

Геохимические неоднородности мантийных источников кайнозойских базальтов Монголии

Геншафт Ю.С., Грачев А.Ф., Салтыковский А.Я.

Объединенный институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

Приведены новые геохимические данные по содержанию РЗЭ и малых элементов в базальтах из различных ареалов кайнозойского вулканизма Монголии, свидетельствующие как о возможной первичной геохимической неоднородности мантийных плюмов, так и о возможных различных процессах взаимодействия плюма с подкоровой частью монгольской литосферы.

Введение

Кайнозойским базальтам Монголии посвящено большое число статей и монографий, обзор которых можно найти в [1]. Интерес к этому региону вызван тем, что базальты изливались в различных тектонических структурах – от Байкальской рифтовой зоны на севере до разновозрастных складчатых сооружений на юге, они являются частью обширных проявлений кайнозойского базальтового вулканизма в Центральной и Восточной Азии. По общепринятой номенклатуре эти базальты относятся к щелочнобазальтовому типу калиевой и натровой специализации. Раннекайнозойский вулканизм эоценового и палеоценового возраста локализовался в Заалтайской Гоби, Мандал-Гобийском и Ундэр-Шильском ареалах, возобновился в олигоцене (Долина Озер) и получил наибольшее распространение в миоцене-плиоцене в большинстве известных ареалов. В четвертичное время произошло существенное сокращение площади вулканизма и голоценовые проявления известны в Тарятской впадине, в верховьях рек Орхон, Байдариг (Центральный и Южный Хангай), на плато Дариганга. Калиевые базальтоиды ($K_2O/Na_2O \geq 1$) известны в Угейнурском и Тарятском ареалах, а породы с наименьшим значением K_2O/Na_2O - на плато Дариганга. В большинстве ареалов вулканы содержат разнообразные по минеральному составу включения глубинных пород и мегакристаллов [2]. Ксенолиты ультрамафитов гранатовой фации глубинности известны в базальтах Тарятской впадины и Дариганги. На основании различий в содержаниях петрогенных и рассеянных элементов были сделаны выводы о разном составе и условиях плавления мантийных источников под Хангаем и Даригангой [3, 4].

Недавно авторами было обосновано влияние мантийного плюма на выплавление базальтовых магм в Центральной Монголии [5]. В совокупности с данными по изотопии гелия в породах Хамар-Дабана [6], свидетельствующими об участии мантийных плюмов в генерации базальтовых магм этих ареалов Байкало-Монгольского региона, встает

вопрос о масштабах возможного влияния мантийного плюма (плюмов?) на состав и условия выплавления магм в других ареалах Монголии. В более общем плане рассмотрение всех известных геолого-геохимических данных ставит вопрос о пространственной и временной гетерогенности глубинных источников кайнозойского базальтового магматизма в Монголии (и, вероятно, в других азиатских провинциях). Помимо изотопных данных решение этой проблемы возможно на основе рассмотрения различных геохимических характеристик образцов.

Результаты геохимических исследований

Нами были получены новые данные по содержаниям редких и рассеянных элементов в 63 образцах базальтов из 12 ареалов Монголии, от Прихубсугуля на севере до Гобийских на юге и юго-востоке (Дариганга). Определение малых и редкоземельных элементов выполнено в лаборатории ядерно-физических методов Опытной-методической экспедиции ГПП "Севзапгеология" инструментальным нейтронно-активационным анализом (ИНАА) и рентгено-флюорисцентным анализом (РФА).

Для изучения вариаций распределения РЗЭ в базальтах Монголии в зависимости от их возраста и положения в пространстве мы использовали кластерный и факторный анализ. Оба метода показали разделение базальтов по возрасту на две группы (наиболее четко это видно по главным факторам): в первую группу попали палеоцен-эоценовые базальты Мандал-Гобийского и Ундэр-Шильского ареалов (К-Аг датировки дают цифры в интервале 59-43 млн. лет), а вторая группа, в которую попадают все оставшиеся ареалы, имеет неоген-четвертичный возраст.

