

УДК 552.11

ИСТОЧНИКИ МАГМ ОКЕАНИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ© 2004 г. Академик **В. И. Коваленко, А. В. Гирнис, В. А. Дорофеева, В. Б. Наумов, В. В. Ярмолук**

Поступило 13.05.2004 г.

Наиболее надежные оценки состава природных магм различных геодинамических обстановок основаны на исследовании состава первичных расплавных включений в минералах и закалочных стеклах, образовавшихся на воздухе или под давлением воды открытых водоемов. Особенно важны такие данные для оценки содержания летучих компонентов, которые в той или иной степени изменяются в процессах извержения или кристаллизации магм. В настоящее время в нашей базе данных имеется более 205 000 определений летучих, петрогенных и редких элементов в расплавных включениях и в закалочных стеклах магматических пород различных геодинамических обстановок [1, 2]. В данной работе на основе более 500 определений воды, калия, титана и фосфора в расплавных включениях (257 анализов) и в закалочных стеклах (281 анализ) базитов океанических островов и плато (ОО) рассмотрена проблема источников магм с целью разработки обобщенной модели структуры мантийных плюмов. Наибольшее количество составов базитовых магм океанических островов имеется для Гавайских островов (386 определений), первые десятки определений – для Галапагосских и Канарских островов, архипелага Тубуаи, Кергелена, Реюньона и плато Онтонг. Было предложено ряд моделей формирования магм океанических островов для отдельных регионов, но обобщенные модели, охватывающие главные вещественные особенности таких магм для всех изученных регионов (например, [3]), пока остаются сильно формализованными и недостаточно разработанными. Одной из причин этого является отсутствие глобальных обобщений по составам магм в этих обстановках, включающих надежные оценки содержания летучих компонентов.

На рис. 1а и 1б представлены вариации содержания калия, фосфора и воды в магмах ОО, которые четко фиксируют неоднородность их состава. На рис. 1а видно, что по составу магмы образуют три группы: первая (поле I) – низкокалиевая, близкая к толеитовой серии базитовых магм срединно-океанических хребтов (СОХ), вторая (поле II) – высококалиевая, близкая к субщелочной и щелочной сериям ОО и внутриплитных континентальных геодинамических обстановок (континентальных рифтов и горячих точек – КР). Обе совокупности составов пересекаются в поле высоких содержаний воды и калия (обозначено на рис. 1а цифрой III) и также попадают в поле составов магм КР. Поля I и II + III разграничиваются по содержанию K_2O в 0,2%. Аналогичная картина на диаграмме $P_2O_5-H_2O$ (рис. 1б). На этом рисунке имеются те же поля составов: поле I, совпадающее с составами магм СОХ, характеризуется низким содержанием P_2O_5 , а поля II + III – высоким содержанием этого компонента. Таким образом, намечены три главных группы составов в базитовых магмах ОО: I – низкокалиевая и близкая к магмам СОХ, II – высококалиевая и близкая к базитовым магмам КР, но бедная водой, III – высококалиевая и близкая к магмам КР, богатая водой.

В табл. 1 указаны рассчитанные средние составы для перечисленных выше трех главных полей магм ОО и для сравнения приведен средний состав магм СОХ. Низкокалиевые базитовые магмы поля I оказываются близкими к магмам СОХ и по другим породообразующим оксидам, отличаются только более низким содержанием глинозема, калия, фосфора и воды и более высоким содержанием железа. Средние составы магм полей II и III отличаются от среднего состава поля I повышенным содержанием TiO_2 , K_2O и P_2O_5 . Средние составы полей II и III отличаются, главным образом, по содержанию воды, при этом самое низкое содержание воды (ниже, чем в магмах СОХ) установлено в магмах поля II.

