

УДК 552.3:550.4:550.42:550.93

## ГЕОХИМИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ ВЫСОКО-МГ ДИОРИТОВ ГОРНОГО АЛТАЯ

Гусев А.И.

*Алтайская государственная академия образования им. В.М. Шукшина,  
Бийск, e-mail: anzerg@mail.ru*

Приведены данные о химическом составе пород и минералов даек высоко-Мг диоритовых порфиритов в составе усть-беловского комплекса позднего девона. В породах присутствуют минимум две генерации клинопироксенов и плагиоклазов, а также ксенокристаллы оливина. Клинопироксены обладают нормальной и реверсивной зональностью. Ассимиляция кислым расплавом дунитов и гарцбургитов подтверждается наличием ксенолитов этих пород и проявлением в кристаллах с реверсивной зональностью, где в промежуточных зонах кристаллов увеличение Mg# сопровождается резким возрастанием Cr и Ni. В этих же зонах кристаллов проявлен и тетрадный эффект фракционирования РЗЭ М-типа.

**Ключевые слова:** высоко-Мг диориты, дайки, оливин, клинопироксен, редкоземельные элементы, несовместимые элементы, тетрадный эффект фракционирования РЗЭ М-типа

## GEOCHEMISTRY AND PETROLOGY OF HIGH-MG DIORITES OF MOUNTAIN ALTAI

Gusev A.I.

*The Shukshin Altai State Academy of Education, Biisk, e-mail: anzerg@mail.ru*

Data about chemical composition of rocks and minerals of dikes high-Mg diorite porphyrites in content ust-belovskii complex Late Devonian. Two generation of clinopyroxene and plagioclase as minimum presence in rocks and xenocrysts of olivine so. Clinopyroxene possess of normal and reverse zonation. Assimilation by acidic melt of dinites and harzburgites confirm presence of xenolites of there rocks and displaying in crystals with reverse zonation, where increasing Mg# accompany by sharp increasing Cr and Ni in midsections zones. Tetradic effect fractionation of REE M-type stock in it zones of crystals.

**Keywords:** high-Mg diorite, dikes, olivine, clinopyroxene, rare earth elements, incompatible elements, tetradic effect fractionation of REE M-type

Исследование состава породообразующих минералов изверженных пород весьма важно, так как в них сохраняется своеобразный «геном», позволяющий реставрировать генезис горных пород. Впервые описываемые для Алтайского региона высоко-Мг породы отличаются (помимо высоких концентраций магния) от всех остальных диоритоидов появлением высокомагнезиальных минералов – оливина и ортопироксена. Другой отличительной особенностью их является присутствие включений гарцбургитов и аподунитов размерами 0,5–1,5 см. в матриксе диоритовых порфиритов. Актуальность исследований определяется не только необычностью состава этих пород, но и пространственной и парагенетической связью с ними проявлений железно-оксидно-медно-золоторудного класса (IOCG) [3]. **Цель исследований** – на основе детальных геохимических и петрологических исследований выяснить особенности их петрогенезиса.

### Результаты исследований и их обсуждение

Высоко-Мг диориты и диоритовые порфириты в Горном Алтае представлены дай-

ками, сопровождающими массивы гранитоидов усть-беловского комплекса позднего девона в Чарышском, Рыбалкинском и Эдиганском ареалах [3, 4]. Это массивные однородные породы образуют линзовидные тела протяжённостью от нескольких десятков метров до 100 м. Состав (%): плагиоклаз – 50–57, роговая обманка – 18–20, клинопироксен – 7, ортопироксен – 3–5, оливин – 2–3, калиевый полевой шпат – 2–3, кварц до 2. Интрателлурическая фаза диоритовых порфиритов представлена крупными таблитчатыми выделениями зонального плагиоклаза размерами до 1–1,5 см, ксенокристаллами оливина и клинопироксена. В ядрах плагиоклаза присутствует лабрадор (An<sub>60-53</sub>), редко битовнит (An<sub>73-78</sub>). Периферическая каёмка зональных кристаллов выполнена андезином (An<sub>32-43</sub>). Вторая генерация плагиоклаза, распространённого в основной ткани породы, представлена полисинтетически сдвоенным андезином (An<sub>38-45</sub>). Калиевый полевой шпат представлен несдвоенным микроклином, реже – микроклипертитом. Среди темноцветных минералов доминирует роговая обманка, реже отмечаются клинопироксен (авгит с  $f = 31,5-33,3$ ;

