ограниченное распространение. В то же время достаточно разнообразны продукты магматической переработки сформировавшейся континентальной коры – разные по составу и возрасту гранитоиды и кислые вулканиты.

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской Академии наук, Москва*

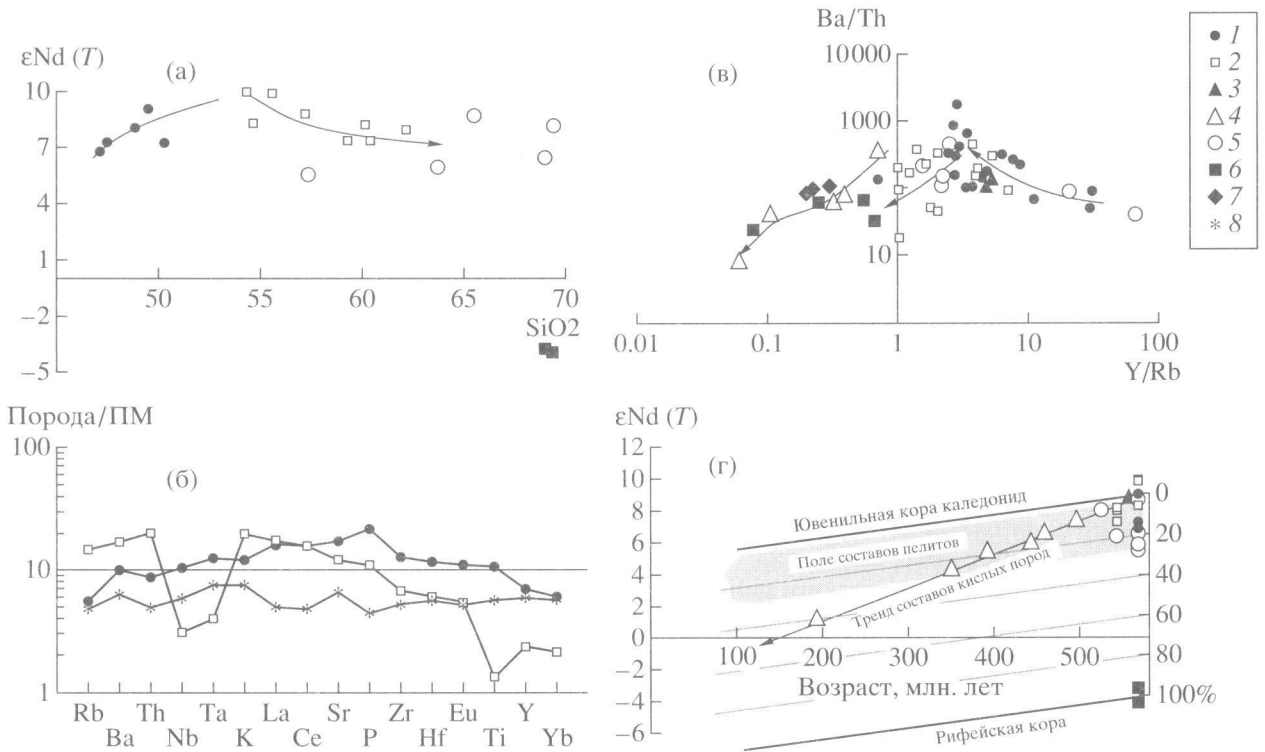
*Институт геологии и геохронологии докембрия Российской Академии наук, Санкт-Петербург*



**Рис. 1.** Схема геологического строения Озерной зоны каледонид. На врезке показано место рассматриваемой территории (выделено прямоугольником) в системе каледонских структур Центрально-Азиатского складчатого пояса. 1 – позднемезозойские и кайнозойские отложения; 2, 3 – образования ранней юры: 2 – конгломераты, 3 – трахириолиты; 4 – ранне- и среднепалеозойские образования; 5 – гранитоиды раннего и среднего палеозоя; 6 – породы спилит-диабазовой толщи (комплексы океанических плато, океанических островов и примитивных островных дуг); 7 – породы карбонатно-терригенно-вулканогенной толщи (комплексы островных дуг); 8 – гипербазиты и габброиды (комплексы меланократового основания); 9 – докембрийские микроконтиненты; 10 – разломы; 11 – участки опорных исследований и возраст изученных пород в млн. лет.