Поскольку калий, вода, фосфор, титан и хлор в мантийных магматических процессах ведут себя как типичные несовместимые элементы с низкими комбинированными коэффициентами распределения, отношения содержаний этих компонен-

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской Академии наук, Москва
Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского Российской Академии наук, Москва

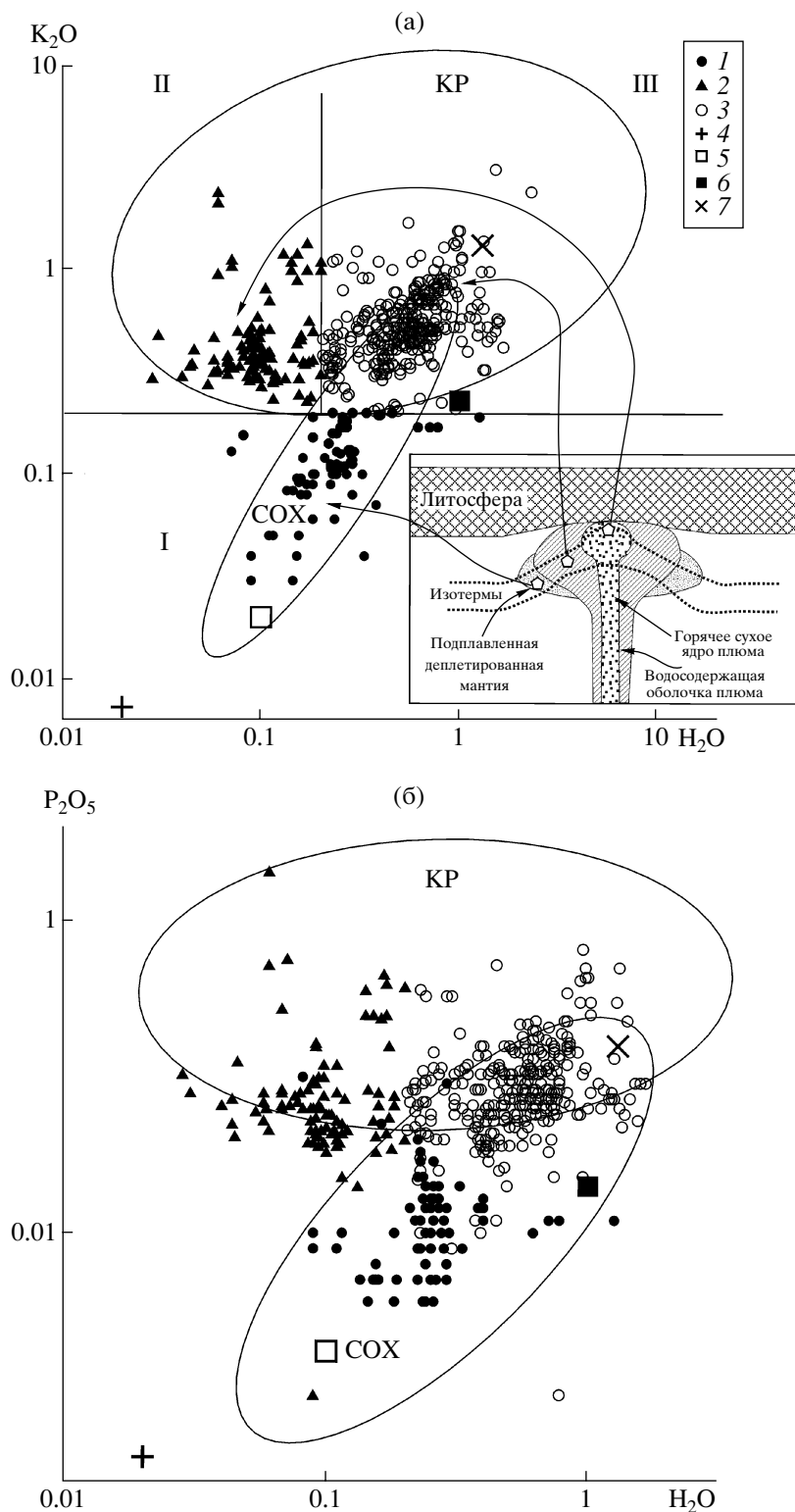


Рис. 1. Соотношение содержаний калия и воды (а), фосфора и воды (б), а также отношений $K_2O/H_2O-H_2O/Cl$ (в) и $K_2O/TiO_2-H_2O/TiO_2$ (г) в магматических расплавах океанических островов. 1 – поле I (низкокальциевые расплавы с содержанием $K_2O < 0.2$ мас. %, близкие к составам магм срединно-океанических хребтов – COX), 2 – поле II (высококальциевые расплавы с содержанием $K_2O > 0.2$ мас.%, $H_2O < 0.2$ мас.%), 3 – поле III (высококальциевые расплавы с содержанием $K_2O > 0.2$ мас. %, $H_2O > 0.2$ мас.%), 4 – состав деплетированной мантии, 5 – состав примитивной мантии, 6 – состав океанической коры, 7 – состав континентальной коры. KR – поле составов магм континентальных рифтов и горячих точек. На врезке показана обобщенная модель вещественной структуры мантийного плюма под океаническими островами. Пояснения в тексте.

