

ПЕТРОГЕНЕЗИС ПЕРМСКИХ БАЗАЛЬТОВ ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ ТАРИМСКОЙ ВПАДИНЫ (*Китай*)

Цзян Чанъи, Ли Ючжу, Чжан Пэнбо, Е. Шуфен

Институт орогенных зон и рудообразования Чанъаньского университета, 710054, Сиань, дорога „Яньта“, 126, КНР

Кепинские базальты расположены на западной окраине Таримской плиты и приурочены к купукузиманьской и кайпайзилэйской свитам нижней перми. Петрохимический состав характеризуется повышенным содержанием V/Fe_2O_3 , TiO_2 , P_2O_5 и недосыщенностью SiO_2 . Абсолютное большинство изученных образцов относится к серии щелочных базальтов и только один — к серии толеитовых. Редкоземельные (РЗЭ) и редкие элементы (РЭ) подчеркивают геохимические особенности базальтов, возникших в условиях внутриплитного растяжения. Значения $\epsilon_{Nd}(T) = -1,73 \dots -3,69$, $\epsilon_{Sr}(T) = +27,56 \dots +56,87$. Отношения $^{206}Pb/^{204}Pb = 17,87—18,02$, $^{207}Pb/^{204}Pb = 15,45—15,53$, $^{208}Pb/^{204}Pb = 38,22—38,49$. Изотопные составы Nd, Sr, и Pb свидетельствуют о том, что кепинские базальты сформировались за счет континентальной литосферной мантии (КЛМ) докембрийского обогащенного типа. И это характерно для мафических магматических пород, наиболее развитых в Таримской впадине и на ее периферии. Поэтому Синьцзян-Уйгурский автономный район (СУАР) был разделен на две изотопные провинции с различными геохимическими особенностями — Южную и Северную. Первая провинция характеризуется изотопным составом обогащенной мантии, а вторая — имеет изотопный состав истощенной мантии. Магматические породы поздней стадии палеозойской эры этих двух провинций, вероятно, являются результатом различных геологических процессов.

Щелочные базальты, континентальная литосферная мантия обогащенного типа, изотопная геохимическая провинция, пермский период, западная окраина Таримской впадины.

PETROGENESIS OF PERMIAN BASALTS ON THE WESTERN MARGIN OF THE TARIM BASIN (*China*)

Jiang Changyi, Li Youzhu, Zhang Pengbo, and Ye Shufeng

The Keping basalts occur on the western margin of the Tarim plate and are confined to the Kupukuziman and Kaipazileike Formations of Early Permian age. They are enriched in Fe_2O_3 , TiO_2 , and P_2O_5 and are undersaturated in SiO_2 . The overwhelming majority of the explored specimens belong to the alkali basalt series, and only one specimen, to the tholeiite series. Rare-earth and trace elements are geochemical signatures of the basalts that appeared on within-plate extension. They have the following characteristics: $\epsilon_{Nd}(t)$ from -1.73 to -3.69 , $\epsilon_{Sr}(t)$ from $+27.56$ to $+56.87$; $^{206}Pb/^{204}Pb = 17.87—18.02$, $^{207}Pb/^{204}Pb = 15.45—15.53$, $^{208}Pb/^{204}Pb = 38.22—38.49$. The Nd, Sr and Pb isotopic compositions suggest that the Keping basalts have been derived from the Precambrian enriched-type continental lithosphere mantle. This is also typical of the mafic igneous rocks, which are the most abundant in the Tarim basin and on its margin. For this reason, the Xinjiang Uigur Autonomous Region is divided into two obviously different geochemical provinces, southern and northern. The southern province is characterized by an isotopic composition of enriched mantle, and the northern, of depleted mantle. The Late Paleozoic igneous rocks in these two provinces seem to have been produced by different geologic processes.

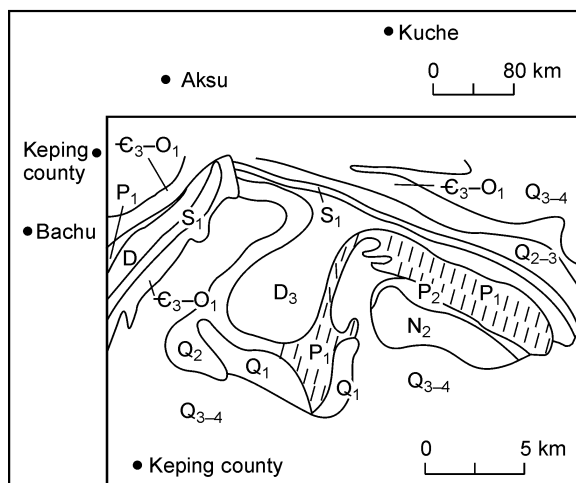
Alkali basalts, enriched continental lithospheric mantle, isotopic geochemical province, Permian, western margin of the Tarim basin

ВВЕДЕНИЕ

В Синьцзян-Уйгурском автономном районе (СУАР), занимающем площадь 1,6 млн км², позднепалеозойские магматические образования распространены на территории порядка 1,4 млн км², исключая северную зону Горного Алтая и южную часть разлома Кансива района горы Куньлунь. В последние годы, в связи с разведочными работами на нефть и газ [2], была выявлена площадь развития магматических пород более 150 тыс. км² в пределах Таримской впадины. Главные петрологические типы магматических пород этого периода представлены базальтами, серий диабазовых даек, мафическими и ультрамафическими комплексами, сиенитоидами, щелочно-полевошпатовыми гранитами, щелочными гранитами. Кроме того, существует определенное количество гранитов, плагиогранитов и диоритов на периферии Джунгарской впадины. По данным Хань Баофу и др. [3, 4], магматические породы поздней стадии палеозойской эры в этой впадине и на ее периферии, включающие в себя большое количество гранитов, обычно имеют положительные величины $\epsilon_{Nd}(T)$. Цзян Чанъи и др. [5] полагают, что большое количество пермских гранитов Южно-Тяньшаньской складчатой зоны (в том числе и граниты коллизивно-ороген-

Рис. 1. Географическое положение и геологическое распределение кепинских базальтов.

ного и посторогенного этапов растяжения) имеют отрицательные $\varepsilon_{Nd}(T)$ величины. В Южной провинции, особенно в Таримской впадине, где магматизм наиболее развит в пермский период, подобные исследования не проводились. Эта ситуация затрудняет всестороннее и объективное понимание геодинамики магматизма этого периода и происхождения расплавов. Поэтому авторы статьи рассматривают пермские базальты, широко развитые в Таримской впадине, как исследовательский объект первой стадии работы.



ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК И ПЕТРОЛОГИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ

Внутри Таримской впадины почти все пермские базальты перекрыты отложениями мезокайнозойской эры. Кепинский район находится на западном крае Таримской плиты (рис. 1), где наиболее развиты и хорошо обнажены базальты этого периода. В этом районе базальты приурочены к купукузиманьской свите нижнего подотдела и к кайпайзилэйкской верхней подотдела нижнего пермского отдела. В разных профилях их мощность сильно варьирует от 100 до 600 м, но в кайпайзилэйкской свите она больше, чем в купукузиманьской [2]. Разрез последней, который находится на юго-западе села Иньгань и был изучен авторами, содержит девять слоев базальтов суммарной мощностью 110 м, а в профиле кайпайзилэйкской на одноименном карьере наблюдается тоже девять слоев общей мощностью 339 м (рис. 2).

Среди 18 базальтовых горизонтов встречен только один слой брекчиевой лавы, а все другие — вулканические лавы, в которых не развита пористая и миндалекаменная текстуры. Базальты в самой нижней части купукузиманьской и в самой верхней кайпайзилэйкской свит характеризуются развитием фенокристаллов плагиоклаза (содержание последних достигает 40 мас.%, размер зерен — до $1 \times 0,5$ см), а в других слоях фенокристаллы плагиоклаза в базальтах не развиты, только изредка встречаются маленькие фенокристаллы плагиоклаза. Основная масса обладает интерскриптыкристаллической структурой.

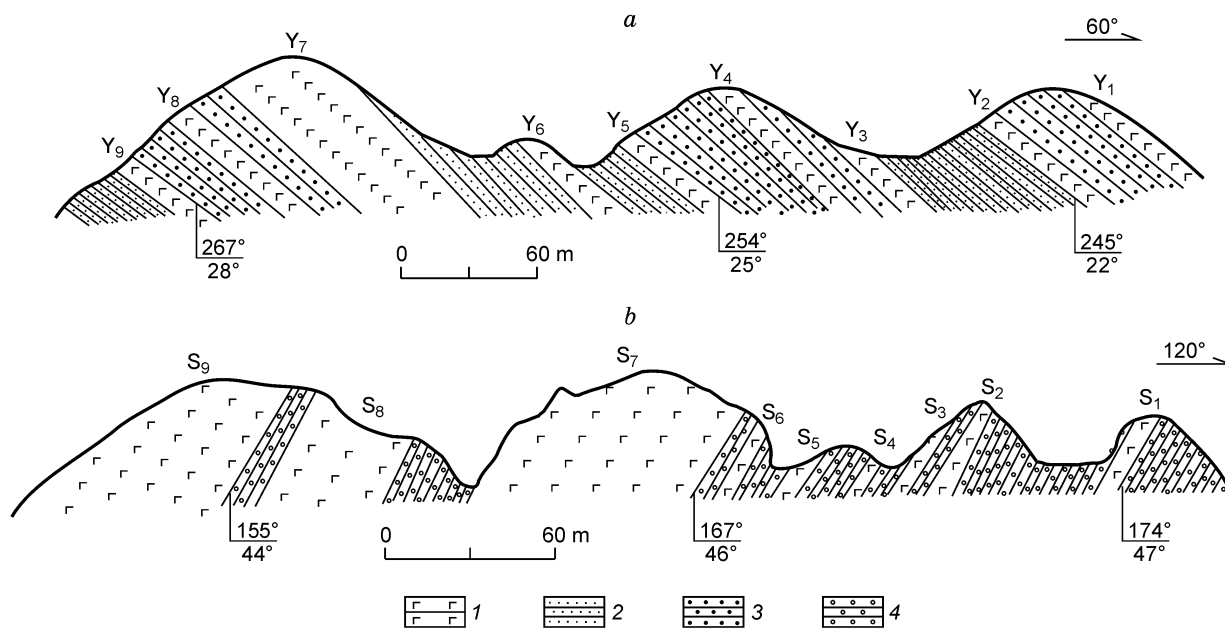


Рис. 2. Профили свит: а — купукузиманьский на юго-западе села Иньгань (пр. Y_1 — Y_9); б — кайпайзилэйкский на одноименном карьере (пр. S_1 — S_9).

1 — базальты, 2 — тонкозернистые песчаники, 3 — алевролиты, 4 — среднезернистые песчаники.

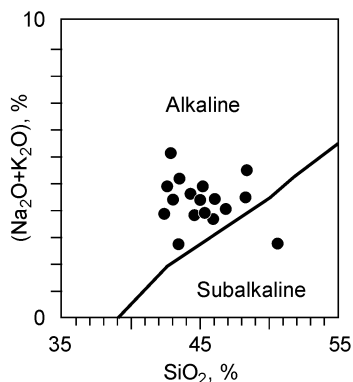


Рис. 3. Соотношение содержаний SiO_2 — $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ пород.

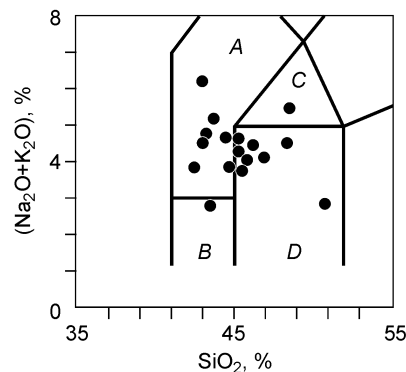


Рис. 4. TAS-классификация вулканических пород.

A — тефрит и базальт; *B* — пикритобазальт; *C* — трахибазальт; *D* — базальт.

турой, иногда наблюдается промежуточная между интергранулярной и интерскрытокристаллической структурами. Микролитовые минералы в основном представлены плагиоклазом, затем — клинопироксеном и магнетитом. В некоторых слоях отмечается незначительное количество оливина и апатита. В базальтах палагонит испытал слабую и равномерную хлоритизацию, цеолитизацию, сапонитизацию, кальцитизацию и серицитизацию.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И КЛАССИФИКАЦИЯ БАЗАЛЬТОВ

Химический состав базальтов исследованного района (табл. 1) характеризуется широким диапазоном содержаний FeO , TiO_2 и P_2O_5 . Содержание TiO_2 варьирует от 2,68 до 5,25 мас.%. Содержание FeO находится в интервале от 16,27 до 19,55 мас.%, кроме обр. 3 (меньше 16 мас.%). Содержание P_2O_5 — от 1,08 до 1,79 мас.%. Суммарное содержание $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ повышенное, а содержания SiO_2 , Al_2O_3 , MgO и CaO в разной степени пониженные. Особенно сильно убывает содержание SiO_2 — в 8 образцах оно меньше 45 мас.%, в других 9 образцах оно находится в пределах 45–47 мас.%. По химическому составу только один из всех образцов относится к толеитовой серии, а остальные — к щелочной (рис. 3). По TAS-классификации [6] они относятся к базальтам и тефритам, базанитам, пикритобазальтам и калиевым трахибазальтам (рис. 4).

