

УДК 552.3:550.42

## ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОРОД АКАТУЕВСКОГО МАССИВА ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ И СВЯЗАННЫХ С НИМИ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ РУД

С.А. Сасим<sup>1</sup>, С.И. Дриль<sup>2</sup>

Институт геохимии СО РАН, 664033, г. Иркутск, ул. Фаворского, 1а.

Акатуевский массив является эталонным интрузивным объектом шошонит-латитовой серии Восточного Забайкалья, с которым генетически связаны полиметаллические месторождения одноименной группы. Монзонитоиды массива обогащены LILE, LREE, U, Th при дефиците Nb, Ti, P. Породы массива слабо контаминированы коровым веществом, на что указывают величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)} = 0,70644-0,70677$  и  $\text{Nd}_{(0)} = (-2,1) - (-0,2)$ . Изотопные составы рудных свинцов месторождений Акатуевской группы свидетельствуют о смешении в рудах свинца пород самого массива и вмещающих карбонатных отложений.

*Библиогр. 11 назв. Ил. 5. Табл. 2.*

*Ключевые слова:* Акатуевский массив; шошонит-латитовая серия; геохимические характеристики; изотопный состав.

## ISOTOPE-GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF ROCKS OF AKATUY MASSIF IN EAST TRANS-BAIKAL AREA AND RELATED POLYMETALLIC ORES

S.A. Sasim, S.I. Dril

Institute of Geochemistry SB RAS, 1a Favorsky Str., Irkutsk, 664033.

The Akatuy massif is a reference intrusive occurrence of shoshonite-latitude series of the Eastern Trans-Baikal area, genetically associated with polymetallic deposits of the similar group. The monzonitoids of the massif are rich in LILE, LREE, U and Th but scarce in Nb, Ti and P. The rocks of the massif are slightly contaminated with crustal substance, that is indicated by values  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)} = 0,70644-0,70677$  and  $\text{Nd}_{(0)} = (-2,1) - (-0,2)$ . The isotope compositions of ore leads of the Akatuy group deposits point to the mixing of rocks of the massif itself and host carbonate rocks in the lead ores.

*11 sources. 5 figures. 2 tables.*

*Key words:* Akatuy massif; shoshonite-latitude series; geochemical parameters; isotope compositions.

Классическим примером магматических образований шошонит-латитовой серии в Восточном Забайкалье считается интрузивный акатуевский монзонитовый комплекс, проявленный в пределах северного борта Александрово-Заводской впадины. С породами этого комплекса связана полиметаллическая и золоторудная минерализация [4, 7]. Одним из наиболее известных участков проявления полиметаллических руд на территории Восточного Забайкалья являются свинцово-цинковые месторождения Акатуевской группы, которые генетически связаны с монзонитами одноименного массива и локализованы

к северу от интрузии в карбонатных отложениях быстринской свиты.

Александрово-Заводская впадина расположена в пределах Аргунской структурно-формационной зоны Восточного Забайкалья или Аргунского террейна [5] и представляет собой рифтогенную депрессионную структуру, образовавшуюся в период перехода Монголо-Охотского пояса к континентальному этапу развития в мезозойское время [1].

Акатуевский комплекс представлен многочисленными трещинными интрузивными телами размером от 0,1 до 45 км<sup>2</sup>, наиболее крупным из которых

<sup>1</sup>Сасим Сергей Александрович, инженер, тел.: (3952) 42-60-34, e-mail: [sasim@igc.irk.ru](mailto:sasim@igc.irk.ru)

Sasim Sergei, Engineer, tel.: (3952) 42-60-34, e-mail: [sasim@igc.irk.ru](mailto:sasim@igc.irk.ru)

<sup>2</sup>Дриль Сергей Игоревич, зав. аналитическим отделом, тел.: (3952) 42-60-34, e-mail: [sdril@igc.irk.ru](mailto:sdril@igc.irk.ru)

Dril Sergei, Head of the Analytical Department, tel.: (3952) 42-60-34, e-mail: [sdril@igc.irk.ru](mailto:sdril@igc.irk.ru)