l = 2,0–2,1) и ортопироксен (клиногиперстен с железистостью f = 48,0–48,2; глинозёмистостью l = 1,02–1,1). Клинопироксен двух генераций, имеет нормальную и реверсивную зональность. Бурая роговая обманка (паргасит с f = 35,0–36,4 и l = 17,2–17,7) имеет призматические и таблитчатые выделения. Замещается эпидотом и хлоритом. В диоритовых порфиритах с очень высокими концен-

трациями магния встречаются ксенокристы зонального оливина с высоким содержанием форстеритового минала (Fo 89–86). Зональность чаще всего осцилляционная – типично магматогенная, реже – нормальная и реверсивная. Аксессуары редки и представлены апатитом, магнетитом, сфеном.

Представительные анализы высоко-Mg диоритовых порфиритов сведены в табл. 1.

**Таблица 1**

Химический состав даек высоко-Mg диоритов (оксиды мас. %, элементы – г/т)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	55,1	55,02	55,6	54,5	54,9	53,7	53,5	54,1
TiO <sub>2</sub>	0,8	0,55	0,7	0,7	0,63	0,65	0,64	0,78
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,03	14,91	14,3	14,35	14,46	13,2	13,1	15,9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,73	2,95	2,65	2,6	2,3	2,4	2,4	2,3
FeO	5,7	6,01	5,97	5,8	5,9	5,8	5,9	6,1
MnO	0,16	0,17	0,15	0,12	0,12	0,12	0,13	0,20
MgO	5,9	7,03	6,95	8,5	7,4	10,1	10,2	7,5
CaO	5,5	6,9	5,8	6,4	6,7	6,5	6,48	8,9
Na <sub>2</sub> O	2,73	1,97	2,45	3,45	3,48	3,2	3,17	2,7
K <sub>2</sub> O	1,91	1,0	2,2	2,35	2,62	2,41	2,4	0,89
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	0,11	0,12	0,3	0,31	0,3	0,28	0,16
Li	13,1	14,1	14,5	12,1	15,3	15,4	14,9	1,0
Be	1,2	1,31	1,2	1,3	1,4	1,3	1,25	0,8
Sc	39,5	39,8	35,5	19,4	21,5	19,7	18,9	30,3
V	235	230	203	170	185	150	162	243
Cr	245	235	515	400	320	540	530	525
Co	34	33	35	36,2	34,5	37,5	43,3	44
Ni	92	89	115	251	190	320	348	350
Cu	23	25	31	52	46	50	49	50
Ga	14,3	14,6	14,7	17,5	17,8	16,5	16,1	16,0
Rb	27,5	28,1	44,5	54,1	62,0	55,1	55,5	17,8
Sr	490	480	465	670	770	670	720	653
Y	17,3	17,5	17,9	15,7	15,5	14,3	14,8	15,2
Zr	74,8	75,5	99,5	110	112	121	110	106
Nb	4,0	4,1	5,1	5,11	5,0	4,8	5,03	4,9
Cs	1,8	1,93	1,5	1,75	0,8	1,95	1,63	1,54
Ba	475	470	405	1075	1020	830	1030	976
La	12,65	12,61	16,5	25,4	26,2	24,6	25,3	20,5
Ce	26,6	25,3	32,3	49,8	51,0	49,2	48,2	29,3
Pr	3,2	3,11	4,1	6,3	6,4	6,2	6,25	4,2
Nd	14,1	13,2	16,6	24,1	25,0	22,6	25,0	10,7
Sm	2,9	2,7	3,6	4,83	5,11	4,4	4,97	4,3
Eu	0,9	0,8	0,95	1,41	1,5	1,4	1,41	0,97
Gd	3,1	2,9	3,9	3,78	4,0	3,8	3,73	2,3
Tb	0,55	0,52	0,6	0,56	0,58	0,52	0,54	0,66
Dy	3,7	3,2	3,75	2,96	2,9	2,8	2,85	3,7
Ho	0,63	0,62	0,81	0,59	0,6	0,55	0,55	0,92
Er	1,9	1,85	2,4	1,61	1,6	1,41	1,5	2,3
Tm	0,29	0,3	0,37	0,25	0,24	0,21	0,24	0,42
Yb	1,78	1,75	1,78	1,65	1,58	1,35	1,56	1,41