ГЕОХИМИЯ РЗЭ, РЭ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

На кривых распределения мультиэлементных спектров, нормированных по примитивной мантии (рис. 5), кепинские базальты характеризуются общим обеднением содержаний Cs, Rb и Sr, некоторые образцы — незначительным обеднением содержания K. Обеднение Sr не только не зависит от количества фенокристаллов плагиоклаза, но и не связано с величинами и знаком переменной ΔEu . Поэтому не следует относить его уменьшение к фракционной кристаллизации плагиоклаза. Обеднение этими тремя элементами, по-видимому, связано с постмагматическими изменениями. Подобные явления наблюдаются в излившихся базальтах на севере о-вов Кергелен в Индийском океане и в железистых пикритах Кольского п-ова России [7]. Не исключено, что выветривание и выщелачивание в гипергенных условиях частично могут способствовать обеднению Cs и Rb. Значительная обогащенность P_2O_5 является другой особенностью кепинских базальтов. Как сказано выше, главные петрологические типы кепинских базальтов представлены базанитами, тефритами и щелочными базальтами, которые, очевидно, являются продуктами низких степеней плавления мантийных пород (меньше 5 об.%). В начальную стадию плавления апатит становится нестабильным и прежде всего входит в магму. Поэтому щелочные базальты обычно содержат в себе высокое количество P_2O_5 . Три образца из кепинских базальтов имеют положительную Eu аномалию, $\Delta\text{Eu} = 1,1 - 1,3$ (рис. 6), а большинство образцов — слабую отрицательную Eu аномалию, $\Delta\text{Eu} = 0,84 - 0,99$. Это свидетельствует о том, что фракционная и аккумулятивная кристаллизация плагиоклаза проходила в глубинной магматической камере. Ассимиляция материала континентальной коры фемической магмой приводит к повышению содержания SiO_2 , K_2O и др., а также Rb, Ba, Zr, Th и др., одновременно повышая отношения La/Nd , K/P , Zr/Nd и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и уменьшая Ti/Yb , Ce/Pb [9, 10]. Не существует четкой корреляции между $\text{K}_2\text{O}/\text{P}_2\text{O}_5$ и содержанием SiO_2 , отношениями Ti/Yb и Zr/Nb (рис. 7). Отношение $\text{La}/\text{Nb} < 1$ в большинстве образцов ($\text{La}/\text{Nb} > 12$ в типичных породах континентальной

Таблица 1. Химический состав (мас.%) кепинских базальтов и содержания в них РЗЭ и РЭ (г/т)

Компонент	S ₁	S ₂	S ₃	S ₄	S ₅	S ₆	S ₇	S ₈	S ₉	Y ₁	Y ₂	Y ₃	Y ₄	Y ₅	Y ₆	Y ₇	Y ₈
SiO ₂	44,5	45,4	42,8	48	46,8	43,3	44,3	46,0	45,1	48,3	50,6	43,5	43,1	42,3	45,0	42,9	45,3
TiO ₂	3,75	4,33	5,25	4,28	4,12	4,74	3,88	2,28	3,12	3,20	2,68	4,32	5,00	4,40	3,92	2,84	3,75
Al ₂ O ₃	12,5	12,7	12,7	11,9	12,7	13,0	13,0	15,5	15,5	14,3	10,0	11,0	11,5	11,5	13,4	10,4	13,8
Fe ₂ O ₃	8,86	7,74	10,5	17,8	8,06	8,55	7,49	11,0	11,3	8,33	10,8	16,2	7,71	17,3	6,37	10,2	9,92
FeO	10,3	9,95	8,31	0,88	9,03	10,4	10,0	4,54	1,73	5,73	8,31	2,52	11,6	2,25	10,2	9,30	6,35
MnO	0,28	0,20	0,14	0,19	0,25	0,13	0,21	0,12	0,14	0,24	0,08	0,20	0,22	0,15	0,18	0,2	0,21
MgO	4,20	3,22	4,52	3,40	3,78	4,38	4,62	4,28	4,30	3,46	4,34	3,40	4,64	3,72	5,00	4,98	5,30
CaO	7,55	7,00	6,23	4,45	6,47	6,82	7,45	7,46	7,10	5,64	3,57	7,87	6,81	7,66	7,01	5,20	8,73
Na ₂ O	2,97	2,80	2,72	2,76	2,86	2,23	3,02	3,15	3,18	3,48	2,04	3,25	2,84	2,58	2,87	2,87	3,04
K ₂ O	0,88	0,99	3,46	1,79	1,26	0,60	1,67	1,33	1,49	2,04	0,80	1,94	1,92	1,28	1,61	1,84	0,93
P ₂ O ₅	1,75	1,53	1,48	1,23	1,39	1,73	1,36	0,68	1,16	1,69	1,22	1,22	1,79	1,52	1,30	1,26	1,08
П.п.п.	2,56	2,67	1,19	2,78	2,20	2,72	1,67	3,48	5,86	3,03	4,86	4,38	1,78	5,22	1,81	6,70	1,56
Сумма	100,0	98,7	99,3	99,8	98,9	98,7	98,7	99,9	100,0	99,5	99,5	99,9	99,0	99,9	98,8	98,7	100,0
Mg*	0,28	0,25	0,31	0,25	0,28	0,31	0,32	0,35	0,39	0,33	0,31	0,25	0,32	0,26	0,35	0,32	0,38
V	175,60	196,9	234,1	139,9	206,7	245,8	207,9	223,0	142,40	156,5	135,9	184,5	235,6	208,9	207,6	150,1	223,60
Cr	25,40	35,28	50,28	40,81	44,75	48,70	66,87	75,56	49,10	36,07	36,46	69,24	61,34	55,42	78,72	35,28	66,08
Ni	21,48	23,21	38,74	39,89	58,88	49,67	63,48	56,58	19,75	22,05	24,36	37,01	31,26	38,74	65,78	18,60	58,88
Co	47,91	46,95	59,09	47,91	54,08	59,09	47,53	55,04	31,54	45,60	33,85	46,56	56,01	52,92	51,57	40,40	49,07
Rb	11,02	12,88	22,64	33,88	11,17	24,22	18,06	15,82	13,79	27,60	5,91	15,66	27,10	8,26	20,08	4,31	12,53
Sr	367,01	286,5	198,9	115,82	224,8	164,5	192,9	232,2	250,59	225,4	107,7	157,6	201,3	162,4	222,3	95,31	352,22
Y	60,70	58,75	53,06	53,25	50,81	55,37	47,68	38,21	28,88	70,77	56,29	54,51	71,24	61,64	47,62	53,85	45,11
Zr	417,22	437,2	422,2	382,3	354,8	439,5	329,9	278,2	191,21	469,5	414,2	409,5	495,0	433,9	325,8	354,2	330,92
Nb	41,67	47,40	48,52	44,96	38,98	44,09	40,09	34,10	21,81	49,29	39,42	50,87	54,52	49,19	37,54	40,54	34,63
Cs	0,81	0,82	0,14	0,23	0,37	0,17	0,26	0,16	0,71	0,17	0,05	0,11	0,22	0,10	0,12	0,04	0,30
Ba	692,39	670,7	565,3	1728	583,2	516,4	495,8	453,8	431,58	1999	354,9	1343	704,3	438,9	496,1	211,65	513,93
Hf	8,58	9,11	9,17	6,97	8,35	8,84	7,56	7,15	4,46	8,43	5,87	6,56	8,86	5,60	6,98	7,52	6,87
Ta	2,16	1,97	2,24	1,51	1,83	1,90	1,65	1,43	0,90	1,97	1,63	1,83	2,50	1,76	1,61	1,77	1,48
Th	5,75	4,64	4,16	3,36	4,45	4,04	3,61	3,67	3,10	4,38	3,98	3,40	5,02	3,80	3,43	4,42	3,41
U	1,63	1,45	1,34	1,27	1,28	1,45	1,08	0,87	0,80	1,67	0,94	1,14	1,51	1,20	1,01	0,12	1,00
La	43,39	39,03	36,36	29,45	32,86	34,84	30,49	28,08	17,71	39,10	32,14	31,58	39,53	29,93	31,54	36,39	26,66
Ce	87,37	77,19	82,92	66,10	76,96	72,84	57,38	49,61	37,80	78,42	68,56	64,38	96,71	72,84	58,59	77,99	54,84
Pr	11,15	9,52	10,97	8,25	8,63	10,55	8,26	7,21	4,53	11,11	9,53	9,18	10,79	9,40	7,23	9,05	7,20
Nd	51,96	48,83	46,94	36,98	40,11	43,65	36,35	31,15	20,11	55,92	39,15	37,77	48,20	38,85	34,65	41,94	31,10
Sm	12,03	10,39	9,89	7,54	10,02	11,16	8,33	7,84	4,89	12,2	9,25	8,25	11,95	8,89	7,98	9,64	7,80
Eu	3,82	3,63	3,27	3,61	3,23	3,55	2,60	2,57	2,02	3,92	2,71	3,21	3,81	2,71	2,81	2,81	2,28
Gd	13,56	12,12	10,93	9,71	11,56	12,56	9,08	8,19	5,952	12,90	9,51	9,68	12,98	9,48	9,954	10,66	8,43
Tb	1,92	1,82	1,68	1,43	1,67	1,80	1,34	1,18	0,89	1,76	1,41	1,40	1,92	1,32	1,40	1,70	1,24
Dy	9,91	9,68	9,11	8,11	9,78	9,92	7,30	6,58	4,56	10,06	7,28	7,92	10,39	6,77	7,86	9,76	7,01
Ho	2,25	2,16	1,81	1,94	2,25	2,28	1,57	1,48	1,08	2,06	1,68	1,77	2,17	1,60	1,61	2,08	1,62
Er	5,73	5,54	4,86	5,15	5,98	6,12	4,57	4,19	2,86	5,59	4,73	5,02	5,63	4,23	4,37	5,29	4,17
Tm	0,85	0,82	0,73	0,74	0,83	0,85	0,64	0,61	0,40	0,78	0,70	0,74	0,82	0,58	0,62	0,78	0,57
Yb	4,43	4,46	4,05	3,55	4,09	4,26	3,41	3,17	2,19	4,59	3,56	3,87	4,64	3,36	3,44	4,38	2,97
Lu	0,71	0,63	0,65	0,48	0,51	0,59	0,53	0,46	0,31	0,69	0,52	0,51	0,73	0,50	0,50	0,65	0,46
ΣREE	249,08	225,8	224,1	183,0	208,4	214,9	171,8	152,3	105,30	239,1	190,7	185,2	250,2	190,4	172,5	213,1	156,35
ΔEu	0,91	0,99	0,96	1,29	0,92	0,91	0,91	0,97	1,14	0,95	0,88	1,10	0,93	0,90	0,96	0,84	0,86
(La/Yb) _n	7,02	6,28	6,44	5,95	5,76	5,87	6,41	6,35	5,80	6,11	6,48	5,85	6,11	6,39	6,58	5,95	6,43

