

Геохимические особенности кайнозойских базальтов Монголии и проблема мантийного плюма

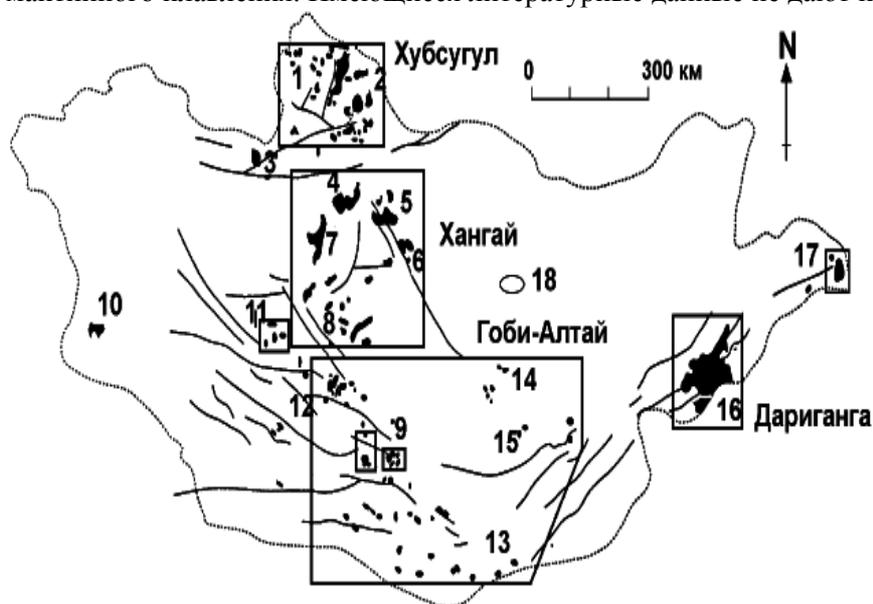
Геншафт Ю.С., Грачев А.Ф., Салтыковский А.Я.

Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, Москва

Введение и постановка задачи

В последние годы в связи с разработкой концепции мантийных плюмов резко возрос интерес к внутриплитному магматизму Азиатского континента [1-6]. Базальтовые поля кайнозойского этапа развития этой огромной территории широко распространены в Байкальской рифтовой зоне (БРЗ), Монголии, на Витимском плато, Чукотке, Сихотэ-Алине, в Юго-Восточной Азии, Китае, Корее и Тибете. Некоторые исследователи выражают весьма противоречивые взгляды относительно природы кайнозойского вулканизма, в частности, на территории Монголии [3,5,6], что делает обсуждение этой проблемы весьма актуальной.

Именно для территории Монголии, которая хорошо известна авторам статьи и где были получены новые геохимические и изотопные данные, была сделана попытка рассмотреть эту проблему. Новые данные, наряду с ранее полученными материалами, дают возможность обсудить вопрос о вероятной связи кайнозойского вулканизма Монголии с мантийным плюмом и в связи с этим высказать некоторые предположения относительно мантийных источников базальтового вулканизма этого региона. Широкое развитие кайнозойского щелочно-базальтового вулканизма Монголии (рис.1) в ареалах, различающихся геологическим строением и геофизическими полями, сильная изменчивость химических составов базальтов (например, по магнезиальности, щелочности и т.д.) позволяют ставить вопрос о вещественных неоднородностях глубинных источников магм и об особенностях условий мантийного плавления. Имеющиеся литературные данные не дают на него однозначного ответа.



Базальты Монголии по общепринятой номенклатуре относятся преимущественно к щелочнобазальтовому типу калиевой и натровой специализации. Раннекайнозойский вулканизм эоценового и палеоценового возраста локализовался в Заалтайской Гоби, Мандалгобийском и Ундершильском 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. Наиболее 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. Базальты Тарятского ареала и Долины Озер отличаются от аналогичных пород Дариганги и других ареалов значительно более высокими абсолютными содержаниями K_2O . Петрохимические данные свидетельствуют о чрезвычайно высокой гетерогенности кайнозойских базальтов Монголии по химизму. Четко это было показано для вулканитов Дариганги [1].

В большинстве ареалов вулканиты содержат разнообразные по минеральному составу включения глубинных пород и мегакристаллов [7,8]. Ксенолиты ультрамафитов гранатовой фации глубинности известны в базальтах Тарятской впадины и на Дариганге. На основании различий в

содержаниях петрогенных, малых и рассеянных элементов были сделаны выводы о различном составе и условиях плавления мантийных источников под Хангаем и Даригангой [1,9].

Недавно авторами было обосновано влияние мантийного плюма на выплавление базальтовых магм в Центральной Монголии [10]. Такой вывод был сделан и в цикле работ В.В.Ярмолюка, В.И.Коваленко и др. [2,4,6], которые показали, что существенную роль в появлении на поверхности базальтовых расплавов в фанерозое играл Северо-Азиатский суперплюм. В совокупности с данными по изотопии гелия в породах Хамар-Дабана [10,11], свидетельствующими об участии мантийных плюмов в генерации базальтовых магм Байкало-Монгольского региона, встает вопрос о масштабах возможного влияния мантийного плюма (плюмов?) на состав и условия выплавления магм в других ареалах Монголии. Современный анализ геофизических данных подтверждает роль мантийных плюмов в кайнозойской геодинамике, включая магматизм, Байкало-Монгольского региона [12]. В более общем плане рассмотрение всех известных геолого-геохимических данных приводит к мысли 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 и на основе рассмотрения различных геохимических характеристик, чему и посвящена настоящая работа.