Окончание табл. 1

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
Lu	0,28	0,3	0,35	0,24	0,25	0,21	0,24	0,32
Hf	2,0	2,1	3,0	2,82	2,9	3,1	2,75	3,0
Ta	0,31	0,3	0,47	0,25	0,37	0,27	0,26	0,5
W	0,43	0,42	0,75	0,8	1,0	1,1	1,11	2,0
Th	4,0	3,5	5,2	2,7	3,4	2,45	2,5	3,8
U	1,0	1,01	1,5	0,62	0,84	0,71	0,73	1,1
Mg#	50,8	52,6	60,5	69,2	66,3	72,8	73,2	50,9
Nb/La	0,32	0,32	0,31	0,2	0,19	0,2	0,2	0,24
La/Yb	7,1	7,2	9,3	15,4	16,6	18,2	16,2	14,5
Sr/Y	28,3	27,4	26,0	42,7	49,7	46,8	48,6	42,9
Dy/Yb	2,08	1,83	2,1	1,79	1,83	2,07	1,82	2,6
(La/Yb) <sub>N</sub>	4,7	4,8	6,12	10,2	10,9	12,01	10,7	9,6
Th/U	4,0	3,4	3,5	4,35	4,05	3,45	3,42	3,45
Eu/Eu*	0,93	0,88	0,78	0,98	0,99	1,03	0,97	0,86
TE <sub>1,3</sub>	1,04	1,00	0,95	0,98	0,96	0,98	0,96	0,97

Примечание. 1–4 дайки диоритовых порфиритов Чарышского ареала; 5–7 – дайки диоритовых порфиритов Эдиганского ареала; 8 – диоритовые порфириты Рыбалкинского ареала. Mg# = (100 Mg)/(Mg + Fe). Значения P3Э нормированы по хондриту по [5]. Eu\* = (Sm<sub>N</sub> + Gd<sub>N</sub>)/2. TE<sub>1,3</sub> – тетрадный эффект фракционирования редкоземельных элементов, как среднее между первой и третьей тетрадами по [7].

В них натрия преобладает над калием. Повышенные отношения (La/Yb)<sub>N</sub> указывают на дифференцированный тип распределения редкоземельных элементов (P3Э). Варибельные содержания алюминия сопровождаются повышенными концентрациями Cr, Ni, Co, Vи коэффициента Mg# (от 50,8 до 73,2). Эти признаки характерны для основных-ультраосновных магм. В то же время наличие в интерстициях зёрен полевых шпатов кварца свидетельствует и о признаках кислых расплавов, участвовавших в генерации высокомагнезиальных диоритовых порфиритов. Значения тетрадного эффекта фракционирования (ТЭФ) редкоземельных элементов (P3Э) имеет незначимые величины (не превышающие 1,1 и не имеющие значения менее 0,9). Значения отношений Eu/Eu\*, как правило, менее 1 и только в одной дайке Эдиганского ареала слабо превышает 1.