Примечание. Химические анализы выполнены в аналитическом центре Чаньянского университета. РЗЭ и РЭ анализированы в аналитическом центре Пекинского университета на установке VG Axion НК-ICPMS. Место опробования: Y — юго-запад села Иньгань, S — Кайпайзилэйкский карьер. Mg* = Mg/(Mg + Fe²⁺).

коры) и оно не изменяется с повышением Sr. Все это свидетельствует о том, что материал континентальной коры не был ассимилирован кепинской базальтовой магмой.

Таким образом, несмотря на гидротермальные изменения пород, большинство РЗЭ характеризует геохимические свойства, присущие кепинской базальтовой магме. Кривые распределения их мультиэлементных спектров имеют большие перегибы, которыми обладают внутриплитные базальты [11, 12]. В то же время эти особенности базальтов, по-видимому, отсутствуют на периферии плит, где они значительно обеднены Ta, Nb, Ti и умеренно Zr, Hf и P. Кривые LREE и HREE распределения кепинских базальтов, как и таковые внутриплитных базальтов в других районах, имеют одинаковый угловой коэффициент в отличие от кривых LREE распределения базальтов на периферии плит, где они имеют более плавный наклон направо [13, 14]. Эти геологические и геохимические особенности указывают на то, что кепинские базальты находились в условиях внутриплитного (внутриконтинентального) растяжения. Этот вывод совпадает с тем, что в исследованном районе щелочные базальты преобладают, и с ними сосуществуют толеиты. К тому же он совпадает с петрологическими комплексами этой стадии в более крупных масштабах. В СУАР, как и в районе бассейнов и хребтов запада США, магматическая деятельность

поздней стадии палеозойской эры была проявлена с разной интенсивностью и в различных частях, а не была сконцентрирована в одной или