Методика исследований

Нами были получены новые данные по содержаниям редких и рассеянных элементов в 63 образцах базальтов из 12 ареалов Монголии (рис.1), от Прихубсугуля на севере до Гобийского Алтая на юге и Дариганги на юго-востоке, что позволило впервые провести сравнительный геохимический анализ базальтов для всей территории Монголии (табл.1).

Определение малых и редкоземельных элементов выполнено в лаборатории ядерно-физических методов Опытной-методической экспедиции ГПП "Севзапгеология" (Санкт-Петербург) инструментальным нейтронно-активационным анализом (ИНАА) и рентгено-флюоресцентным анализом (РФА). При выполнении исследований методом ИНАА пробы навеской 150-250 мг, упакованные в герметично запаиваемые ампулы из сверхчистого кварца, облучались в исследовательском канале тепловой колонны реактора ВВР-М Института ядерной физики (г.Гатчина). Время облучения составило 10 часов с потоком тепловых нейтронов $7,5 \times 10^{13}$ н/см².сек.

Для метрологического обеспечения применялись стандартные образцы AGV-2, G-2, W-2, BIR-1, BHVO-1, любезно предоставленные д-ром Д. Миллером (США). Стандартные образцы облучались в одном контейнере с исследуемыми пробами. Измерения проводились в три этапа со временем остывания соответственно 6, 12, и 35 дней:

- на коаксиальном детекторе - La, Eu, Sc, Ta, Cs, Rb, Na, Co, Fe, Sb, Zn, Ag, W;
- на Ge-детекторе - Ce, Sm, Gd, Tb, Tm, Yb, Lu, Th, U, Hf, Ba, Cr, As, Se, Mo, Cd, Au.

При этом достигнута следующая чувствительность по элементам (в г/т): La-0,8; Ce-3; Sm-0,5; Eu-0,1; Gd-5; Tb-0,8; Tm-1; Yb-0,7; Lu-0,5; U-1; Th-1; Sc-0,2; Ta-0,5; Cs-0,5; Rb-10; Na-10; Hf-1; Ba-100; Cr-3; Co-0,5; Fe-300; Sb-0,8; Se-10; As-2; Mo-30; W-5; Zn-70; Ag-20; Cd-50; Au-0,05.

Рентгено-флюоресцентный анализ выполнялся по оригинальной методике, разработанной в ОМЭ ГПП "Севзапгеология", аттестованной НСАМ в 1989 г.

ПЭВМ "Искра-1030М". Пробы навеской 20 г, истёртые до 200 меш, упаковывались в специальные кюветы. Характеристическое излучение возбуждалось: а) рентгеновской трубкой с промежуточной серебряной мишенью; б) радиоизотопным источником Am-241. Для метрологического обеспечения РФА использовались стандартные образцы ВМ, СГД-1А, СГ-1А, СТ-1А, СА-1, ТВ, СГХМ-3. Время измерения составляло 400 сек. для определения:

- рентгеновской трубкой - Ca, Mn, Fe, Ni, Cu, Zn, As, Rb, Sr, V, Zr, Nb, Mo, Pb, Bi, Th, U;
- радиоизотопным источником Am-241 - Ag, Sn, Cd, Sb, Cs, Ba, La, Ce.

Достигнута следующая чувствительность по элементам (в г/т): Ca-5000; Mn-2000; Fe-500; Ni-200; Cu-70; Zn-40; As-20; Rb-15; Sr-10; Y-10; Zr-10; Nb-10; Mo-5; Pb-10; Bi-10; Th-1; U-0,5; Ag-10; Sn-10; Cd-10; Sb-10; Cs-10; Ba-5; La-10; Ce-10.