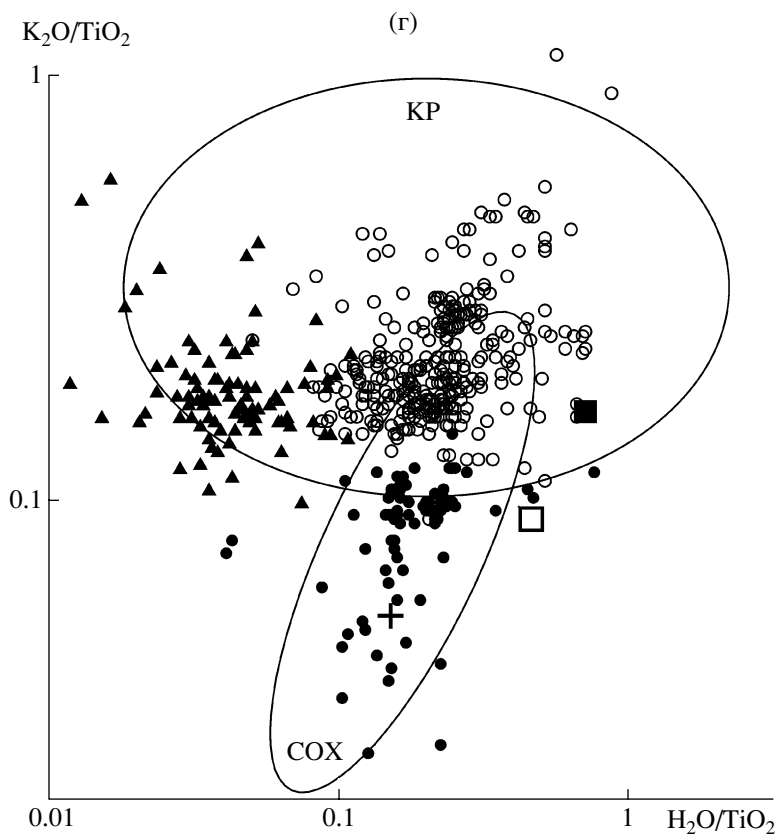
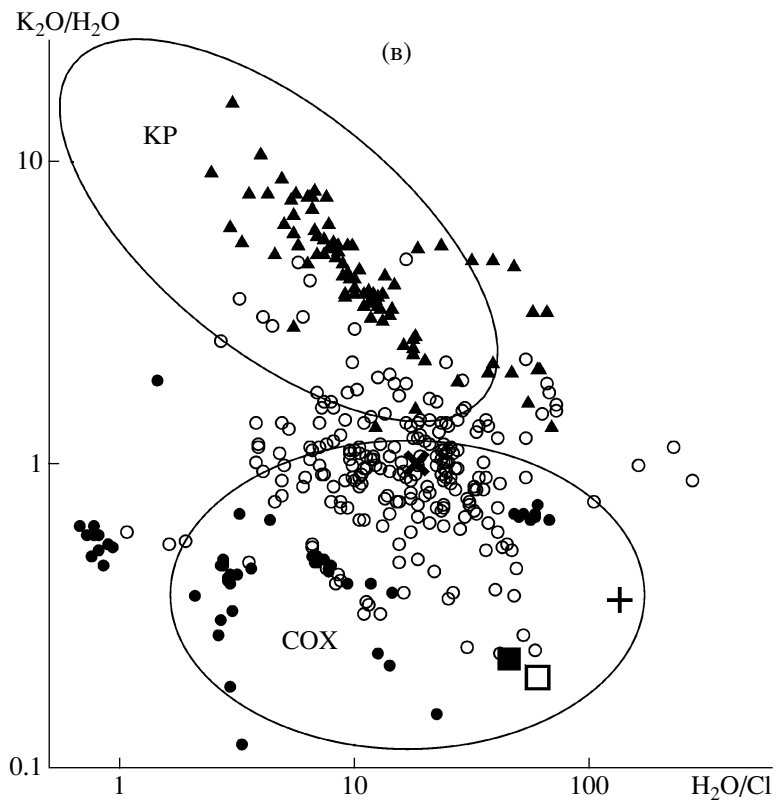


Рис. 1. Окончание.