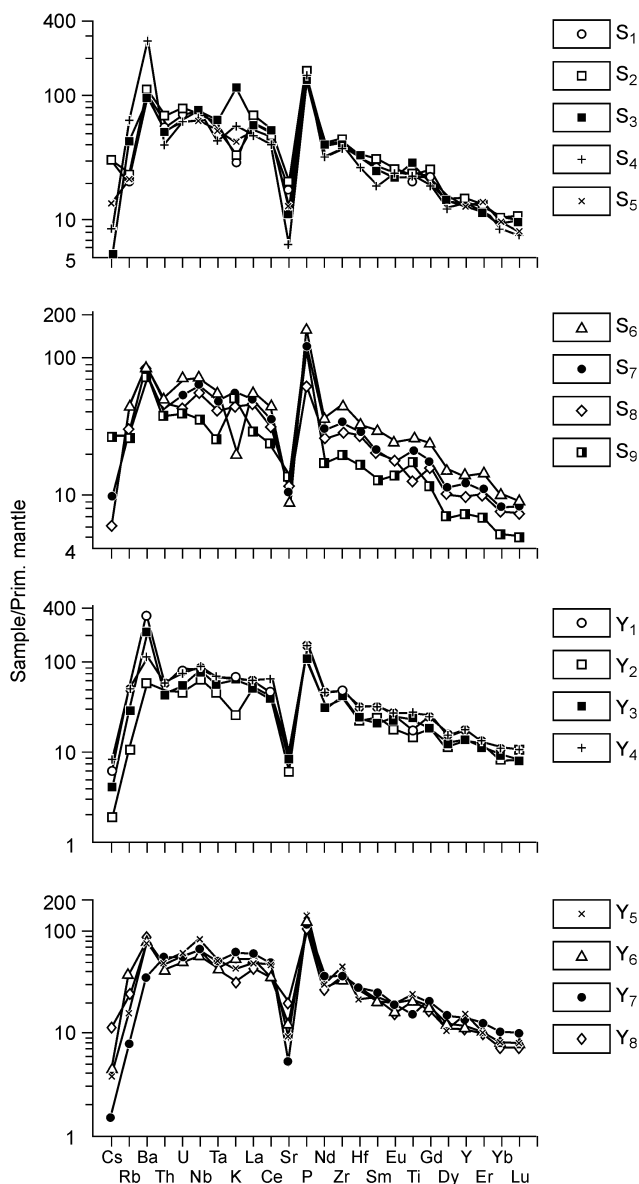


Рис. 5. Распределение нормированных по первичной мантии мультиэлементов кепинских базальтов.

S, Y — номера проб.

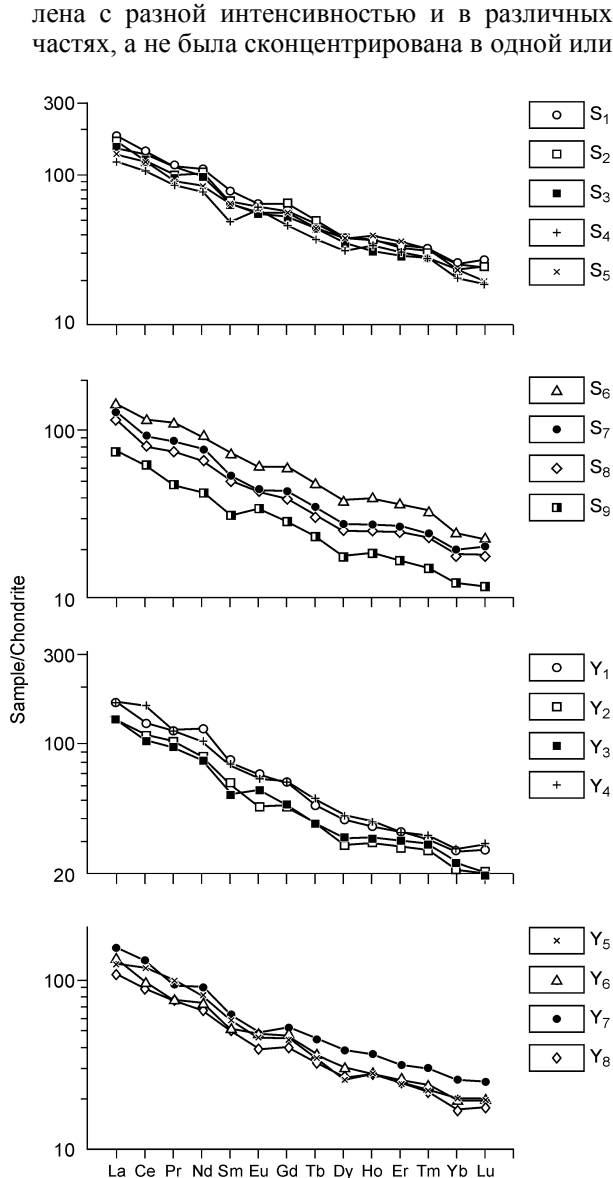


Рис. 6. Распределение нормированных по хондриту РЗЭ кепинских базальтов.

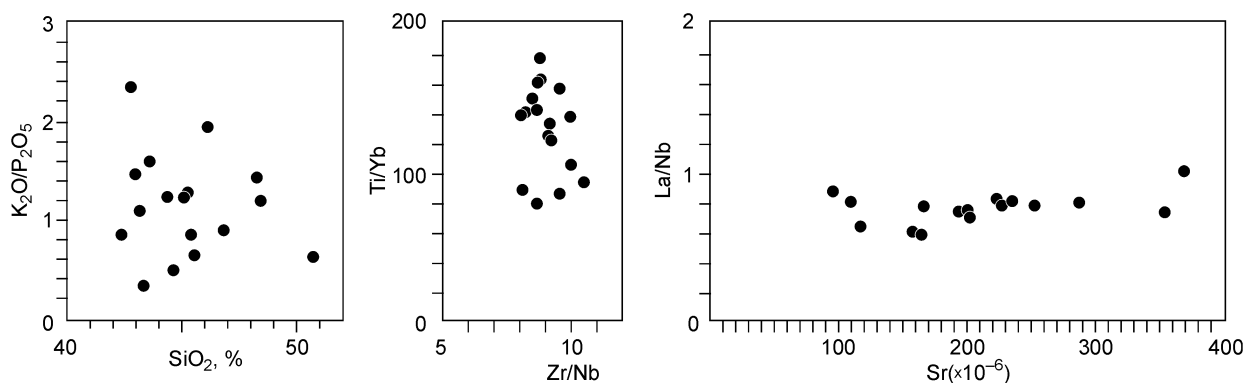


Рис. 7. Диаграммы (K_2O/P_2O_5) — SiO_2 , (Ti/Yb) — (Zr/Nb) и (La/Nb) — Sr .

в нескольких магмотектонических зонах, распределяясь на обширной территории. Несмотря на то, что в каждом районе появляются некоторые особенности, связанные с рифтогенезисом, обычно не наблюдается определенный эволюционный ряд развития магматизма. Подобное явление возникало в Кепинском районе, хотя здесь образовалось много щелочных базальтов, обладающих геохимическими особенностями в обстановке внутриплитного растяжения, но отсутствует соответствующая седиментация и сбросовая система. Эти особенности показывают, что континентальный спрединг в позднюю стадию палеозойской эры относится к типу северо-американских хребтов и бассейнов.