В диоритах отношение Y/Nb варьирует 2,94 до 4,3, что свидетельствует о контаминированном источнике первоначальной магмы мантийного происхождения и указывает на фракционирование клинопироксена или амфибола. Отношение Ce/Nb в диоритах увеличивается от 6,2 до значения 10,25 и указывает на фракционирование титанобогащённых фаз (титаномагнетит, сфен, ильменит).

На канонических диаграммах высокомагнезиальные диоритовые порфириты

однозначно попадают в поля: высокоглинозёмистых (рисунок, а) и магнезиальных (рисунок, б) пород.

Для решения некоторых петрологических задач изучены зональные кристаллы клинопироксена и оливина и незональной роговой обманки, представительные анализы которых сведены в табл. 2.

В оливине очень высокие концентрации элементов типичных для ультраосновных магм – никеля, кобальта, хрома. Никеля в ядре кристалла 3565 г/т, а по периферии зонального кристалла 3879 г/т, хрома (312 и 988 г/т, соответственно), кобальта (147,7 и 135,2 г/т, соответственно) (табл. 2). В то же время в оливине весьма низкие концентрации Y, Sr, Rb, Nb, Zr, Ba.

Клинопироксен, преимущественно, диоксидового ряда со значительной варибельностью состава (Wo<sub>43-0-49-6</sub> En<sub>37-3-49-1</sub> Fs<sub>6-2-22-2</sub>) с низкими концентрациями оксидов Al, Ti, Na. В зональных кристаллах от ядра к периферии уменьшаются Mg#, Ni, Cr, в то время как несоместимые элементы (Sr, Zr, Hf, Ti, Y, TR) – увеличиваются. Не зональная роговая обманка характеризуется повышенными концентрациями Ti, V, Sr, Ba, Zr в сравнении с другими минералами. Значимые величины тетрадного эффекта фракционирования P3Э выявляются в промежуточных зонах зональных кристаллов в клинопироксенах и в оливине.

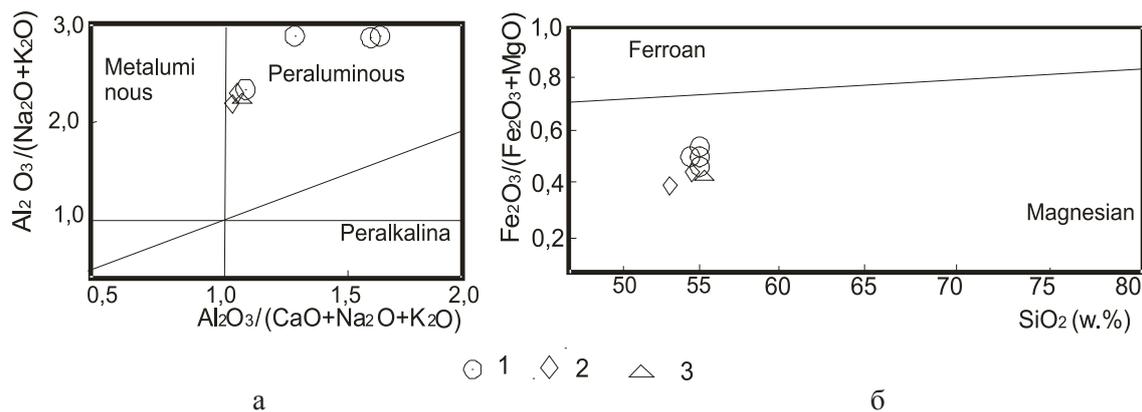


Рисунок. а – диаграмма  $Al_2O_3/(Na_2O + K_2O) - Al_2O_3/(Na_2O + K_2O + CaO)$  по [9];  
 б – диаграмма  $SiO_2 - Fe_2O_3/(Fe_2O_3 + MgO)$  по [11] для высоко-Mg диоритовых порфиристов.  
 Диоритовые порфиристы даек ареалов:  
 1 – Чарышского; 2 – Эдиганского; 3 – Рыбалкинского