Таблица 1. Средние составы выделенных групп базитовых магм океанических островов и составы предполагаемых первичных магм (мас. %)

Компонент	Средние составы			Базальты СОХ	Первичные расплавы		
	I(76)*	II(102)	III(360)		I	II	III
SiO ₂	50.27	50.13	49.09	50.13	45.16	47.07	45.68
TiO ₂	1.39	2.37	2.54	1.46	0.76	1.72	1.67
Al ₂ O ₃	13.97	13.02	13.43	15.46	7.67	9.43	8.85
FeO (общ)	11.69	11.1	11.17	9.58	16.02	13.49	14.40
MnO	0.21	0.12	0.17	0.17	0.19	0.11	0.16
MgO	7.55	9.57	8.12	7.99	22.26	18.33	19.26
CaO	11.52	10.19	10.89	11.55	6.40	7.43	7.23
Na ₂ O	2.26	2.42	2.59	2.67	1.23	1.75	1.70
K ₂ O	0.13	0.5	0.6	0.28	0.07	0.36	0.39
P ₂ O ₅	0.11	0.3	0.3	0.19	0.06	0.22	0.20
H ₂ O	0.27	0.1	0.61	0.41	0.14	0.07	0.40
Cl	0.08	0.03	0.09		0.04	0.02	0.06
Сумма	99.45	99.85	99.60	99.89	100.00	100.00	100.00
Na ₂ O/TiO ₂	1.63	1.02	1.02	1.83	1.62	1.02	1.02
T, °C (5 кбар)	1212	1267	1214	1206	1462	1396	1412
P^{Ol-Orx} , кбар					45.2	29.8	34.4
T^{Ol-Orx} , °C					1702	1542	1590

* Номера групп составов (I–III) соответствуют полям на диаграммах рис. 1; в скобках – количество анализов.

тов в магмах отражают величины этих отношений в источнике магм [4]. На рис. 1в и 1г показаны соотношения полей составов магм ОО на диаграммах K₂O/H₂O–H₂O/Cl и K₂O/TiO₂–H₂O/TiO₂. Видно, что ассоциация составов поля I имеет наиболее низкие значения K₂O/H₂O и K₂O/TiO₂, при этом диаграмма рис. 1г и по форме похожа на диаграммы рис. 1а и 1б. Ассоциация составов базитовых магм поля II на рис. 1в занимает поле с самыми высокими отношениями K₂O/H₂O, а на рис. 1г эта ассоциация сближается с магмами поля III. Как и на рис. 1а и 1б, составы магм поля I в целом совпадают с полем составов магм СОХ, а составы полей II и III больше тяготеют к полю составов КР, хотя наблюдается некоторое перекрытие полей базитов СОХ и КР. Рис. 1в и 1г показывают, что отношения несовместимых нелетучих элементов оказываются близкими для магм полей II и III, но резко отличными от магм поля I, в то время как по отношениям этих элементов к содержанию воды магмы поля III занимают промежуточное положение между магмами полей I и II.