На рис. 2 приведены данные об изотопном и химическом составе (содержании  $\text{SiO}_2$ ) вулканических и осадочных (пелиты) пород венд-кембрийских толщ ОЗ. Изотопный состав этих пород в виде величины  $\epsilon\text{Nd}(T)$  варьирует от +7 до +10 в вулканических и от +5.5 до +8.6 в осадочных

породах (рис. 2а). Среди вулканических пород преобладают базальты и андезиты, более кислые породы редки. В породах вулканической серии отмечается закономерный рост  $\epsilon\text{Nd}(T)$  от величины +7 до +9.9 при повышении содержания  $\text{SiO}_2$  в породах от 47 до 55% и затем понижение до +7



**Рис. 2.** Диаграммы вариаций изотопного и химического составов разновозрастных пород Озерной зоны. 1 – базальты спилит-диабазовой толщи; 2 – андезиты карбонатно-терригенно-вулканогенной толщи; 3 – дациты, ассоциирующие с базальтами и андезитами; 4 – постфиолитовые кислые магматические породы; 5 – пелиты, ассоциирующие с базальтами и андезитами; 6 – рифейские пелиты Баян-Хонгорской зоны; 7 – составы континентальной коры Китая по [10]; 8 – состав пород Карибского океанического плато по [9]. ПМ – примитивная мантия. Стрелками указаны тренды изменения состава в разных по составу группах пород.

при последующем возрастании  $SiO_2$  до 62%. Редкие дациты имеют изотопный состав Nd такой же, как у ассоциирующих с ними более основных пород.

Тонкозернистые пелиты, доминирующие среди осадочных пород спилит-диабазовой толщи, характеризуются относительно вулканитов пониженными величинами  $\epsilon Nd(T)$  и более кислым (63–69%  $SiO_2$ ) составом. Своеобразие этих пород связано, по нашему мнению, с участием в их образовании обломочного и хемогенного материала разных источников. В их составе преобладают продукты разрушения вулканических дуг и островов, на склонах которых они формировались. Об этом свидетельствует сходство отношений несовместимых элементов в изученных пелитах, а также в базальтах и андезитах ОЗ (рис. 2в). Кроме того, определенный вклад в образование пелитов вносили более отдаленные источники сноса, такие как микроконтиненты с “рифейской” корой, располагавшиеся между каледонскими островными дугами и “понижавшие” величины  $\epsilon Nd(T)$  в осадочных породах. Состав “рифейской” коры на графиках (рис. 2в, г) воспроизводят позднерифей-

ские-вендские осадки Баянхонгорской зоны. Их изотопные характеристики соответствуют средней коре рифейских микроконтинентов ЦАСП, а геохимические параметры согласуются со средними составами коры Китая (рис. 2в) [10]. Такие же осадки, вероятно, формировались в Озерной зоне, по крайней мере, вблизи ее границы с Дзбаханским микроконтинентом, который служил источником терригенного сноса как для Озерной, так и Баянхонгорской зон.

Вариации изотопного состава в ряду базальты-андезиты, по-видимому, можно связать с разными источниками этих пород. Среди изученных базальтов и ассоциирующих с ними габбро спилит-диабазовой толщи преобладают высокотитанистые разновидности ( $TiO_2 \sim 2-3\%$ ). Они имеют геохимические характеристики пород океанических плато (рис. 2б), что подтверждает внутриплитную геодинамическую интерпретацию их образования. Величина  $\epsilon Nd(T) \sim +7$ , по-видимому, характеризует источник этих базитов. Андезиты карбонатно-терригенно-вулканогенной толщи связаны с островными дугами и для них типичны повышенные содержания  $SiO_2$ , Ta-Nb-минимум

на спайдерграмме (рис. 2б) и преобладание разновидностей с амфиболом и титаномagnetитом [4], свидетельствующих об образовании из богатых водой окисленных магм. Андезиты характеризуются высокими значениями  $\epsilon Nd(T)$  (до +9.8), указывающими на участие в образовании расплавов крайне деплетированной мантии надсубдукционного клина. По-видимому, тенденция к росту величины  $\epsilon Nd(T)$  при переходе от базальтов к андезитам могла возникнуть в результате смешения их источников в области плавления. С другой стороны, уменьшение величины  $\epsilon Nd(T)$  в андезитах с ростом  $SiO_2$  (от 55 до 62%) могло быть вызвано вовлечением в источники андезитовых расплавов пелитов субдуцированной океанической литосферы с пониженными величинами  $\epsilon Nd$  и повышенным содержанием  $SiO_2$ . Наблюдаемый на графике (рис. 2в) тренд состава пород андезитовой группы в сторону пелитов с рифейскими изотопными характеристиками свидетельствует о высокой вероятности взаимодействия последних с источником андезитовых расплавов.