является Акатуевский массив, залегающий в виде лакколитообразного тела (рис. 1). По разнообразию типов пород, образующих три фазы внедрения [4, 7], Акатуевский массив может рассматриваться как эталонный объект, отражающий важнейшие геохимические черты шшонит-латитовой серии Восточного Забайкалья. Образования первой фазы распространены в северной краевой части массива и представлены оливиновыми и пироксен-амфиболовыми монцонитами. Это массивные мелко-, среднезернистые породы, имеющие гипидиоморфнозернистую структуру. По-

роды первой фазы испытали сильное контактовое воздействие при формировании пород второй (главной) фазы Акатуевского массива, которая составляет основную его часть. Она представлена массивными среднезернистыми биотит-амфиболовыми монцонитами и реже кварцевыми монцонитами с гипидиоморфнозернистой и монцонитовой структурами. Большое своеобразие породам первой и второй фаз придают крупные (1-5 см<sup>2</sup>) листочки биотита, ориентирующиеся по плоскостям различного направления, вдоль которых развита тонкая трещиноватость. Благо-



**Рис. 1. Схема геологического строения северного борта Александрово-Заводской впадины [2, 3]:**

1 – четвертичные образования; 2-4 – Акатуевский массив: 2 – третья (заключительная) фаза, 3 – вторая (главная) фаза, 4 – первая (ранняя) фаза); 5 – средне-верхнеюрские вулканогенные образования кайласской свиты; 6 – нижне-среднеюрские терригенные образования; 7 – карбонатные породы нижнекембрийской быстринской свиты; 8 – верхнепалеозойские гранитоиды ундинского комплекса; 9 – разломы

даря этому порода легко раскалывается на сложные многогранники. Образования третьей (заключительной) фазы внедрения представлены дайками и дайкообразными телами сиенитов с полнокристаллически-порфировой структурой. Большинство даек и дайкообразных тел третьей фазы сконцентрированы вокруг массива.

Изотопный K-Ar возраст пород Акатуевского массива [7] составляет 166 млн лет для пород первой фазы, 157-147 млн лет для пород главной фазы и 147-118 млн лет для пород заключительной фазы. Таким образом, возрастной интервал формирования всей интрузивной серии составляет около 40 млн. лет, что необычно много для процесса становления трещинной интрузии. Нельзя исключить, что предыдущими исследователями [7] в состав пород третьей фазы Акатуевского массива были включены дайковые и субвулканические образования трахибазальт-риолитовой рифтогенной серии раннемелового возраста, широко развитой в пределах Александрово-Заводской впадины. Это могло привести к неоправданному расширению возрастного интервала формирования массива.

Судя по химическому составу (табл. 1, 2), породы Акатуевского массива образуют непрерывный серийный тренд по кремнекислотности в пределах 52,03-62,68 вес. % SiO<sub>2</sub> от оливиновых монцонитов через кварцевые монциты к сиенитам. По соотношению кремнекислотности и суммарной щелочности они могут быть отнесены к умеренно-щелочному ряду [6], при этом содержания K<sub>2</sub>O возрастают от 3,12 до 4,89 вес. % с ростом кремнекислотности пород (см. табл. 1). Отношение K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O в исследуемых породах изменяется в широких пределах – от 0,49 до 1,78, что вместе с высокой калиево-стью и относительно низкими содержаниями TiO<sub>2</sub> (<1,2 вес %) позволяет отнести их к шшонит-латитовой серии (рис. 2). Для пород массива характерна отрицательная корреляция FeO, TiO<sub>2</sub>, MgO, CaO с кремнекислотностью, выраженная достаточно плавными серийными трендами, характерными для серии последовательных дифференциатов.

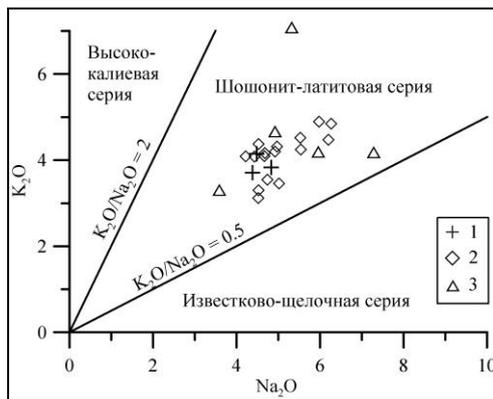
Повышенная щелочность пород Акатуевского массива определяет и высокие содержания в них таких крупноионных литофильных элементов, как Rb, Ba и Sr (см. табл. 2). Содержания Rb