Nd-, Sr- и Pb-ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ И ИСТОЧНИК МАТЕРИНСКОЙ МАГМЫ

Nd-, Sr- и Pb-изотопные данные приведены в табл. 2 и 3. Из табл. 2 видно, что $^{143}Nd/^{144}Nd = 0,512322$ — $0,512416$ кепинских базальтов в общем меньше, чем $^{143}Nd/^{144}Nd_{CHUR(0)} = 0,512638$, $\epsilon_{Nd}(T) = 1,73$...— $3,69$, $T_{(DM)} = 1,35$ - $1,58$ млн лет. $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,709284$, что, очевидно, превышает $^{87}Sr/^{86}Sr_{UR(0)} = 0,7045$, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i = 0,706104$ — $0,708183$, $\epsilon_{Sr}(T) = +27,56$...+ $56,87$, $^{206}Pb/^{204}Pb = 17,87$ — $18,02$, $^{207}Pb/^{204}Pb = 15,45$ — $15,53$, $^{208}Pb/^{204}Pb = 38,2$ — $38,49$. Из этого следует, что отношение и обилие многих видов РЭ

Таблица 2. Данные Nd- и Pb-изотопного состава кепинских базальтов

Проба	Порода	Nd, г/т	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$\pm 2\sigma$	T, млн лет	$T(DM)Ca$	$\epsilon_{Nd}(T)$	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$
Y ₁	Калиевый трахиандезит	70,397	0,512356	8	275	1,51	-3,04	$17,9006 \pm 12$	$15,4557 \pm 10$	$38,2154 \pm 26$
Y ₄	Базанит	61,688	0,512416	7	275	1,35	-1,733	$18,0212 \pm 16$	$15,4763 \pm 14$	$38,3690 \pm 36$
Y ₈	Базальт	44,196	0,512386	7	275	1,50	-2,546	$17,9528 \pm 22$	$15,4591 \pm 19$	$38,2794 \pm 51$
S ₁	Тефрит	67,354	0,512327	9	275	1,58	-3,608	$17,8728 \pm 11$	$15,4525 \pm 9$	$38,3095 \pm 24$
S ₅	Базальт	54,402	0,512322	11	275	1,56	-3,691	$17,9411 \pm 12$	$15,5270 \pm 10$	$38,4927 \pm 26$
S ₇₋₂	Базанит	48,990	0,512356	8	275	1,53	-3,077	$17,9715 \pm 43$	$15,4643 \pm 37$	$38,304 \pm 11$

Примечание. Изотопные данные получены в изотопной лаборатории геологического института Академии геологических наук Китая. Изотопный состав Pb определен на термоионном масс-спектрометре типа МАТ-261. Изотопный состав Nd и Sr (см. табл. 3) определен с помощью твердого изотопного масс-спектрометра типа МАТ-261.

Таблица 3. Данные Sr-изотопного состава кепинских базальтов

Проба	Порода	Sr, г/т	$^{87}Sr/^{86}Sr$	$\pm 2\sigma$	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$	$\epsilon_{Sr}(T)$
Y ₁	Калиевый трахибазальт	379,5	0,709284	14	0,707084	+41,28
Y ₄	Базанит	316,7	0,707625	13	0,706440	+32,13
Y ₈	Базальт	527,5	0,708048	13	0,707732	+50,47
S ₁	Тефрит	506,0	0,708475	10	0,708183	+56,87
S ₅	Базальт	378,8	0,708288	12	0,707820	+51,72
S ₇₋₂	Базанит	343,1	0,707483	11	0,706104	+27,36

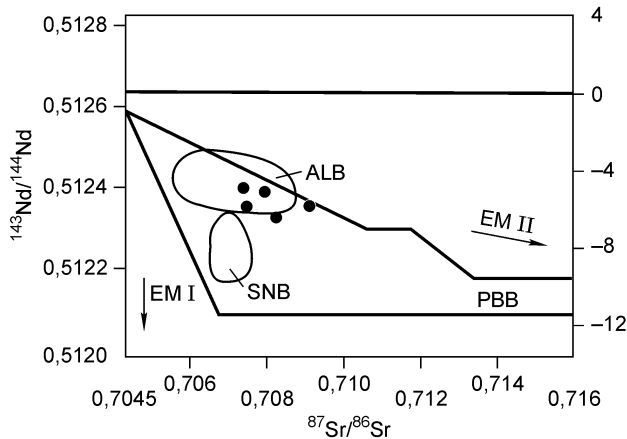


Рис. 8. Диаграмма ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)—($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$).

ALB — архейская литосферная мантия запада США, SNB — южно-невадинские базальты США, PBB — базальты бассейна Парана юго-запада Бразилии, EM I, EM II — 2 мантийных источника обогащенного типа.

хребтов. Это исключает возможность их происхождения из астеносферной мантии. Наоборот, эти данные могут свидетельствовать о происхождении кепинских базальтов из континентальной литосферной мантии (КЛМ) обогащенного типа [15, 16]. К тому же в разные геологические исторические периоды КЛМ подвергалась контаминации материалом континентальной коры, метасоматозу, частичному извлечению магмы и другим геологическим процессам. Все это приводило к неоднородности континентальной литосферной мантии. Поэтому состав КЛМ и ее геохимические особенности являются очень трудной для изучения областью мантии и в то же время — одной из многолетних дискуссионных проблем в геологической сфере [17, 18], несмотря на то, что большинство ученых достигли некоторого общего понимания в решении основных вопросов. Например, КЛМ, особенно древняя, часто имеет низкие Sm/Nd, U/Pb и высокое Rb/Sr. Поэтому со временем древняя КЛМ обычно обладает низким значением $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ и высоким $\epsilon_{\text{Sr}}(T)$, а также изменяемым общим изотопным составом нерадиогенного свинца [19—21]. Кроме того, КЛМ является резервом LREE и несовместимых элементов [22—24]. На рис. 8 видно, что точки химических составов кепинских базальтов спроектированы на поля архейской литосферной мантии запада США (ALB) [19] и базальтов в бассейне Парана юго-запада Бразилии (PBB) [21]. На рис. 9 показано, что поля их проекции совпадают с эфиопскими рифтогенными (ERB) [25] и с южно-невадинскими базальтами США (SNB) [19].

Вышеупомянутые районы все же являются местами распределения КЛМ раннего докембрийского периода, исследованные базальты происходили из литосферной мантии, поэтому они представляют изотопный состав Кепинского района. Из этого следует, что кепинские базальты происходили из КЛМ докембрийского периода. Экспериментальная петрология показывает, что существует прямая коррелятивность между содержанием FeO и давлением во время плавления и обратная — между содержанием SiO₂ и давлением [26]. Источник кепинской базальтовой магмы, по-видимому, должен иметь большую глубину и находится на границе литосферной мантии.

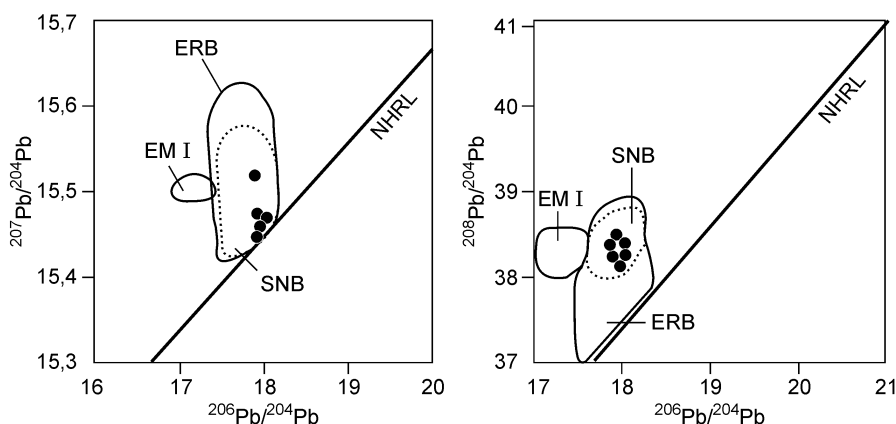


Рис. 9. Диаграмма ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)—($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$).