Таблица. Содержания петрогенных и малых компонентов состава в базальтах Монголии

образец	ареал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
"478a"	5	49,54	2,26	1,1	2,73	8,67	0,15	6,86	7,19
"476a"	5	51,22	1,85	15,27	5,5	6,85	0,14	6,57	6,72
"701"	12	52,84	2	15,3	4,05	6,32	0,15	3,99	6,8
"334/77"	3	51,06	2,3	15,82	2	8,42	0,12	5,46	6,76
"190/76"	7	44,7	2,28	15,03	3,07	7,68	0,05	8,23	7,84
"499b"	16	44,96	3,36	12,65	6,25	6,76	0,19	8,54	9,53
"407a/79"	4	52,2	2,08	18	3	6,07	0,12	5,42	6,2
"493"	16	50,56	2,52	13,04	5,3	6,66	0,15	7,13	8,26
"417a/79"	7	49,64	2,17	15,91	2,77	7,07	0,14	7,15	6,77
"600"	14	42,7	2,66	14,57	3,32	8,96	0,18	10,8	10,29
"475/75"	5	50,74	1,99	14,81	4,24	8,03	0,15	6,7	6,812
"607"	14	43,56	2,28	12,38	4,92	6,7	0,19	8,97	10,57
"511"	16	47,6	2,72	12,28	6,64	6,48	0,16	8,31	8,26
"488a"	6								
"503"	16	46,24	3,08	12,31	5,02	7,47	0,18	9,62	8,92
"440"	7								
"485a/79"	6	48,96	3,08	11,12	4,82	7,29	0,14	8,7	7,08
"624b"	15	45,42	2,3	13,45	4,39	9,56	0,11	8,56	8,97
"329/77"	3	49,92	2,52	15,02	3,8	6,38	0,11	6,38	6,21
"404a/79"	4	53,72	2,8	16,11	2,38	6,57	0,12	4,09	5,7
"506b"	16	46,86	2,88	12,07	7,13	5,65	0,15	9,62	8,81
"614/83"	14	48,48	2,26	13,89	9,16	2,75	0,17	5,08	9,75
"331"	3	50,7	2,43	15,8	3,39	6,85	0,12	5,2	6,58
"489b"	6								
"604"	14	43,7	2,1	13,03	3,52	8,67	0,18	10,67	10,65
"430/79"	7	51,72	2,68	14	4,98	5,53	0,13	4,97	7,08
"879b"	7	47,08	2,24	14,72	5,72	4,92	0,16	8,56	6,83
"869"	9	50,92	1,76	15,36	5,4	4,66	0,15	4,4	6,83
"478d"	5								
"481/79"	6	49,7	2,5	14,05	4,37	6,26	0,13	8,24	7,03
"616d"	15	43,76	2,4	13,3	3,59	7,17	0,17	11,13	9,4
"476b"	5	51,04	1,6	16,23	2,08	7,93	0,14	7,2	7,31
"375/77"	9	47,16	2	16,57	8,08	1,92	0,19	5,46	9,79
"431/79"	7	51,88	2,2	16,1	8,4	7,59	0,12	6,68	7,31
"420a/79"	7	43,78	1,96	13,67	4,56	7,19	0,16	10,24	8,97
"674a"	16	46,42	2,62	12,46	3,79	8,39	0,16	9,52	9,85
"402/79"	4	51,84	2,36	15,86	2,17	6,92	0,11	5,36	7,1
"709b/83"		51,28	2,34	16,05	8,65	1,58	0,09	3,16	7
"323/77"	1,2	45,36	2,33	16,31	1,86	9,14	0,15	7,18	8,41
"407c/79"	4	51,78	2,29	15,77	3,14	6,07	0,12	7,2	6,57
"477a"	5	50,06	1,92	15,3	2,95	8,93	0,19	6,67	7,18
"324/77"	1,2	50,22	2,43	15,48	4,06	6,2	0,13	5,73	6,78
"513d"	16	42,94	3,88	11,18	7,04	7,93	0,2	9,03	9,45
"371b"	12								
"502a"	16	45,88	3,12	12,03	5,9	7,03	0,18	10,14	8,92
"182/76"	1,2	47,71	2,35	17,05	8,67	4,61	0,17	3,43	6,83
"418k/79"	7	50,26	2,52	14,82	2,4	7,97	0,16	6,71	7,93
"310"	5	48,82	2,65	14,56	2,86	7,69	0,13	7,21	7,69
"332/77"	1,2	50,44	2,33	15,76	3,46	6,61	0,11	5,04	6,5
"882d/85"	5	48,76	1,88	15,28	2,63	8,03	0,16	8,3	8,23
"882b/85"	5	50,02	1,84	15,31	2,46	7,96	0,16	8,93	8,05
"322d/77"	1	48,28	2,12	15,52	1,9	8,84	0,17	8,62	8,13
"174/76"	1	46,8	2,02	16,78	5,1	6,83	0,17	7,64	7,12
"444/79"	7	46,64	3,44	14,95	4,67	7,14	0,15	5,04	6,46
"175/76"	2	47,66	2,4	16,98	3,58	8,54	0,16	6,68	5,85
"336/77"	3	51,08	2,2	15,73	2,26	8,05	0,12	5,43	6,76

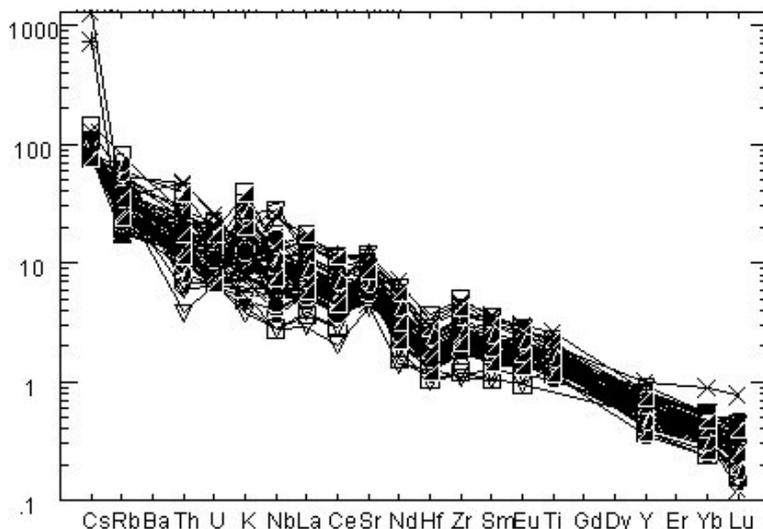
"98/76"	16	47,31	2,8	13,42	2,62	8,92	0,16	8,62	9,02
"449a"		47,74	2,24	14,52	4,92	5,76	0,16	7,85	7,53
"418a/79"	7	48,8	2,89	14,48	2,48	8,14	0,16	7,89	7,55
"449a/79"		47,74	2,24	14,52	4,92	5,76	0,15	7,85	7,53
"354/77"	7	47,84	1,95	16,49	4	6,03	0,13	7,54	7,23
"338/77"	3	51,32	2,35	15,63	3,19	7,21	0,14	4,8	6,39
"355/77"	7	45,56	1,79	16,74	1,46	8,42	0,16	4	6,74

Примечание: содержания оксидов петрогенных элементов - мас.%, малые и редкие элементы - ppm; номера ареалов соответствуют значениям, приведенным на рис.1.