Таким образом, состав континентальной коры Озерной зоны определили ювенильные магматические породы, возникшие в результате плавления умеренно и крайне деплетированной мантии, а также осадочные породы, сформированные в результате размыва этих магматических образований и при участии продуктов эрозии более древней континентальной коры. Можно оценить доли ювенильного и привнесенного древнего корового компонентов (например, рифейского) в составе каледонской коры ОЗ. На рис. 2г показаны изотопные составы ювенильных магматических (базальты, андезиты, дациты) и осадочных пород офиолитовых и островодужных комплексов ОЗ, а также разновозрастных гранитоидов, сформировавшихся в ее пределах. Кроме того, показаны линии эволюции среднего состава ювенильной континентальной коры ОЗ (без учета осадочного компонента) и среднего состава "рифейской" коры микроконтинентов [1, 6], для которых значения  $\epsilon Nd(T)$  для возраста 550 млн. лет оценены в +8.5 и -3.5 соответственно. Для упрощения оценки участия этих компонентов в продуктах смешения для них было принято одинаковое содержание REE и среднecоровая величина  $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.12$ . В этом случае состав смеси линейно связан с долей того или иного компонента. В соответствии с рис. 2г осадки офиолитовых ассоциаций ОЗ содержат от 0 до 25% рифейского компонента. Если предположить, что примесь в пелитах служил более древний материал, например раннепротерозойская кора, то эта оценка будет уменьшена, по крайней мере, вдвое. Следова-

тельно, для коры зоны, в строении которой магматические породы составляют более половины объема, вклад ювенильного компонента можно оценить не менее чем в 90%.

На рис. 2г приведены также составы кислых магматических пород, которые возникли в пределах ОЗ в результате переработки коры на континентальной стадии ее развития в условиях активной континентальной окраины и под воздействием мантийных плюмов [5, 11]. Не вдаваясь в анализ этой деятельности, отметим, что на основе U-Pb-датирования гранитоидов по цирконам нами установлены следующие возрастные группы кислого континентального магматизма территории: 494 млн. лет (синколлизонные тоналиты и плагиограниты), 465 млн. лет (постколлизонные нормальные граниты), 440 млн. лет (гранодиориты), 400 и 355 млн. лет (субщелочные калиево-натриевые граниты). Наиболее поздними кислыми магматическими породами в ОЗ являются ранне-среднеюрские (~200 млн. лет) трахириолиты крупной экструзии к северо-востоку от оз. Хиргис-нур.

Как следует из рис. 2в, г, изотопный состав наиболее ранних (синколлизонных) тоналитов является близким к изотопному составу ювенильных пород, в частности андезитов и дацитов. Сближают их с андезитами также близкие значения парных отношений несовместимых элементов (рис. 2в). Это позволяет предполагать ведущее участие ювенильного компонента континентальной коры ОЗ при формировании тоналитов.

Постколлизонные гранитоиды характеризуются последовательно более низкими значениями  $\epsilon Nd(T)$  и находятся в поле изотопной эволюции составов пелитовых осадков ОЗ (рис. 2г). На графике парных отношений несовместимых элементов (рис. 2в) эти граниты сопоставляются с составом пород коры, в частности с рифейской корой Центральной Азии, что указывает на вероятное ее участие в их образовании. На рис. 2г видно, что точки составов более молодых гранитов закономерно смещаются к нижней границе поля изотопных характеристик изученных пелитов ОЗ и затем за его пределы. Ранее при рассмотрении всей совокупности изотопных данных по гранитоидам каледонид ЦАСП [1] мы получили поле фигуративных точек, вытянутое в соответствии с возрастным трендом изменения среднего состава континентальной коры и описываемое величиной  $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.12$ , и поэтому считали, что изотопные характеристики гранитоидов каледонид определяются эволюцией подобной однородной по составу коры. Однако пример Озерной зоны показывает, что существующие связи между гранитоидами и их источниками более сложные.

Так, корреляционная зависимость распределения составов гранитоидов ОЗ соответствует гипотетическому источнику с отношением  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.03$ , которое ниже оценок для любого типа источников магматических расплавов. Более вероятно, что эта зависимость отвечает смещению в источнике расплавов материала с характеристиками ювенильных магматических пород и более древнего корового материала при возрастающем во времени вкладе последнего в этот источник.

Предположение об участии древнего корового материала в магмообразовании весьма реалистично, так как в строении ОЗ широко распространены осадочные породы, в составе которых доля такого материала достаточно ощутима. Как уже отмечалось, это связано с тем, что образование осадков было связано не только с размытием ювенильных магматических пород с изотопными характеристиками деплетированной мантии (высокие положительные значения  $\epsilon\text{Nd}$ ), но и с эрозией окружающих океанские бассейны континентальных масс с более низкими, в том числе отрицательными, величинами  $\epsilon\text{Nd}$ . Вероятно, вклад более древнего компонента был наибольшим вблизи границ с микроконтинентами (как это наблюдается в осадках Баянхонгорской зоны). Очевидно также, что прогрессирующее добавление соответствующего по составу осадочного компонента к ювенильной каледонской коре вполне могло сделать линию изотопной эволюции состава этой коры более крутой по сравнению с линией изотопной эволюции средней континентальной коры этого же возраста. Возрастающую долю таких осадков в каледонской коре можно было бы объяснить постоянной эрозией постколлизийной (в виде континентальных поднятий) континентальной коры ЦАСП, включающей многочисленные докаледонские террейны, и накоплением этих осадков в пределах ОЗ, в частности на глубинах, вовлеченных в магмообразование.