Все описанные закономерности в поведении несовместимых элементов в базитовых магмах ОО (рис. 1а–г) могут быть объяснены принципиальной моделью зонального строения мантийного плюма, предложенной для Гавайских островов [5]. Обобщенная интерпретация этой модели для магм

ОО в целом представлена на врезке к рис. 1а. Допускается, что мантийный плюм поднимается до границы литосферы и астеносферы. Собственно плюмовые источники магм ОО характерны для составов полей II и III (рис. 1а). Составы поля II возникают в центральных наиболее горячих частях плюма, характеризующихся максимальными степенями плавления мантийного материала, в связи с чем здесь представлены наиболее сухие магмы. Составы поля III возникают в периферических частях мантийных плюмов, которые должны быть более холодными и наиболее богаты водой. По содержанию других компонентов плюмовые магмы полей II и III весьма близки между собой, но отличны от магм поля I обогащенностью калием, титаном, фосфором и другими несовместимыми элементами. В связи с тем, что магмы поля I близки по всем вещественным параметрам к магмам СОХ, предполагается, что они возникают в зоне взаимодействия плюма и вмещающей его деплетированной мантии. Соответственно, такие магмы выплавляются из смеси плюмового компонента и деплетированной мантии. Доля плюмового компонента возрастает при приближении к плюму, поэтому в поле I на рис. 1а имеются все переходные различия от магм типа СОХ до магм, попадающих в поле III. Такая модель объясняет и разрыв составов полей II и I (рис. 1а–г) малой вероятностью пря-

мого контакта и взаимодействия горячего ядра плюма и вмещающей деплетированной мантии.

Рассматриваемая модель вещественной структуры мантийного плюма в геодинамической обстановке ОО допускает его смешанную термально-вещественную природу. Вещественное отличие плюма от вмещающей деплетированной мантии отражено в составе выплавленных из них базитовых магм (табл. 1). Подчеркнем близость среднего содержания магния в рассматриваемых магмах, что свидетельствует о близости степеней дифференцированности магм. Термическое отличие центра, периферии плюма и вмещающей деплетированной мантии в самом первом приближении также можно оценить по средним составам магм всех трех полей. В табл. 1 приведены температуры ликвидуса средних составов магм, рассчитанные по программе КОМАГМАТ [6] для давления в 5 кбар. Температура магмы для среднего состава поля II (из горячего сухого ядра плюма) примерно на 50°C выше, чем для среднего состава полей III и I. Согласно немногочисленным замерам температур гомогенизации расплавных включений, магмы поля II примерно на 50°C горячее магм поля III. Таким образом, можно было бы предположить, что горячее ядро мантийного плюма формировало и более высокотемпературные базитовые магмы.

Однако реальная ситуация, по-видимому, сложнее. Оцененные нами температуры характеризуют условия захвата расплавных включений, т.е. температуры близповерхностной кристаллизации магм. Для того чтобы оценить температуру и давление (глубину) зарождения этих магм, были рассчитаны составы исходных мантийных расплавов, равновесных с оливином, содержащим 89% форстеритового минала (табл. 1). Эти оценки получены из средних составов полей I–III (табл. 1) добавлением оливина по фракционной схеме. Условия генерации первичных магм рассчитывались, исходя из предположения об их равновесии с оливином и ортопироксеном [7]. Составы расчетных первичных магм близки к пикритам, температуры их возникновения на 300–500°C выше температур, полученных для средних составов (табл. 1), а давления отвечают глубинам до 110–150 км. При этом температурные различия, установленные для магм полей I–III (табл. 1), не сохраняются из-за резко различных барических условий возникновения первичных магм. Самые глубинные условия выплавления характерны для магм поля I, наименее глубинные – для магм поля II, а для магм поля III – условия промежуточные. Но надо иметь в виду, что эти различия основаны на предположении об идентичности составов источников. Если составы источников различались, соотношения глубин выплавления и температур магм могли быть иными. Так, первичные магмы поля I могли быть получены при тех же параметрах, что и магмы других групп, из более железистого источника (88% форстерито-

вого минала в оливине). В пользу различных составов источников свидетельствует также отсутствие обратной корреляции между отношением $\text{Na}_2\text{O}/\text{TiO}_2$ и рассчитанным давлением генерации, которая должна была бы наблюдаться при плавлении однородного перидотитового материала [8].

Важно также подчеркнуть, что несмотря на значительные вариации содержания воды в стеклах и включениях, в целом все составы бедны водой. Даже в дифференцированных стеклах и включениях содержание H_2O не превышает 1 мас. %. Соответственно, содержание воды в исходных мантийных магмах не превышает 0.5 мас. %. Такие концентрации не могут оказать существенного влияния на температурный режим магнеобразования в мантийных плюмах и находятся в противоречии с гипотезой о сравнительно холодных и обводненных источниках магм ОО [9].