В лаборатории геохронологии и геохимии изотопов ГИ КНЦ РАН (г. Апатиты) на масс-спектрометре МИ-1201 и № 22-78 и МИ 1201 ИГ № 6-91-V1 (под рук.И.Л. Каменского) проведены изотопные анализы гелия как по валовым пробам, так и по отдельным минералам (например, для клинопироксена из базальта Шаварын-Царама получено значение отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ 4.3×10^{-6}).

Результаты работы

Новые данные по содержаниям малых и рассеянных элементов в кайнозойских базальтах Монголии принципиально не отличаются от ранее полученных и обсужденных в обзоре [3], но позволяют более конкретно судить о геохимических особенностях базальтов из различных ареалов. При рассмотрении геохимических спайдерграмм (рис.2) бросается в глаза широкий диапазон изменчивости в

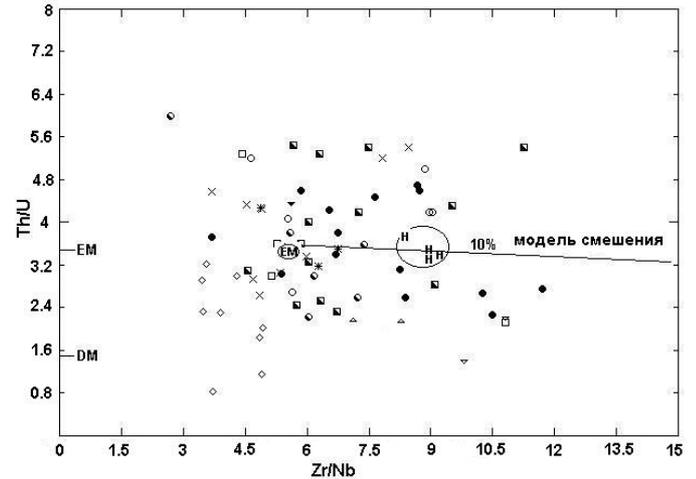
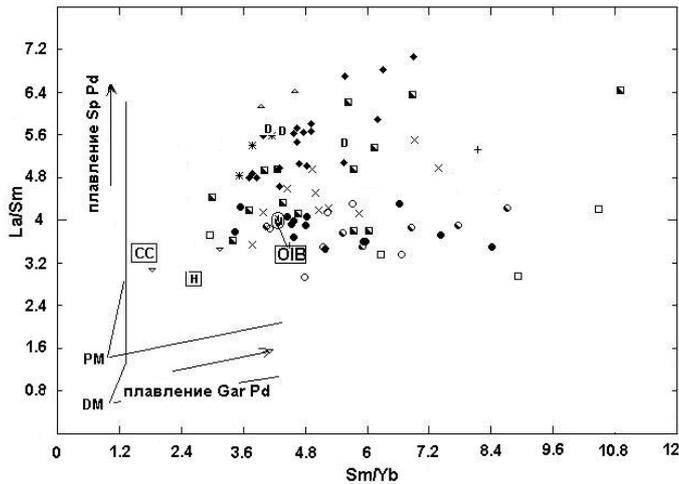


содержаниях как сидерофильных, так и литофильных элементов. Все изученные образцы характеризуются характерной для щелочных базальтов обогащенностью легкими РЗЭ относительно тяжелых, но степень обогащения вулканитов из разных ареалов различна. При достаточно однотипном поведении всех элементов на спайдерграмме, следует отметить различное положение Nb относительно соседних элементов – U, K, La для базальтов Орхон-Селенгинского и Хануйгольского ареалов. Это может указывать на определенное воздействие

коровых компонентов на состав некоторых мантийных базальтовых расплавов, хотя дальше будет показано крайне незначительное влияние вещества коры на геохимию монгольских базальтов.

Геохимическая гетерогенность изученных образцов подтверждается при сопоставлении малых элементов с содержанием MgO или с магнезиальностью $\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO}_{\text{общее}})$. Содержания MgO и Sr положительно скоррелированы в интервале содержаний MgO от 5.5 до 11 мас.%. При данном содержании MgO базальты Дариганги в наименьшей степени обогащены Sr. При ~5 мас.%MgO содержание Sr меняется для различных образцов от 30 до 400 ppm, т.е. на весь интервал содержаний Sr при содержании MgO от 5.5 до 11 мас.%. Нет четких корреляций в целом между содержанием MgO и такими геохимическими параметрами, как Zr/Nb, K/Rb, Rb/Sr. Отдельные элементы дают однотипные, но сдвинутые друг относительно друга несколько трендов корреляции с MgO (например, Ta, Nb).

Геохимическая гетерогенность кайнозойских базальтов Монголии четко прослеживается на различных геохимических диаграммах. Так на при сопоставлении Sm/Yb – La/Sm, Zr/Nb – Th/U, Zr/Nb – Sm/Nd и других отчетливо различные области занимают точки образцов, принадлежащих разным ареалам (рис.3-4). Более того, даже в пределах одного ареала можно видеть явную геохимическую гетерогенность образцов. Так на диаграмме Th/U – Nb/La образцы Тарят-Чулутуинского и Орхон-Селенгинского ареалов образуют два противоположных тренда изменчивости (рис. 5).