Таблица 2

Представительные анализы породообразующих минералов  
 высоко-магнезиальных диоритов (оксиды, масс. %, г/т)

	Клинопироксен-2			Клинопироксен-1			Оливин		Рог. обм
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	54,33	54,79	53,92	52,01	54,11	52,72	–	–	40,1
TiO <sub>2</sub>	0,07	0,09	0,12	0,4	0,12	0,35	–	–	1,45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,83	0,85	1,04	2,43	1,45	2,04	–	–	13,98
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,65	0,55	0,01	0,01	0,63	0,08	–	–	н/ч
FeO	3,56	3,85	7,7	8,1	4,2	8,12	–	–	16,34
MnO	0,13	0,1	0,31	0,22	0,13	0,38	–	–	0,33
MgO	17,3	19,64	14,7	14,2	16,77	14,85	–	–	9,96
CaO	23,64	23,25	22,65	23,1	23,5	21,83	–	–	11,34
Na <sub>2</sub> O	0,27	0,26	0,59	0,48	0,37	0,48	–	–	2,32
K <sub>2</sub> O	н/ч	н/ч	н/ч	н/ч	н/ч	н/ч	–	–	1,0
Li	13,3	8,32	10,6	8,61	9,65	8,34	2,83	8,35	11,6
Be	0,15	0,1	2,34	0,2	0,05	0,11	3,25	0,1	0,66
Sc	73,5	66,1	103	106	72,9	81,3	2,22	66,6	38,2
Ti	1950	1050	770	2590	1180	1740	49,5	44,2	8300
V	207	115	184	229	166	191	56	34	306
Cr	125	3170	26,1	4,08	2510	1720	312	988	45,3
Co	41,0	32,4	28,4	44,2	41,8	40,1	147,7	135,2	44,5
Ni	42,9	129	18,0	10,9	106	121	3565	3879	27,2
Cu	23,5	97,8	17,6	26,5	99,7	20,5	21,5	34,8	45
Rb	0,070	0,154	0,141	н/ч	н/ч	н/ч	н/ч	н/ч	3,95
Sr	93,7	72,9	21,0	95,9	74,1	87,9	56,9	66,8	235
Y	8,6	4,34	41,2	10,8	4,21	6,82	0,06	0,2	22,8
Zr	12,7	2,65	33,3	16,2	3,0	6,81	0,30	0,2	38,1
Nb	0,014	0,023	0,032	0,012	0,027	0,02	0,012	0,11	2,94
Ba	1,61	1,8	1,44	0,59	0,08	0,06	1,23	1,9	269
La	1,42	0,75	7,6	2,10	0,66	1,15	1,23	0,66	4,95
Ce	6,11	3,12	30,0	8,65	2,7	4,66	5,15	2,15	20,9
Pr	1,15	0,61	5,61	1,73	0,52	0,91	1,11	0,6	3,59
Nd	7,4	3,05	30,4	10,7	3,04	5,6	6,39	3,10	20,5
Sm	2,24	1,21	7,31	3,4	1,06	1,80	1,44	1,11	5,63
Eu	0,81	0,45	1,61	1,06	0,38	0,60	0,81	0,46	2,21