Распределение РЗЭ, нормированных к хондриту, показывает, что наиболее обогащены легкими лантаноидами относительно тяжелых элементов плиоцен-четвертичные базальты Тарят-Чулутуинского ареала и Дариганги. Наименее контрастна картина распределения РЗЭ в раннекайнозойских базальтах южных ареалов Монголии (рис. 1). Геохимическая близость базальтов Тарят-Чулутуинского ареала и Дариганги прослеживается на различных диаграммах, например, $La/Sm - La/Ta$, $Sc - Zr$, $Th/Tb - Th/Ta$. Последняя диаграмма иллюстрирует различия в глубинных источниках магм разных ареалов (рис. 2). Было показано, что увеличение отношения Th/Tb при данном значении Th/Ta указывает на уменьшение величины ϵNd , что означает обогащенность мантийного источника [7]. На рис. 2 видно, что точки отдельных ареалов образуют некоторые поля или ложатся на линейные тренды. Базальты Тарят-Чулутуинского ареала и Дариганги ближе всего отвечают условиям генерации из наиболее обогащенных источников. В то же время очевидны различия в степени обогащенности источников магм различных ареалов Монголии.

В [8], были отмечены некоторые петро- геохимические признаки базаль-

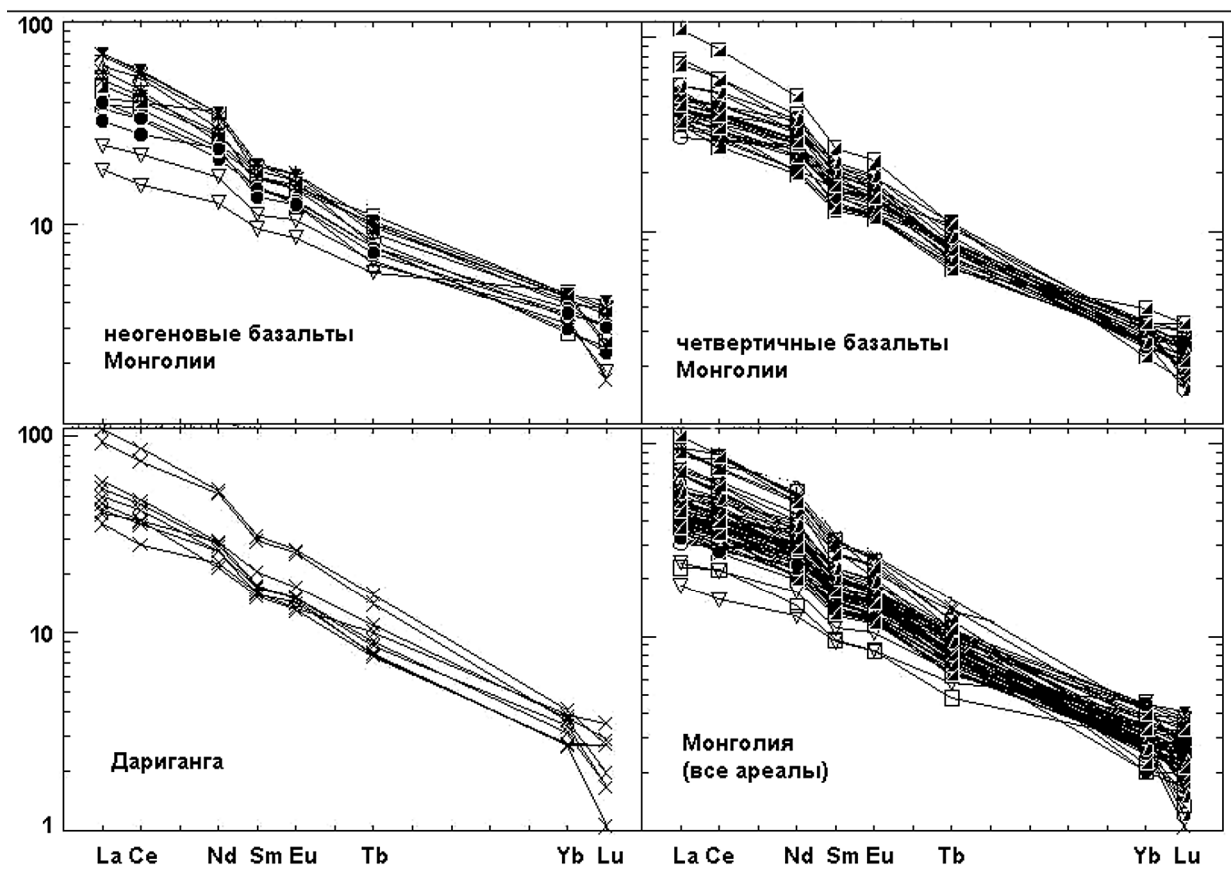


Рис. 1. Нормированное к примитивной мантии содержание РЗЭ в базальтах Монголии. Обозначения см. на рис. 2.

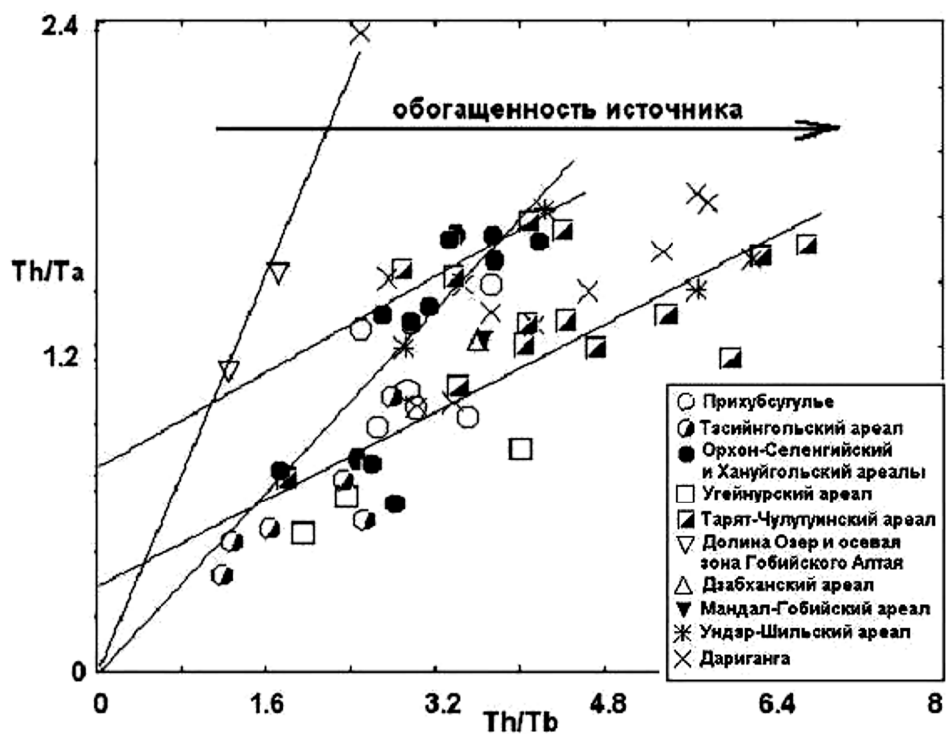


Рис. 2. Соотношение $Th/Tb - Th/Ta$ для базальтов Монголии.

Прямые линии – возможные тренды частичного плавления различных источников.