ERB — эфиопские рифтогенные базальты, SNB — южно-невадинские базальты США, NHRL — линия Северного полушария.

ДИСКУССИЯ

В районе Кулуктаг на северо-восточной периферии Таримской впадины широко развиты серии диабазовых даек пермского периода. Исследования показали, что эти диабазы тоже имеют отрицательные $\epsilon_{Nd}(T)$ величины, высокоположительные $\epsilon_{Sr}(T)$ и изотопный состав Pb нерадиогенного происхождения. Исследуя Nd- и Sr-изотопный состав II медно-никелевого месторождения Синди изученного района, Ли

Таблица 4. Данные $\epsilon_{Nd}(T)$ и $\epsilon_{Sr}(T)$ магматических пород поздней стадии палеозойской эры Южной провинции СУАР

Порода	Изотопный возраст, млн лет	ϵ_{Nd}	$\epsilon_{Sr}(T)$	Порода	Изотопный возраст, млн лет	$\epsilon_{Sr}(T)$
Восточная часть Южного Тянь-Шаня [30]				Золоторудное месторождение Аси [27]		
Диорит	298	-6,51	+55,69	Альбитофир	331	+23,5
Порфиroidный гранит	284	-5,99	+37,75	»	331	+22,6
»	284	-6,26	+38,79	»	331	+23,9
»	284	-4,06	+47,43	»	331	+29,3
»	284	-4,85	+113,38	»	331	+26,2
Двуслюдистый гранит	270	-4,66	+58,74	»	331	+21,3
»	270	-4,42	+59,87	»	331	+26,3
Щелочно-полевошпатовый гранит	263	-5,28	+2018,02	Ру-Анд	346	+22,1
»	263	-6,19	+60,09	»	346	+17,5
»	263	-4,88	+2100,73	»	346	+15,7
»	263	-5,12	+115,27	»	346	+37,2
Северная периферия Кулуктага [30]				Мв-гранит	346	+22,3
Оливиновое габбро	363	-2,50	+16,00	»	346	+30,6
Габбро	363	-2,32	+9,66	»	346	+12,3
Диорит	363	-6,66	+50,53	»	346	+35,3
Гранит	363	-10,4	+56,29	Ру-Анд-фирит	289	+48,3
Щелочно-полевошпатовый гранит	363	-10,8	0,51	»	289	+47,3
Район Томурского пика [29]				»	289	+49,3
Щелочно-полевошпатовый гранит	287	-3,84	+320,10	»	289	+48,9
Тоналит	218	-10,5	-0,60	»	289	+47,3
Монцонитовый гранит	344	-8,45	-0,10	»	289	+49,3
Диорит	382	-3,27	+2,60	»	289	+48,4
Лептит	630	-9,65	-0,70	Серебрянорудное месторождение Юйси [27]		
Монцонитовый гранит	290	-5,89	+2,80	Ви-Мон-гранит	267	+39,6
Щелочно-полевошпатовый гранит	260	-9,36	+0,70	»	267	+41,4
Цюньауц [28]				»	267	+42,9
Габбро	314	-5,10	+19,30	»	267	+43,2
Плагиоклазит	314	-0,50		»	267	+42,5
МРРН [27]				»	267	+40,5
Кварцевый альбитофир	248	+0,90	+16,00	»	267	+72,8
»	248	+0,80	+16,30	МРРН [27]		
Базальты	248	+3,50	+11,50	Q-альбитофир	248	+16,1
»	248	+5,80	+11,30	»	248	+16,9

Примечание. МРРН — медно-рудный район Нилек; Ру-Анд — пироксеновый андезит; Мв-гранит — миндалевидный гранит; Ру-Анд-фирит — пироксен-андезитовый порфирит; Ви-Мон-гранит — биотит-монцонитовый гранит; Q-альбитофир — кварцевый альбитофир.

Хуацинь и др. пришли к одинаковому выводу [27], что внутри Таримской впадины и на ее периферии мафическая магма поздней стадии палеозойской эры, вероятнее всего, происходила из докембрийской КЛМ.

Она значительно отличается от магматических пород Джунгарской впадины и ее периферии по изотопным составам. Установлено, что Южный и Северный СУАР относятся к разным изотопным геохимическим провинциям. По имеющимся разрозненным данным [27—30], граница геохимических провинций в общем совпадает с Главным разломом северной части Среднего Тянь-Шаня. Северная провинция характеризуется изотопным составом истощенной мантии, а Южная — обладает изотопным составом обогащенной мантии (табл. 4).

С точки зрения теоретического анализа образование изотопной геохимической провинции истощенного типа было возможно в двух случаях: 1) здесь существовала площадная океаническая литосферная мантия и ее образование было связано со свойствами земной коры, или 2) подходящее астеносферное вещество широко участвовало в магматической деятельности. Предполагая, что магматическая деятельность Северной провинции повсеместно возникла после коллизионно-орогенного периода (средний визей), авторы считают, что второй случай более вероятен. А в Южной провинции пока не выявлены точные свидетельства участия астеносферного вещества в магматической деятельности. Это позволяет предположить, что Южная и Северная провинции не только имеют различные источники магмы, но и существенно различаются по геодинамическому механизму магмогенерации. Время магматической деятельности Северной провинции находится в интервале 330—250 млн лет [3, 4], т. е. от поздней стадии раннего карбона до конца перми. А в Южной провинции все вулканы относятся к пермским, что подтверждается абсолютным возрастом (290—250 млн лет) [2, 30]. Из этого видно, что началась магматическая деятельность в Южной провинции позже, чем в Северной, на 40 млн лет. Такая разность во времени магматической деятельности может быть доказательством геодинамического механизма образования расплавов. Иными словами, магматические породы Южной и Северной провинций, тесно соприкасающиеся друг с другом в пространстве и частично совпадающие по времени образования, вряд ли являются продуктами одинакового геологического процесса.

This is to certify that the paper "Petrogenesis of Permian basalts in the western margin of Tarim basin (the People's republic of China)" written by Jiang Changyi, Li Youzhu, Zhang Pengbo and Ye Shufend is sponsored jointly by the Planned Development Project of National Key Research (No. 2001CB409800) and the State "Ninth Five" Key Project of Science and Technology (No.99-111-01).