Обсуждение

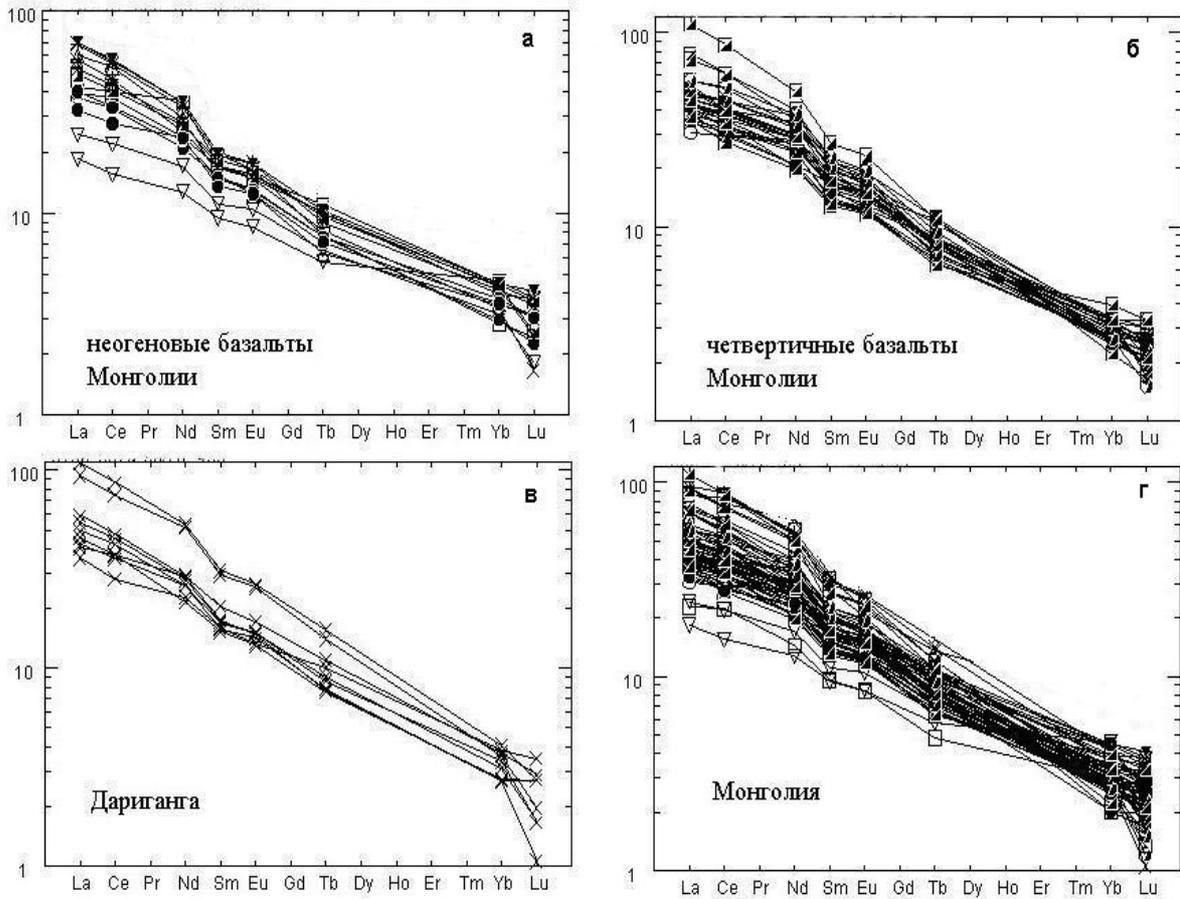
Распределение редких земель, нормированных к хондриту, показывает, что наиболее обогащены легкими лантаноидами относительно тяжелых элементов плиоцен-четвертичные базальты Тарят-Чулутуинского ареала и Дариганги. Наименее контрастна картина распределения РЗЭ в раннекайнозойских базальтах южных ареалов Монголии (рис.6). Минимально отношение (La/Yb) для раннекайнозойских базальтов южных ареалов (Мандалгобийский, Долиноозерский), базальтов Прихубсугуля, Орхон-Селенгинского ареалов - ≤ 25 . Максимальное значение этого отношения имеют базальты Тарят-Чулутуинского ареала (до 80), хотя здесь же есть породы с очень низким значением (< 20).

Относительно однородны по этому показателю базальты Дариганги и Тэсийнгольского ареалов (от 20 до 40), последние значительно менее магнезиальны.

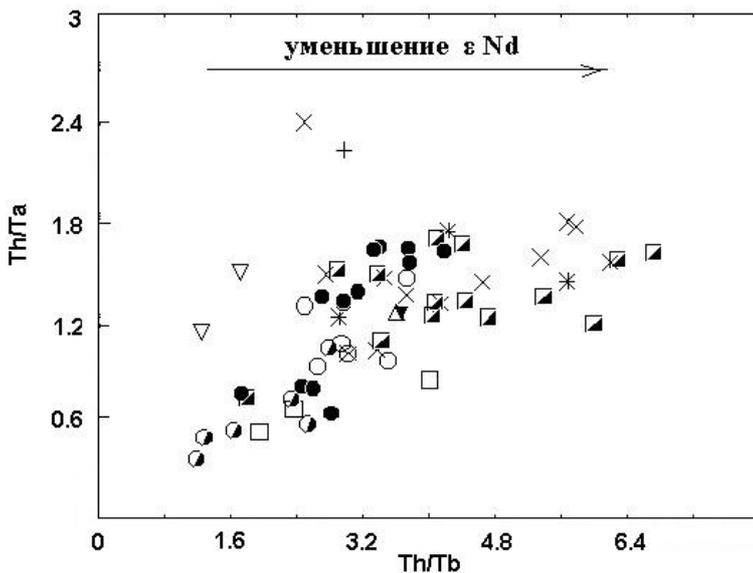
Геохимическая близость базальтов Тарят-Чулутуинского ареала и Дариганги прослеживается на различных диаграммах, например, $La/Sm - La/Ta$, $Sc - Zr$, $Th/Tb - Th/Ta$. Последняя диаграмма иллюстрирует различия в глубинных источниках магм разных ареалов (рис.7). Было показано, что увеличение отношений Th/Tb , Th/Hf при данном значении Th/Ta указывает на уменьшение величины ϵNd , что означает обогащенность мантийного источника [13]. На рис. 7. 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. Базальты южных, раннекайнозойских, и Орхон-Сенгинского ареалов выплавливались из наименее обогащенных источников. Таким образом, можно заключить, что в целом монгольские базальты произошли из изотопно и геохимически гетерогенной мантии.