Таблица 1

Содержание петрогенных окислов (вес. %) в породах Акатуевского массива

Фаза массива	первая		вторая			третья	
	Ак-6-4	Ак-6-3	Ак-6-1	Ак-12-2	Ак-4	Ак-1	Ак-13
SiO <sub>2</sub>	52,96	52,03	58,23	60,85	61,73	62,33	61,49
TiO <sub>2</sub>	1,09	1,20	0,84	0,70	0,72	0,75	0,33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,71	17,19	17,59	17,19	16,02	16,00	16,67
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	7,78	8,07	5,56	4,64	4,80	5,70	3,04
MnO	0,11	0,12	0,09	0,07	0,07	0,09	0,18
MgO	5,32	4,63	2,36	2,14	2,78	2,10	0,94
CaO	6,05	7,08	3,28	3,38	3,70	4,66	5,84
Na <sub>2</sub> O	4,83	4,38	6,20	5,54	4,53	3,59	5,96
K <sub>2</sub> O	3,83	3,71	4,48	4,25	4,37	3,27	4,15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,75	0,80	0,66	0,48	0,31	0,18	0,15
ППП	0,41	0,55	0,49	0,46	0,77	1,12	0,73
Сумма	99,84	99,75	99,77	99,68	99,80	99,78	99,48
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	8,66	8,09	10,68	9,79	8,90	6,86	10,11
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0,79	0,85	0,72	0,77	0,97	0,91	0,70

Примечание. Анализы проб выполнены в Институте геохимии СО РАН г. Иркутска в 2006-2007 гг. методом рентгенофлуоресцентного анализа. Пробы Ак-6-4 и Ак-6-3 взяты из пироксен-амфиболовых монцонитов; пробы Ак-6-1, Ак-12-2 и Ак-4 – из биотит-амфиболовых монцонитов; проба Ак-1 – из амфиболового сиенита; проба Ак-13 – из сиенита.



**Рис. 2. Шошонит-латитовая специфика пород Акатуевского массива на диаграмме  $K_2O-Na_2O$  [10, 11]:**  
 1-3 – породы ранней (1), главной (2) и заключительной (3) фаз массива

в оливиновых монцонитах и амфибол-пироксеновых монцонитах ранней фазы лежат в пределах 101,8-119,7 г/т, возрастая в целом в биотит-амфиболовых монцонитах главной фазы до 89,5-180,8 г/т и несколько понижаясь в сиенитах заключительной фазы (60,7-141,4 г/т). Для пород всех фаз Акатуевского массива характерны высокие содержания бария (735-2358 г/т) и стронция (471-2486 г/т), которые положительно коррелируются между собой.

Все типы пород Акатуевского массива характеризуются высокими суммарными содержаниями редкоземель-

**Таблица 2**

**Содержание рассеянных элементов (вес. %) в породах Акатуевского массива**

Фаза массива	первая		вторая			третья	
Проба	Ак-6-4	Ак-6-3	Ак-6-1	Ак-12-2	Ак-4	Ак-1	Ак-13
U (г/т)	9	4	12	5	8	6	6
Th	37	17	70	24	48	22	25
Zr	510	291	725	332	378	274	318
Hf	8	6	13	8	8	6	7
Ba	1265	2658	1051	1600	916	735	1855
Sr	1736	2486	1175	1877	904	471	1712
Cs	-	8	8	7	11	7	5
Rb	120	101	120	102	181	115	106
Ni	89	38	35	31	108	5	21
Nb	Н.о.	6	15	7	16	4	13
Y	20	23	18	13	24	24	14
Pb	37	28	36	33	30	16	48
La (г/т)	104,38	93,83	96,31	105,99	93,32	31,76	56,48
Ce	212,02	191,23	209,46	209,16	156,46	63,17	112,50
Pr	22,73	22,81	21,16	22,01	18,75	7,21	11,98
Nd	79,65	81,55	70,55	71,66	65,50	25,69	42,00
Sm	11,77	15,75	10,85	10,77	9,69	5,04	5,91
Eu	2,73	3,17	2,12	1,99	1,72	1,40	1,65
Gd	9,15	9,94	7,03	6,95	7,45	5,24	4,36
Tb	0,89	1,08	0,71	0,68	0,80	0,75	0,61
Dy	4,86	5,02	3,94	3,91	4,65	5,47	3,19
Ho	0,79	0,87	0,72	0,86	0,93	0,90	0,63
Er	2,15	2,71	1,73	2,15	2,64	2,62	1,73
Tm	0,30	0,35	0,30	0,32	0,33	0,45	0,33
Yb	1,81	1,86	1,90	2,00	2,20	2,52	2,19
Lu	0,23	0,30	0,23	0,32	0,33	0,42	0,33
$\Sigma_{REE}$	453,45	430,48	427,02	438,78	364,77	152,65	243,88
La/Yb(N)	41,38	36,27	36,36	38,00	30,40	9,04	18,52
Eu*	60,71	75,68	52,57	52,10	49,80	29,21	29,93
Eu/Eu*	0,78	0,72	0,70	0,66	0,59	0,83	0,95