Однако, как было отмечено, в строении ОЗ постколлизийные осадочные образования практически отсутствуют. Мы полагаем, что эффект закономерного изменения изотопного состава продуктов корового магматизма, подобный выявленному, вполне может отражать тектоническую расслоенность литосферы ОЗ, сформировавшуюся в ходе столкновения каледонских островных дуг с террейнами рифейской изотопной провинции, преобладающими в обрамлении ОЗ [6]. В результате подобного расслоения в нижних более пластичных горизонтах коры коллидирующих структур фрагменты коры террейнов по пологим срывам могли быть перемещены в основании островодужных сооружений и наоборот. В геологической истории ОЗ, как и других участков кале-

донского пояса, коровое гранитообразование, вероятно всего, происходило на фоне общего погружения изотерм плавления. Соответственно, в продуктах плавления должна была возрастать доля того компонента коры, который располагался в ее основании. Для юрских трахириолитов доля древнего корового компонента (например, рифейского) в источнике расплава достигает 40%, что на 15% больше, чем в наиболее обогащенном этим компонентом осадке ОЗ. Это позволяет предположить наличие более древней, предположительно рифейской коры в виде, возможно, тектонических пластин в основании зоны. По-видимому, масштабы тектонического перемешивания не были значительными, так как по сравнению с вкладом ювенильной коры участие древнего корового материала в источниках магматизма остается подчиненным даже на уровне самой глубокой магмогенерации. Здесь отметим, что модель тектонического расслаивания в основании коллидирующих структур была предложена нами ранее при объяснении вариаций состава гранитов в корах рифейской изотопной провинции [1].

Казалось бы, граниты ОЗ, возникшие в пределах ювенильной в своей основе коры и относящиеся в основном к  $\epsilon\text{Nd}(+)$  изотопному типу гранитов [1, 3], следовало бы рассматривать как граниты I-типа. Однако к таковым можно отнести только синколлизийные тоналиты, образовавшиеся, по-видимому, за счет источников, близких по составу к андезитам. Формирование постколлизийных гранитов было связано с преобладающим селективным плавлением осадочного материала, участвующего в строении коры и содержащего в качестве примеси добавки более древнего корового материала. Эти породы характеризуются таким же распределением несовместимых элементов, как и типичные породы коры, в частности рифейские осадки, и поэтому должны рассматриваться как S-граниты. Очевидно, что простое отнесение гранитов к тому или иному типу, основанное на их геологических связях и химизме, в рассмотренном случае не работает, так как в их образовании участвовал как ювенильный (магматический и осадочный), так и коровый (осадочный) материал.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 02-05-64191, 02-05-64196, 02-05-64208, 02-05-65093, 00-15-98628, 00-05-72011).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. // Геохимия. 1996. № 8. С. 699–713.
2. Jahn Bor-ming, Wu F., Chen B. // Trans. Roy. Soc. Edinburg. 2000. V. 91. P. 181–193.

3. Коваленко В.И., Ярмолук В.В., Ковач В.П. и др. // Геотектоника. 1999. № 3. С. 21–41.
4. Коваленко В.И., Ярмолук В.В., Пухтель И.С. и др. // Петрология. 1996. Т. 4. № 5. С. 453–495.
5. Dergunov A.B., Kovalenko V.I., Ruzhentsev S.V., Yarmolyuk V.V. Tectonics, Magmatism, and Metallogeny of Mongolia. L.; N. Y.: Routledge: Taylor and Francis Group. 2001. P. 288.
6. Ярмолук В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П. и др. // Геотектоника, 1999. № 4. С. 3–20.
7. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Хаин Е.В. и др. // Геотектоника. 2002. № 2. С. 80–92.
8. Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. // Петрология. 1999. Т. 7. № 2. С. 173–189.
9. Condie K.C. Mantle Plumes and Their Record in Earth History. Cambridge: Cambridge Univer. Press, 2001. 305 p.
10. Gao S., Luo T.-Ch., Zhang B.-R. et al. // Geochem. et cosmochim. acta. 1998. V. 62. № 11. P. 1959–1975.
11. Ярмолук В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. // Геотектоника. 2000. № 5. С. 3–30.