Изотопно-геохимические данные привели к выводу о существовании в мантии Земли ряда магматических источников со своими характеристиками: источники типа N-MORB, E-MORB, HIMU, EM1, EM2 и др. Их положение видно на ряде геохимических диаграмм, на которые вынесены данные настоящего исследования (рис.8, 9). На этих геохимических диаграммах точки составов монгольских базальтов попадают в поля между значениями, характерными для таких мантийных резервуаров, как деплементированная 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 NIMU и другим источникам обогащенного

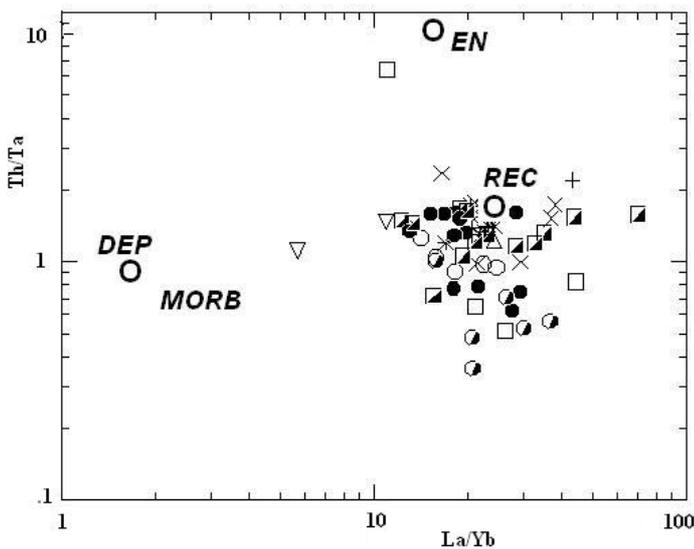


показывает геохимическую гетерогенность мантийных источников магм. Ранее отмечались основные причины гетерогенности магм, образованных под воздействием плюмов: вещественная гетерогенность самих плюмов, контаминация плюмов веществом литосферы, смешение магм из различных источников [15,16]. На рис.9 видно разное положение базальтов из различных ареалов Монголии.

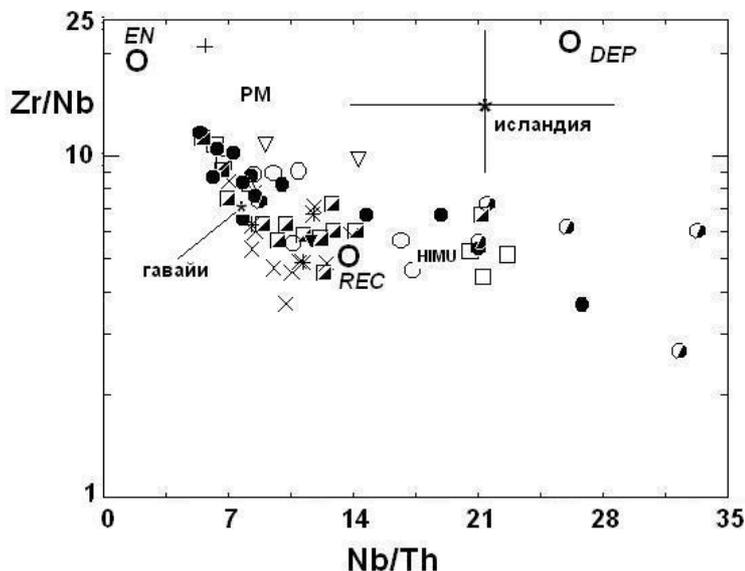
К резервуару REC наиболее близки базальты Ундэр-Шила, Дариганги и Тарят-Чулутуинского ареала, тогда как породы Орхон-Селенгинского и Орхонского ареалов расположены ближе к источнику типа EN.

Базальтовые магмы Монголии выплавлялись из источников, близких к OIB и EM с “примесью” компонентов деплетированных источников. По модели смешения расплавов, образованных при частичном плавлении деплетированного и обогащенного источников (в координатах Zr/Nb-Th/U, рис.4) [14], средняя базальтовая магма в пределах Монголии могла образоваться при смешении 90% расплавов из источника типа DM и 10% расплава из обогащенного источника.