Природа источников магм полей I–III может быть оценена из сравнения соотношений калия, воды, титана и хлора в магмах различных геодинамических обстановок с этими же соотношениями в модельных источниках (примитивная мантия – ПМ, деплетированная мантия – ДМ) и средними составами важнейших типов пород континентальной и океанической коры. Мы принимаем следующие содержания воды, хлора и калия для ПМ и ДМ: $\text{H}_2\text{O}_{\text{ПМ}} = 1000$ ppm, $\text{Cl}_{\text{ПМ}} = 16.5$ ppm [10], $\text{K}_2\text{O}_{\text{ПМ}} = 200$ ppm [11], $\text{H}_2\text{O}_{\text{ДМ}} = 200$ ppm, $\text{Cl}_{\text{ДМ}} = 1.5$ ppm, $\text{K}_2\text{O}_{\text{ДМ}} = 72$ ppm [12]. Эти данные также представлены на рис. 1, на котором видно, что составы магм полей III и I хорошо аппроксимируются смешением составов ДМ и континентальной коры. Это подтверждает предполагаемое многими исследователями участие в мантийном рециклинге континентальной коры или ее компонентов, в частности, в образовании источников магм ОО, в которых ДМ и континентальная кора смешиваются в разных пропорциях. В соответствии с предлагаемой моделью (рис. 1а, врезка) это происходит на “контакте” плюма и вмещающей мантии. Но объяснить таким механизмом образование источников магм поля III трудно. Если богатым калием компонентом источников плюмовых магм ОО является континентальная кора (в виде, например, образующегося в мантии флогопита), то она для источников магм поля III должна быть предварительно дегидратирована.

Данная обобщенная модель охватывает составы магм всех известных современных или молодых плюмов. В связи с этим возникает вопрос о реализации этой модели в конкретных объектах. Для Гавайского плюма, для которого имеется наибольшее количество данных, модель приемлема. Об этом свидетельствует наличие всех выделенных выше компонентов магм: для магм поля I – 20 составов, для магм поля II – 80 составов, для магм поля III – 286 составов. Для других плюмов данных по-

ка мало. Например, для плюма плато Онтонг-Ява имеется 42 состава магм, из них 39 относится к магмам поля I и 3 состава – к магмам поля III. Наоборот, для плюма Реюньон все 30 известных составов относится к магмам поля III. Связано ли это с недостаточностью аналитического материала или с преобладанием в конкретных плюмах одного из трех охарактеризованных источников, пока не ясно.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 04–05–65123, 02–05–64191, 02–05–64192), Программы поддержки ведущих научных школ (НШ–1145.2003.5 и НШ–1618.2003.5) и Программы ОНЗ № 5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Наумов В.Б., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Дорофеева В.А. // *Геохимия*. 2000. № 5. С. 555–564.
2. Наумов В.Б., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Дорофеева В.А. // *Геохимия*. 2004. № 10. С. 1113–1124.
3. McKenzie D., O'Nions R.K. // *J. Petrology*. 1995. V. 36. P. 133–159.
4. Hofmann A.W. // *Nature*. 1997. V. 385. P. 219–229.
5. Sen G., Macfarlane A., Srimal N. // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1996. V. 122. P. 415–427.
6. Арискин А.А., Бармина Г.С. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М.: Наука, 2000. 363 с.
7. Гирнис А.В. // *Петрология*. 2003. Т. 11. № 2. С. 115–127.
8. Putirka K. // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104. № B2. P. 2817–2829.
9. Green D.H., Falloon T.J. *The Earth's Mantle: Composition, Structure, and Evolution*. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1998. P. 311–378.
10. Рябчиков И.Д. Глубинные геосферы и рудогенез // *Геология руд. месторождений*. 2001. Т. 43. № 3. С. 195–207.
11. Тейлор С.Р., МакЛеннан С.М. *Континентальная кора: ее состав и эволюция*. М.: Мир, 1988. 380 с.
12. McDonough W.F., Sun S.S., Ringwood A.E. et al. // *Geochim. et cosmochim. acta*. 1992. V. 56. P. 1001–1012.