Окончание табл. 2

	Клинопироксен-2			Клинопироксен-1			Оливин		Рог. обм
	1	2	3	4	5	6	7	8	
Gd	2,23	1,25	9,51	3,35	1,20	1,83	1,43	0,69	5,66
Tb	0,31	0,17	1,36	0,44	0,15	0,26	0,31	0,16	0,75
Dy	2,04	1,04	8,69	2,62	0,91	1,51	2,02	1,07	4,84
Ho	0,37	0,17	1,6	0,45	0,17	0,28	0,29	0,09	0,94
Er	0,95	0,46	4,51	1,15	0,41	0,76	0,87	0,38	2,51
Tm	0,13	0,05	0,63	0,14	0,06	0,09	0,12	0,04	0,34
Yb	0,77	0,35	4,31	0,84	0,34	0,54	0,68	0,27	2,15
Lu	0,11	0,05	0,66	0,11	0,05	0,08	0,1	0,04	0,32
Hf	0,63	0,14	2,64	0,78	0,16	0,35	0,56	0,11	1,67
W	0,15	0,19	0,41	0,61	4,44	0,11	0,13	0,16	0,10
Th	0,02	0,03	0,07	0,02	0,01	0,02	0,02	0,03	0,03
U	0,01	0,01	0,02	0,01	н\ч	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg#	89,8	88,7	77,5	75,9	87,9	76,8	–	–	60,8
Nb/La	0,09	0,031	0,04	0,006	0,041	0,017	0,009	0,17	0,59
La/Yb	1,84	2,14	1,76	2,5	1,94	2,13	1,8	2,44	2,13
Sr/Y	10,9	16,8	0,51	8,9	17,6	12,9	948	334	10,3
Dy/Yb	2,65	2,97	2,01	3,12	2,67	2,79	2,97	3,96	2,25
(La/Yb) <sub>N</sub>	1,21	1,41	1,16	1,68	1,28	1,4	1,19	1,6	1,52
Th/U	2,0	3,0	3,5	2,0	–	2,0	2,0	3,0	3,0
Eu/Eu*	1,09	1,12	0,6	0,96	1,05	1,01	1,73	1,52	1,2
TE <sub>1,2,3</sub>	1,06	1,14	1,09	1,05	1,46	1,05	1,28	1,46	1,06

Примечание. Прочерк – анализы не проводились, н\ч – содержания ниже чувствительности определения. Зоны в минералах:

1, 4, 7 – ядро; 2, 5 – средние части между ядром и краевой каёмкой; 3, 6, 8 – краевые части кристаллов; Рог. обм. – роговая обманка.

Петрографические наблюдения по взаимоотношениям минералов и особенностям макро- и микроэлементного составов позволяет наметить последовательность кристаллизации клинопироксенов. Первым в этой последовательности кристаллизовался клинопироксен-1, для которого характерны низкие значения Mg# в ядре кристаллов (табл. 2). Вторым кристаллизовался клинопироксен-2, для которого характерны более высокие величины Mg# и низкие в средней части и по периферии зональных кристаллов. В соответствии с геобарометром Al – в роговой обманке давление при кристаллизации высоко-Mg диоритов составляло ~9 кбар. Согласно двухпироксеновому геотермометру (при условии равновесия с роговой обманкой) температура кристаллизации оценивается в 900 °C [6].

В оливине наблюдается увеличение от ядра к периферии концентраций Sc, Y, Sr, Ni (табл. 2). Оливин в высоко-Mg диоритах Алтайского региона является ксенокристаллом и имеет мантийное происхождение. Содержания Y увеличиваются от ядра зонального кристалла к периферии более чем в 3 раза. Увеличение Sc, Y и других эле-

ментов от ядра к периферии объясняется диффузионно-связанной трансформацией мантийного оливина в магматической камере, согласно экспериментальным данным [10]. Изотопные данные Sr, Pb и Nd в магматитах усть-беловского комплекса реставрируют первичный мантийный протолит (источники мантии типа EM II), претерпевший частичное плавление. Генерирование этих магм происходило в результате возникновения на границе ядра и нижней мантии суперплюма в раннем – среднем ордовике [1].