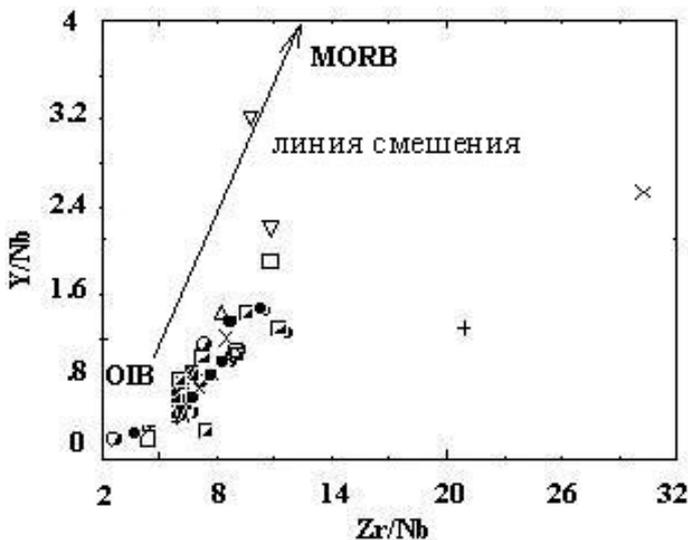
Примером таких диаграмм служит рис. 9 где в координатах Nb/Th – Zr/Nb показаны положения различных мантийных резервуаров, а также положение исландских и гавайских вулканитов, сформированных под влиянием мантийных плюмов. Данная диаграмма отчетливо



Однако, явная отрицательная корреляция отношений Sm/Nd и La/Yb для



верхней части (гранито-метаморфического слоя) установлены величины Rb/Sr 0.12 и 0.32,



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-

В целом, упомянутые выше диаграммы показывают, насколько широкое поле занимают базальты Монголии, достаточно удаленное от деплетированного источника мантии и близкое к положению обогащенных источников, в том числе предположительно сформированных при участии погруженной океанической коры [2]. По ряду геохимических показателей монгольские базальты близки базальтам Гавайев (рис.9) Причиной геохимической неоднородности магм может быть как геохимическая неоднородность плавящегося мантийного субстрата, так и смешение магм, образованных из различных источников. На диаграмме Zr/Nb – Y/Nb точки составов базальтов ложатся вдоль линии смешения источников типа MORB и OIB [17] (рис.10).

монгольских пород свидетельствует о вероятности смешения расплавов из различных мантийных источников [18].

Геохимические индикаторы типа La/Ta, Ta/Th, Nb/La и др. позволяют прийти к заключению, что монгольские магмы практически не испытали контаминацию коровым веществом. Например, диаграмма Ce/Y – La/Nb (рис.11) отчетливо указывает на образование последних при плавлении шпинель - грантовой литосферной мантии региона, но не за счет смешения с корой продукта частичного плавления лерцолита мантии [19]. Об этом же свидетельствует и анализ данных соотношений Rb/Sr – La/Nb. Для континентальной коры и ее верхней части (гранито-метаморфического слоя) установлены величины Rb/Sr 0.12 и 0.32, соответственно. Величины La/Nb для этих оболочек Земли 1.45 и 1.2, соответственно. Для монгольских базальтов величины Rb/Sr и La/Nb заключены в пределах 0.01 – 0.1 и 0.5 – 6, соответственно. Таким образом, значения Rb/Sr для базальтов значительно ниже величин, характеризующих субстрат континентальной коры.

Ряд диаграмм позволяет 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

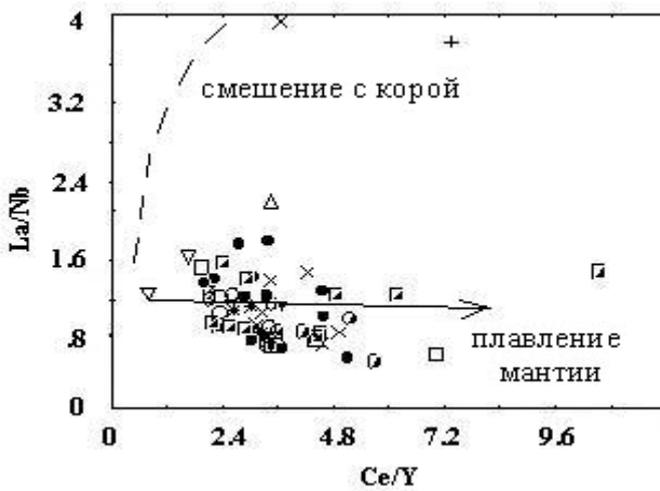
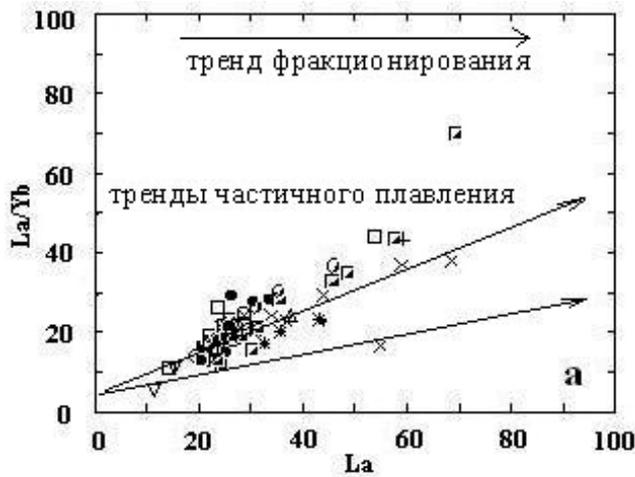
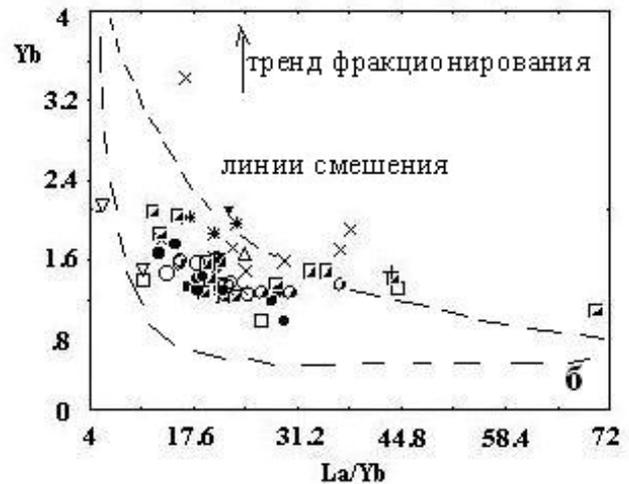