тов, образованных под влиянием мантийных плюмов. К ним, в частности, относятся высокие содержания Mg (присутствие пикритов), обогащенность пород Fe, Ti, феннеровский тренд дифференциации. Базальты Тарят-Чулутуинского ареала и Дариганги, действительно, характеризуются повышенными содержаниями указанных элементов, но только для базальтов Дариганги устанавливается отчетливый феннеровский тренд дифференциации, отмеченный ранее [3] и подтвержденный данными настоящих исследований.

Ряд диаграмм позволяют оценить условия плавления в мантийном источнике. Соотношения Zr/Nb, La/Sm, (Ce/Sm)_N, La/Yb, Sm/Nd, Lu/Hf определяют степень плавления, а Tb/Yb, Ce/Y, Sm/Nb, (Yb/Sm)_N – количество реститового граната и соотношение ультраосновных пород гранатовой и шпинелевой фаций глубинности в магматическом источнике. Рассмотрение диаграмм с указанными геохимическими трассерами показывает, что исходные магмы в различных ареалах Монголии образовались преимущественно при плавлении гранат-шпинелевого лерцолита (степень плавления не превышает 5%), содержащего, по-видимому, не более 15% граната. На диаграмме Sm/Nd – Lu/Hf составы изученных образцов попадают в поля, расположенные между полями магм с остаточными шпинелью и гранатом (рис. 3).

На разных геохимических диаграммах (Sm/Yb-La/Sm, La/Nb-Zr/Nb, Th/Ta-La/Ta) точки составов монгольских базальтов попадают в поля между значениями, характерными для таких мантийных резервуаров, как деплетированная мантия (DM, MORB), в разной степени обогащенная мантия (EM, PM, HIMU), источник щелочных базальтов океанических островов (OIB), предполагаемая рециклированная литосфера (REC) – источник, близкий по изотопно-геохимическим параметрам к HIMU и другим источникам обогащенного типа. Примером таких диаграмм служит рис. 4, где в координатах Nb/Th – Zr/Nb показаны положения различных мантийных резервуаров, а также положение исландских и гавайских вулканитов, сформированных под влиянием мантийных плюмов. Данная диаграмма отчетливо показывает геохимическую гетерогенность плюмов. Ранее отмечались основные причины гетерогенности магм, образованных под воздействием плюмов: вещественная гетерогенность самих плюмов, контаминация плюмов веществом литосферы, смешение магм из различных источников [8, 9]. На рис.4 видно разное положение базальтов из различных ареалов Монголии. К резервуару REC наиболее близки базальты Дариганги и Тарят-Чулутуинского ареала, тогда как породы Орхон-Селенгинского и Орхонского ареалов расположены ближе к источнику типа EM.

Геохимические индикаторы типа La/Ta, Ta/Th, Nb/La и др. позволяют прийти к заключению, что монгольские магмы практически не испытали контаминацию коровым веществом.