Примечание. Анализы выполнены методом ICP MS в Институте геохимии СО РАН, г. Иркутск.

Н.о. – элемент не определялся. Сокращения: см. табл.1

ных элементов (см. табл. 2) и обогащенными нормированными спектрами распределения REE (рис. 3). Породы первой фазы массива имеют наибольшие значения  $\Sigma_{\text{REE}}$  (373-453 г/т) и высокую степень преобладания легких редких земель над тяжелыми ( $\text{La}/\text{Yb}_{(\text{N})} = 31,06-41,38$ ) при отчетливо проявленной отрицательной европиевой аномалии ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,72-0,78$ ). Последнее служит указанием на то, что расплавы, формировавшие оливиновые монцониты и амфибол-пироксеновые монцониты первой фазы, были фракционированными относительно полевого шпата, концентрировавшего в своей структуре Eu.

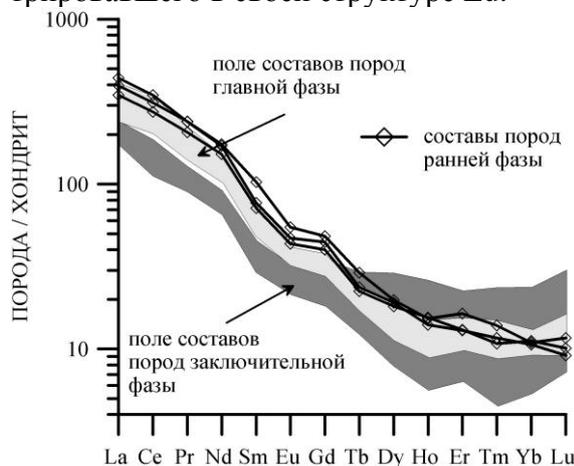


Рис. 3. Распределение редкоземельных элементов в породах Акатуевского массива относительно хондрита

Для пород второй (главной) фазы массива величина  $\Sigma_{\text{REE}}$  несколько уменьшается и лежит в пределах 300-427 г/т. Нормированный спектр лантаноидов становится менее дифференцированным ( $\text{La}/\text{Yb}_{(\text{N})} = 19,50-41,42$ ), а отрицательная европиевая аномалия углубляется ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,59-0,86$ ). Уменьшение величин  $\Sigma_{\text{REE}}$  и  $\text{La}/\text{Yb}_{(\text{N})}$  в породах главной фазы внедрения массива по сравнению с породами первой фазы авторы склонны связывать с процессом кристаллизационной дифференциации расплава, в котором кроме силикатных фаз, представленных оливином, клинопироксеном, амфиболом, плагиоклазом и, возможно, К-Na полевым шпатом, значимое участие принимал апатит.

Этот акцессорный минерал резко обогащен легкими лантаноидами и присутствует в виде многочисленных включений в железо-магнезиальных минералах монцонитоидов.

Породы третьей (заключительной) фазы имеют самые низкие суммарные содержания REE ( $\Sigma_{\text{REE}}=152-268$  г/т) и наименее дифференцированные нормированные спектры редких земель –  $\text{La}/\text{Yb}_{(\text{N})} = 8,69-32,62$ . Величина отрицательной европиевой аномалии в большинстве пород этой фазы незначительна ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,82-0,94$ ).