Рис.11

– Yb (рис.12б) точки лежат далеко в стороне от тренда фракционирования расплава, но соответствуют



а)



б)

Рис.12

модели смешения расплавов, образованных при частичном плавлении содержащих слюду шпинелевого и гранатового лерцолитов [18].

В работе [5] обосновывается выплавление кайнозойских базальтов Монголии из гетерогенной по изотопным и геохимическим меткам мантии на глубинах существования амфиболизированного гранатового перидотита. Однако, в отличие от выводов, сделанных авторами [5] 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 с плюмом), воздействующими на всю литосферу региона [5, рис.49]. Авторы 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 [1].

Учитывая приведенные данные, можно полагать, что магматическая активность Монголии в кайнозойе 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 детальным результатам исследования недр методом сейсмической томографии на территории Монголии в настоящее время трудно найти надежные

видимому, не более 15% граната. Соотношение Sm/Nd – Lu/Hf показывает, что составы изученных базальтов попадают в поля, расположенные между областями магм с остаточными шпинелью и гранатом [20]. Геохимические данные позволяют сопоставить роль процессов частичного плавления мантийного субстрата и фракционной кристаллизации первичных магм в образовании пород различного состава. Было показано, что при фракционировании глубинных магм отношение La/Yb изменяется слабо при значительных изменениях в содержании La. Между тем, на диаграмме La – La/Yb (рис.12а) точки, характеризующие монгольские базальты, ложатся на тренд частичного плавления. И на диаграмме La/Yb

геохимические критерии плюмовой природы мантийных магм. На геохимической диаграмме $Zr/Y - Nb/Y$ [21] практически все изученные образцы из всех ареалов Монголии попадают в поле базальтов, сформированных при воздействии плюма, вблизи источников щелочных магм океанических островов.

Некоторые вещественные признаки плюма на основе главных петрогенных элементов базальтов были приведены в [15] – повышенные содержания в магмах оксидов Fe, Ti, Mg, наличие феннеровского тренда дифференциации и др. А.Хофманн писал, что по многим изотопно-геохимическим данным плюом практически не отличим от обогащенных источников типа OIB, EM [16]. На примере Исландии было показано, что с изотопией гелия нелинейно отрицательно коррелируют отношения Nb/Rb, Nb/Th [22]. Между отношениями $^3\text{He}/^4\text{He}$ и Th/U установлена положительная корреляция. На этой основе можно утверждать, что магма под Даригангой должна характеризоваться отношениями $^3\text{He}/^4\text{He}$ не менее, чем это установлено для лавы вулкана Шаварын-Царам (Хангай, Тарятская впадина) [10]. Более низкие значения изотопных отношений гелия следует ожидать для базальтов Северо-Восточного Китая, Тэсийн-гольского, Угей-нурского и, возможно, Орхон-Селенгинского ареалов. Ограниченные данные по изотопии стронция и неодима (два определения) для базальтов Дариганги дают значения, практически неотличимы от типичных для плюмов (ϵNd – до +4, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t - 0.7047-07051$) [23]. Если это так, то можно предполагать, по крайней мере, в пределах верхней мантии Байкало-Монгольского региона отдельные выступы-протуберанцы плюма. 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 $^3\text{He}/^4\text{He}$.

Заключение

Результаты выполненных исследований показывают, что кайнозойские базальты в различных ареалах Монголии характеризуются отличиями в содержании петрогенных, малых и рассеянных элементов и в условиях генерации магм. На это указывают такие геохимические индикаторы, как Th/Tb, La/Yb, La/Nb, La/Sm, Sm/Yb, Tb/Yb и др. На диаграммах с указанием мантийных источников (N-MORB, E-MORB, HIMU) – Nb/Th – Zr/Nb, La/Yb – Th/Ta и др. – подавляющее число точек анализов попадает в поля обогащенных источников. По целому ряду геохимических признаков базальты Дариганги близки к базальтам Тарят-Чулутуинского ареала. Для упомянутых выше двух ареалов, возможно, выделяются две группы базальтов, различающихся условиями образования или типами мантийных источников. По геохимическим признакам кроме Тарят-Чулутуинского ареала мантийный плюм (выявляемый по изотопии He), скорее всего, проявился на Дариганге. Раннекайнозойские базальты осевой зоны Гобийского Алтая (и, возможно, Долины Озер) практически на всех геохимических диаграммах отличаются от более молодых базальтов остальных ареалов Монголии. Это подтверждает представления [2] о существенных отличиях в условиях мантийной магмогенерации в пределах Центральной Азии в кайнозое по сравнению с предшествующими геологическими эпохами. В более молодых базальтах в большей степени проявляется влияние обогащенных источников, сформированных скорее всего под влиянием мантийного плюма.

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