ЛИТЕРАТУРА

1. **Regional** geology of Xinjiang Uigur Autonomous Region / Cheng Yugi (Bureau of Geology and Mineral Resources of Xinjiang Uigur Autonomous Region). Beijing, Geological Publishing House, 1993, p. 841.
2. **Tectonic** characteristics and oil gas of the Tarim Basin, China / Jia Chengzao. Beijing, Petroleum Industry Press, 1997, p. 142—158.
3. **Han Baofu, He Guogi, Wang Shiguang, Hong Dawei.** Postcollisional mantle-derived magmatism and vertical growth of the continental crust in north Xinjiang // *Geol. Rev.*, 1998, v. 44, № 4, p. 396—406.
4. **Han Baofu, He Guogi, Wang Shiguang.** Postcollisional mantle-derived magmatism, underplating and the basal nature of the Zhunger Basin // *Sci. China*, 1999, v. 29, № 1, p. 16—21.
5. **Jiang Changyi, Mu Yanmei, Bai Kaiyin et al.** Chronology, petrology, geochemistry and tectonic environment of granitoids in the southern Tianshan Mountain, western China // *Acta Petrol. Sinica*, 1999, v. 15, № 2, p. 298—308.
6. **Igneous** rock classification and technology dictionary / R.W. Le Maitre. Beijing, Geological Publishing House, 1991, 43 p.
7. **Yang Huai-Jen, Frey F.A., Weis D. et al.** Petrogenesis of the flood basalts forming the Northern Kerguelen Archipelago: Implications for the Kerguelen plume // *J. Petrol.*, 1998, v. 39, p. 711—748.
8. **Hanski E.J., Smolkin V.F.** Iron- and LREE-enriched mantle source for Early Proterozoic intraplate magmatism as exemplified by the Pechenga ferropicrites, Kola Peninsula, Russia // *Lithos*, 1995, v. 34, p. 107—125.
9. **McDonald R., Rogers N.W., Fitton J.G. et al.** Plume-lithosphere interactions in the generation of the basalts of the Kenya Rift, East Africa // *J. Petrol.*, 2001, v. 42, p. 877—900.
10. **Barker J.A., Menzies M.A., Thirlwall M.F., Macpherson C.G.** Petrogenesis of Quaternary intraplate volcanism, Sana'a Yemen: Implication and polybaric melt hybridization // *J. Petrol.*, 1997, v. 38, p. 1359—1390.
11. **Primary** rock diagrammatic distinguishment methods of metamorphic rocks / Wang Renmin, He Gaopin, Chen Zhenzhen et al. Beijing, Geological Publishing House, 1987, p. 54—58.

12. **Falloon T.J., Hatlon C.J., Harris K.L.** Anhydrous partial melting of a fertile and depleted peridotite from 2—30 kbar and application to mafic volcanic petrogenesis // *J. Petrol.*, 1988, v. 29, p. 1257—1282.
13. **Rare earth element geochemistry** / P. Henderson. Amsterdam, Elsevier Science Publishers B, V., 1984, p. 267.
14. **Lin P.N., Stern R.J.** Shoshonitic volcanism in the Mariana arc. 2. Large ion lithophile and rare earth element abundances evidence for the source of incompatible element enrichments in intraoceanic arcs // *J. Geophys. Res.*, 1989, v. 94, p. 4497—4515.
15. **Zindler A., Hart S.R.** Chemical geodynamics // *Amer. Rev. Earth Planet. Sci.*, 1986, v. 14, p. 493—571.
16. **Petrogeochemistry** / H.R. Rollison. Hefei, Publishing House of Chinese Science and Technology University, 2000, p. 179—205.
17. **Hart S.R.** Heterogeneous mantle domains: Signatures, genesis and mixing chronologies // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1988, v. 90, p. 273—296.
18. **McDonough W.F.** Constraints on the composition of the continental lithospheric mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1990, v. 101, p. 1—18.
19. **Farmer G.L., Perry F.V., Semkern S. et al.** Isotopic evidence on the structure and origin of subcontinental lithospheric mantle in Southern Nevada // *J. Geophys. Res.*, 1989, v. 94, p. 7885—7898.
20. **Menzies A.** Cratonic, circumcratonic and oceanic mantle domains beneath the western United States // *Ibid.*, 1989, v. 94, p. 7899—7915.
21. **Comin-Chiaramonti P., Cundari A., Piccirillo E.M. et al.** Potassic and Sodic igneous rocks from Eastern Paraguay: their origin from the lithospheric mantle and genetic relationships with the associated Parana flood tholeiites // *J. Petrol.*, 1997, v. 38, p. 495—528.
22. **Marzoli A., Piccirillo E.M., Renne P.R. et al.** The Cameroon volcanic line revisited: Petrogenesis of continental basaltic magmas from lithospheric and asthenospheric mantle source // *J. Petrol.*, 2000, v. 41, p. 87—109.
23. **Perry V., Baldrige W., Depaolo J.** Role of asthenosphere and lithosphere in the genesis of late Cenozoic basaltic rock from the Rio Grande rift and adjacent regions the southwestern United states // *J. Geophys. Res.*, 1987, v. 92, p. 9193—9213.
24. **Wilson M., Downes H.** Tertiary-Quaternary extension-related magmatism in Western and Central Europe // *J. Petrol.*, 1991, v. 32, p. 811—849.
25. **Spáth A., Roex A.P., Opiyo-Akech N.** Plume-lithosphere interaction and the origin of continental rift-related alkaline volcanism — the Chyulu Hills Volcanic Province, Southern Kenya // *J. Petrol.*, 2001, v. 42, p. 765—787.
26. **Scarrow J.H., Curran J.M., Kerr A.C.** Major element records of variable plume involvement in the North Atlantic province Tertiary flood basalts // *J. Petrol.*, 2000, v. 41, p. 1150—1176.
27. **Study on metallogenetic chronology of nonferrous and precious metallic ore deposits in north Xinjiang, China** / Li Huaqin, Xie Caifu, Chang Hailiang et al. Beijing, Geological Publishing House, 1998, p. 113—200.
28. **Ni Shoubin, Man Fasheng, Chen Jiangfeng.** REE and Sr-Nd isotopic study of the Qiongawanzi ultramafic intrusion, west Tianshan // *Acta Petrol. Sinica*, 1995, v. 11, № 1, p. 65—70.
29. **Zhou Taixi, Chen Jiangfeng, Xie Zhi et al.** Isotopic geochemistry of granitic rocks from Tuomuer Peak region, Tianshan, China // *Acta Petrol. Sinica*, 2000, v. 16, № 2, p. 153—160.
30. **Phanerozoic tectonic evolution on eastern parts of the south Tianshan Mountain** / Jiang Changyi, Wu Wenkui, Li Liangchen et al. Beijing, Geological Publishing House, 2001, p. 125—148.

*Рекомендована к печати 30 августа 2005 г.
Ю.Р. Васильевым*

*Поступила в редакцию
11 ноября 2003 г.*