В работе [10] обосновывается выплавление кайнозойских базальтов

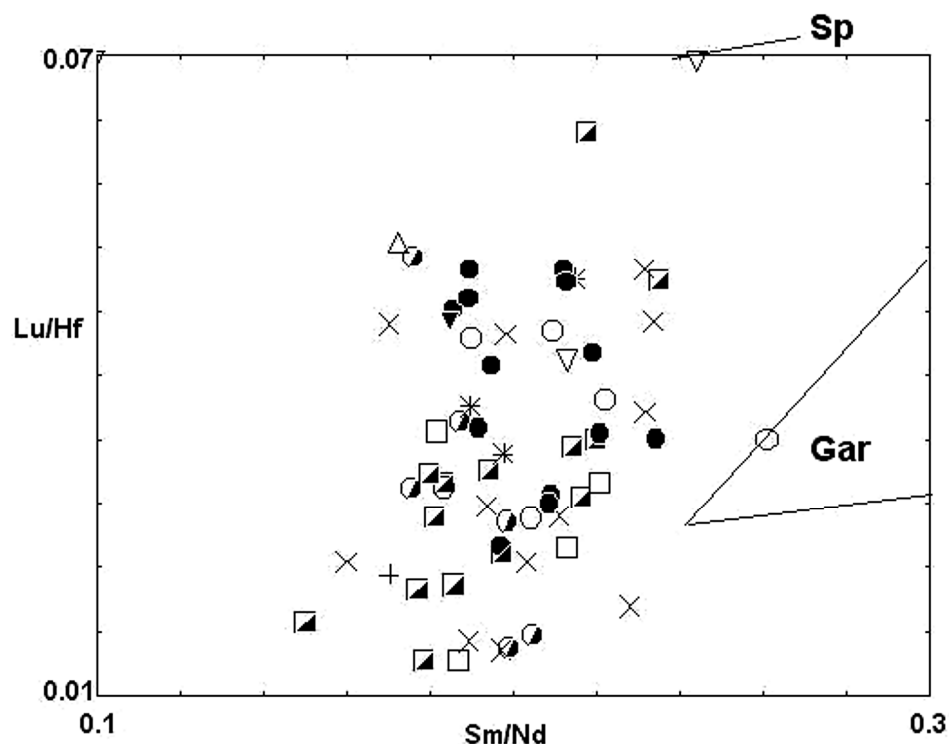


Рис.3. Положение базальтов Монголии на диаграмме Sm/Nd – Lu/Hf.

Линия Sp и поле Gar отвечают условиям плавления с реститовыми шпинелью и гранатом, соответственно.

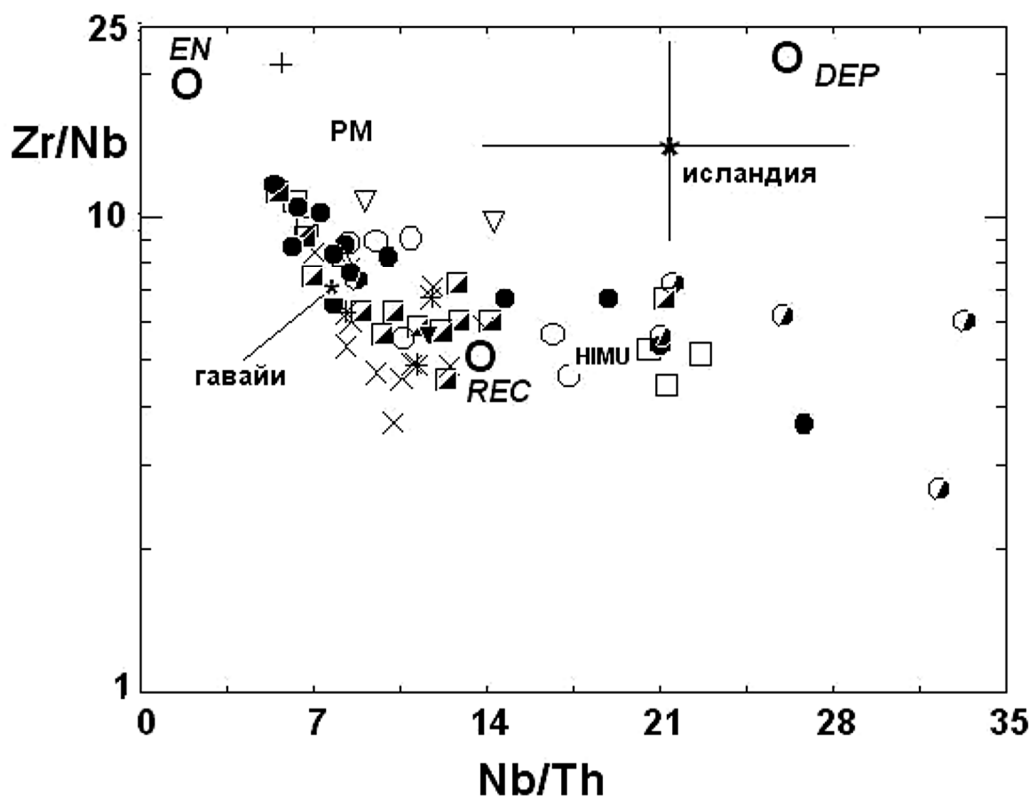


Рис.4. Положение базальтов Монголии на диаграмме Nb/Th – Zr/Nb.