Сравнение составов пород первой и второй фаз Акатуевского массива со средними составами базальта океанических островов (ОИВ) и внутриплитного континентального базальта Азии (КБА) на мультикомпонентной диаграмме (рис. 4) показывает следующее. Монцонитоиды массива существенно обогащены по сравнению с ОИВ и КБА такими группами элементов, как LILE (К, Rb, Ba, Sr), легкие REE, Th и U при существенном дефиците в области HFSE (Nb, Ti) и P.

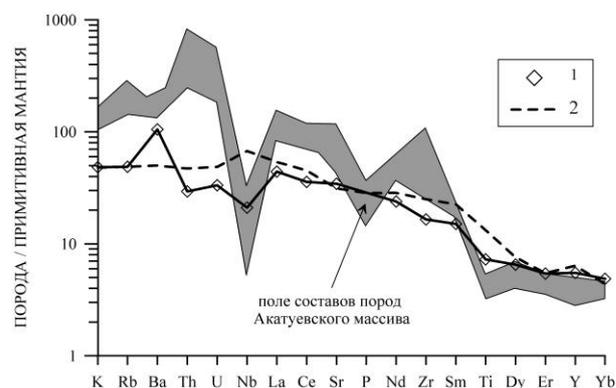


Рис. 4. Мультикомпонентная диаграмма состава пород Акатуевского массива относительно примитивной мантии:

- 1 – континентальный базальт Северной Азии по [9];
- 2 – базальты океанических островов

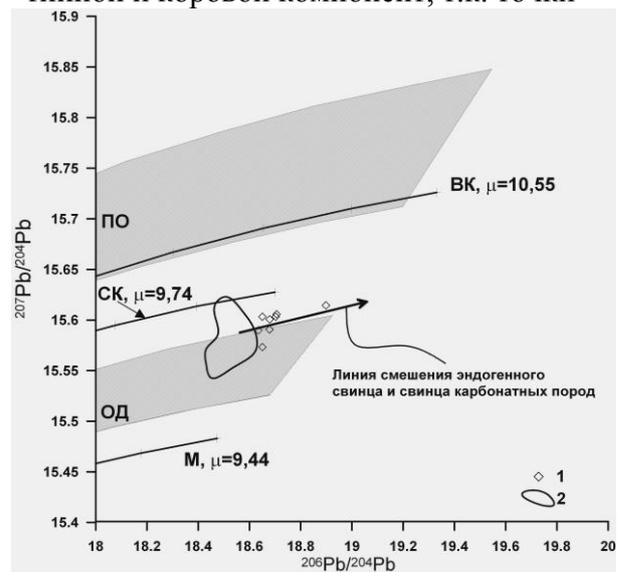
Дефицит Nb и Ti в составах монцонитоидов Акатуевского массива на мультикомпонентной диаграмме свидетельствует о том, что мантийный источник расплава шошонит-латитовой серии был метасоматически изменен

предшествующим процессом субдукции. Воздействие на мантийный субстрат существенно водного флюидного потока, генерирующегося в результате дегидратации погружающейся океанической коры, способствует образованию аксессуарных фаз, способных концентрировать HFSE. При последующем плавлении такого мантийного источника формирующиеся расплавы оказываются существенно обеднены элементами высокочарядной группы.

Палеогеодинамические реконструкции для Монголо-Охотского складчатого пояса, например, [5], указывают на существование в позднем палеозое зон субдукции по периферии одноименного палеоокеана. Эти субдукционные процессы должны были оказать метасоматизирующее воздействие на значительные объемы мантии, сопряженной с зонами субдукции. Посторогенные (внутриплитные) магматические образования, проявленные в мезозойское время в пределах Монголо-Охотского складчатого пояса, могли в той или иной степени унаследовать черты мантийного источника, претерпевшего в прошлом субдукционный метасоматоз. Характерным примером магматических пород такого генезиса могут служить породы шошонит-латитовой серии Забайкалья. Ярко проявленный дефицит HFSE указывает на связь этих магматических пород с субдукционной геодинамической обстановкой, а высокие содержания LILE и легких REE указывают на внутриплитный характер магматических расплавов.