Резорбция мантийных дунитов и ксенокристаллов оливина в кварц-содержащем высоко-магнезиальном диорите указывает на важное петрологическое свидетельство для генерации высоко-Mg диоритов региона через ассимиляцию мантийных перидотитов фельзитическим расплавом. Это фиксируется в кристаллах с реверсивной зональностью, когда в промежуточной зоне таких кристаллов увеличение Mg# сопровождается резким возрастанием Sr и Ni. При указанной ассимиляции не происходило фракционирование граната о чём свидетельствуют значения Dy/Yb, варьирующие от 2,67 до 3,12 согласно [8]. Все указанные

признаки свидетельствуют о том, что клинопироксен –1 с реверсивной зональностью кристаллизовался не в мантийных условиях, а в пределах нижней коры (где давление не превышало 10 кбар). Скорее всего, такими ассимилированными ультрабазитами были офиолиты позднерифейско-раннекембрийского комплекса (vs  $R_3-C_1$ ), претерпевшими метаморфизм в эклогитовой фации, и обнажающимися вблизи Рыбалкинского и Эдиганского ареалов. Ранее нами установлено, что габброиды усть-беловского комплекса, к которому относятся и высоко-Mg диориты, выплавлялись из кварцевого эклогита [2].

### Выводы

1. Высоко-Mg диориты Горного Алтая представлены дайками диоритовых порфиритов, содержащими в своём составе клипироксен, ортоклипироксен и ксенокристаллы оливина, а также кварц в основной такни пород. Они относятся к гипералюминиевому и магнезиальному типу горных пород.

2. В породах не проявлены значимые величины ТЭФ РЗЭ, а в кристаллах оливина и в промежуточных частях зональных кристаллов клинопироксенов проявлены значимые величины М-типа ТЭФ РЗЭ, совпадающие с процессом ассимиляции кислой магмой дунитов.

3. Высоко-Mg диориты Горного Алтая формировались путём ассимиляции дунитового материала офиолитов ( $R_3-C_1$ ), претерпевшими метаморфизм в эклогитовой фации, кислым расплавом.

### Список литературы

1. Гусев А.И. Металлогения золота Горного Алтая и южной части Горной Шории. – Томск: Изд-во СГТУ, 2003. – 308 с.
2. Гусев А.И., Попов С.В., Дзагоева Е.А., Белозерцев Н.В. Петрология и рудоносность магмо-рудно-метасоматических систем Талицко-Башелакского района Алтая. – Бийск: Изд-во БГУ, 2010. – 205 с.
3. Гусев А.И. Эдиганский массив гранитоидов в Горном Алтае: петро-геохимия, петрология и рудоносность // Природные ресурсы Горного Алтая: геология, геофизика, экология, минеральные, водные и лесные ресурсы Алтая. – Горно-Алтайск, 2011. – № 1. – С. 23–31.
4. Гусев А.И. О двух подтипах гранитоидов усть-беловского комплекса Горного Алтая // Алтай: экология и природопользование. – Бийск: ФГБОУ ВПО «АГАО», 2015. – С. 68–74.
5. Anders E., Greevesse N. Abundances of the elements: meteoric and solar // *Geochim. Cosmochim. Acta.* – 1989. – Vol. 53. – P. 197–214.
6. Blundy J.D., Holland J.B. Calcic amphibole equilibrium and a new amphibole-plagioclase geothermometer // *Contributions to Mineralogy and Petrology.* – 1990. – Vol. 104. – P. 208–224.
7. Irber W. The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu\*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites // *Geochim Cosmochim. Acta.* – 1999. – Vol. 63. – № 3/4. – P. 489–508.
8. Macpherson C.G. Lithosphere erosion and crustal growth in subduction zones: Insights from initiation of the nascent East Philippine Arc // *Geology.* – 2008. – Vol. 36. – P. 311–314.
9. Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // *Geological Soc. America Bulletin.* – 1989. – Vol. 101. – P. 635–643.
10. Qian Q., O'Neill H., Hermann J. Comparative diffusion coefficients of major and trace elements in olivine at ~950°C from a xenocryst included in dioritic magma // *Geology.* 2010. – Vol. 38. – P. 331–334.
11. Villaseca C., Barbero L., Herreros V. A re-examination of the typology of peraluminous granite types in intracontinental orogenic belts // *Trans. of Royal Soc. of Edinburg Earth Science.* 1998. – Vol. 89. – P. 113–119.