Показаны положения гавайских и исландских базальтов, мантийных источников типа EM, DM, DEP, REC, HIMU.

Монголии из гетерогенной по изотопным и геохимическим меткам мантии на глубинах существования амфиболизированного гранатового перидотита. Однако, в отличие от выводов, сделанных авторами [10] относительно отчетливой геохимической однотипности древних (~33 млн лет) и относительно молодых (< 6 млн лет) базальтов Монголии, нами показаны заметные латеральные и возрастные отличия в геохимии этих магматических пород, указывающие на аналогичные различия в глубинных источниках магм. Следует отметить, что около 20 лет тому назад авторами было показано, что кайнозойский магматизм в Монголии обусловлен взаимодействием астеносферы с поднимающимися снизу потоками «аномальной» мантии (в современном понимании - плюмом), воздействующими на всю литосферу региона [рис. 4, 3]. Авторы [3] писали, что «термин «аномальная мантия» должен быть отнесен к областям мантийного диапиризма как восходящего потока вещества». Данные настоящего исследования подтверждают ранее сделанные выводы о глубинной гетерогенности мантийных источников магм в различных вулканических ареалах в силу достаточно быстрых изменений химического и минерального состава мантийного субстрата в магматогенных структурах [3].

Учитывая приведенные данные, можно полагать, что магматическая активность Монголии в кайнозое в различных ареалах развивалась в значительной мере под действием мантийных плюмов или отдельных выступов-протуберанцов одного обширного центрально-азиатского плюма. При наличии ограниченных данных по изотопии He ($^3\text{He}/^4\text{He}$) и надежных результатов исследования недр методом сейсмической томографии на территории Монголии в настоящее время трудно найти убедительные геохимические критерии плюмовой природы мантийных магм. На геохимической диаграмме Zr/Y – Nb/Y [11] (рис. 5) практически все изученные образцы из всех ареалов Монголии попадают в поле базальтов, сформированных при воздействии плюма, вблизи источников щелочных магм океанических островов. Так как на различных геохимических диаграммах вулканические ареалы региона занимают различное положение (обычно с некоторым перекрытием полей), то можно полагать, что это обусловлено как первичной геохимической неоднородностью плюмов, так и различными процессами взаимодействия плюма с подкоровой частью монгольской литосферы. Интересно отметить, что на геохимических диаграммах точки составов монгольских базальтов чаще группируются около предполагаемого плюмового источника базальтов Дарфур (Северная Африка), а иногда и вблизи источника пикритов Лоихи (Гавайи) – вулканические области, для которых установлены самые высокие значения $^3\text{He}/^4\text{He}$.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 03-05-64077, Программы 5 «Взаимодействие мантийного плюма с литосферой» и программы «Ведущие научные школы» ОНЗ.