Монцитонитоиды первой и главной фаз массива имеют изотопный состав стронция ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)} = 0,70644-0,70677$ ), относительно более радиоогенный по сравнению с таковым в других мезозойских внутриплитных базитах региона ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)} = 0,7045-0,7055$ ). Этот факт может служить указанием на то, что в генезисе расплавов шошонит-латитовой серии кроме мантийного источника может принимать участие и некоторое ко-

личество корового вещества. Слабоотрицательные значения величин  $\epsilon\text{Nd}_{(0)} = (-2,1)-(-0,2)$  также могут быть связаны с процессом контаминации первичного мантийного расплава веществом континентальной коры. Состав этого корового компонента должен характеризоваться величинами  $\epsilon\text{Nd} \geq (-10)$ , что отличает его от общепринятых средних составов верхней ( $\epsilon\text{Nd} = -25$ ) или нижней континентальной коры ( $\epsilon\text{Nd} = -30$ ). Предположительно таким изотопным составом может обладать фанерозойская континентальная кора региона, в составе которой значительное место занимают отложения аккреционных клиньев и островных дуг. Особенности изотопного состава свинца в монцитонитоидах массива (рис. 5) подтверждают вывод о смешении в составе пород мантийной и коровой компонент, т.к. точки



**Рис. 5. Эволюционная диаграмма  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  для руд (1) и пород (2) Акатуевского массива:**

1 – точки изотопных составов рудных свинцов; 2 – область изотопных составов свинцов монцитонитоидов массива. Показаны области эволюции изотопного состава Pb в породах пассивных континентальных окраин (ПО) и островных дуг (ОД), а также линии эволюции изотопного состава Pb для верхней континентальной коры (ВК) и истощенной мантии типа N-MORB (М); СК – линия изотопной эволюции свинца по модели Стейси-Крамера

составов породных свинцов на диаграмме  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  лежат между кривыми изотопной эволюции свинца мантии и верхней коры.

С проявлениями шохонит-латитового магматизма в Восточном Забайкалье связаны многочисленные полиметаллические Pb-Zn месторождения. Для выяснения источников рудного вещества был исследован изотопный состав Pb галенитов Акатуевского полиметаллического месторождения, рудные тела которого локализованы в кембрийских карбонатных толщах быстринской свиты.

Все изотопные составы рудного Pb месторождения являются аномальными и могут быть интерпретированы как линия смешения свинца двух различных геохимических источников (см. рис. 5). Источником корового свинца могли служить вмещающие карбонатные породы. Эндогенный источник свинца может быть уверенно связан с породами самого Акатуевского массива, т.к. тренд изотопной эволюции рудных свинцов в своей менее радиогенной части примыкает к полю составов монцонитоидов.

*Исследования поддерживаются грантами РФФИ 08-05-00660, 09-05-00772, НШ-3047.2008.5.*

### Библиографический список

1. Булнаев К.Б. Формирование впадин «Забайкальского» типа // Тихоокеанская геология. – 2006. – Т.25. – №11. – С.18-30.
2. Горлов Н.В. Геологическое строение Базаново-Акатуевского рудного района // Вопросы геологии и генезиса некоторых свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья. – М.: АН СССР, 1963. – С. 39-47.
3. Захаров М.Н. Петрохимия и геохимические особенности Акатуевского массива и связанных с ним малых интрузий (Восточное Забайкалье) // Геохимия редких элементов в магматических комплексах Восточной Сибири. – М.: Наука, 1972. – С. 97-131.
4. Объяснительная записка к геологической карте РФ масштаба 1:200 000. Лист М-50-Х. – М., 2000. – 132 с.
5. Парфенов Л.М. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. – 2003. – Т. 22, № 6. – С 7-41.
6. Петрографический кодекс. Магматические и метаморфические образования. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1995. – 128 с.
7. Таусон Л.В. и др. Геохимия мезозойских латитов Забайкалья. – Новосибирск: Наука, 1984. – 205 с.
8. Ярмолюк В.В. Геохимические параметры аномальной мантии Северной Азии в позднем палеозое – раннем мезозое (данные изучения внутриплитного магматизма) // Докл. РАН. – 2000. – Т. 375, №4. – С. 525-530.
9. Turner S. et al. Post-collision shoshonitic volcanism on the Tibetan Plateau: implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts // Journal of petrology. – 1996. – Vol. 37. – P. 45-71.
10. Wilson, M. Igneous petrogenesis / M. Wilson. – London: Unwin Hyman, 1989. – 446 p.

Рецензент кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник Института геохимии СО РАН А.С. Мехоношин