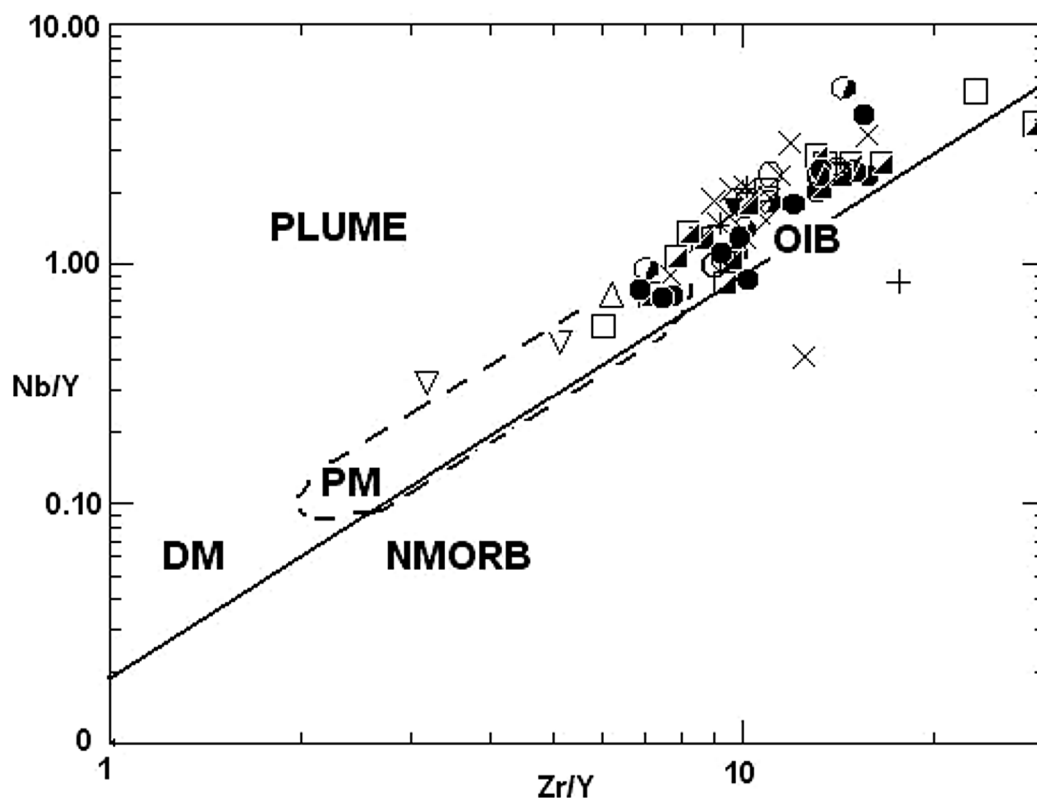


Рис.5. Диаграмма Nb/Y – Zr/Y для кайнозойских базальтов Монголии.

Линия, разделяющая базальты плюмового происхождения от базальтов других источников дана на основе параметра ΔNb по [11]. Пунктиром показано поле составов базальтов океанических плато Онтонг Джава, Кергелен, поднятия Шатского, Исландии, по [11]. Остальные обозначения см. текст.

Литература

1. Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я. Российский журнал наук о Земле. 2000. Т. 2, № 2. С. 153-183.
2. Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я. Каталог включений глубинных пород и минералов в базальтах Монголии. М.: Наука, 1990. 72 с.
3. Салтыковский А.Я., Геншафт Ю.С. Геодинамика кайнозойского вулканизма юго-востока Монголии. М.: Наука, 1985. 135 с.
4. Кононова В.А., Первов В.А., Дрынкин В.И., Кержин А.Л., Андреева Е.Д. Геохимия. 1987. № 10. С. 32-46.
5. Грачев А.Ф., Геншафт Ю.С., Каменский И.Л., Салтыковский А.Я. ДАН РАН. 2003. Т. 393, № 5. С. 669-672.
6. Грачев А.Ф. Физика Земли. 1999. № 9. С. 3-27.
7. Petrini R., Joron J.L., Ottonello G., Bonatti E., Seyler M. Tectonophysics. 1988. V. 150. P. 229-248.
8. Грачев А.Ф. Петрология. 2003. Т. 11, № 6. С. 618-654.
9. Hoffman A.W. Nature. 1997. V.385. № 6613. P.219-228.
10. Barry T.L., Saunders A.D., Kempton P.D., Windley B.F., Pringle M.S., Dorjnamjaa D., Saandar S. J.Petrol. 2003. V.44, № 1. p. 55-91
11. Condie K.C., Frey B.A., Kerrich R. Lithos. 2002. V. 64, № 1-2. P. 49-62.