

УДК 552.11:552.13

ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И РУДОНОСНОСТЬ СИНЮШИНСКОГО МАССИВА ЗАПАДНОГО АЛТАЯ

Гусев А.И., Табакаева Е.М.

*Алтайский государственный гуманитарно-педагогический университет им. В.М. Шукшина,
Бийск, e-mail: anzerg@mail.ru*

Приведены данные по петрологии, геохимии и рудоносности Синюшинского массива Западного Алтая. Массив сложен различными породами от гранодиоритов до лейкогранитов с температурами кристаллизации от 900 до 550 °С. Породы относятся к шшонитовой серии гранитоидов. В них проявлены М- редко W- тип тетрадного эффекта фракционирования (ТЭФ) РЗЭ. Установлена прямая зависимость величин ТЭФ РЗЭ М- типа и концентраций W в породах. Максимальные величины ТЭФ РЗЭ обусловлены высокой флюидонасыщенностью летучими компонентами и в первую очередь – фтором и бором. С глубинным очагом, генерировавшим лейкограниты с турмалином, связано оруденение W, Mo, Cu, Bi и других элементов.

Ключевые слова: гранодиориты, кварцевые сиениты, лейкограниты, лейкограниты с турмалином, тетрадный эффект фракционирования РЗЭ, W, Mo, Cu, Bi

PETROLOGY, GEOCHEMISTRY AND ORE MINERALIZATION OF THE WESTERN ALTAI

Gusev A.I., Tabakaeva E.M.

The Shukshin Altai State Humane-Pedagogical University, Biisk, e-mail: anzerg@mail.ru

Data on petrology, geochemistry and ore mineralization of Sinjushinskii massif of the Western Altai lead. Massif composed by different rocks from granodiorite to leucogranites with the temperature of crystallization from 900 to 550 °C. Rocks refer to shoshonitic series of granitoids. M- and seldom W-type tetradic effect fractionation of rare earth elements (TEF) REE display. Right dependence of value TEF REE M-type and concentration of W in rocks arrange. The maximum values of TEF REE caused by high fluid saturation volatile components and in the first of all – fluor. Ore mineralization of W, Mo, Cu, Bi and other elements related with deep spot, generating leucogranites with tourmaline.

Keywords: granodiorites, quartz sienites, leucogranites, leucogranites with tourmaline, teradic effect of fractionation REE, W, Mo, Cu, Bi

Шшонитовые гранитоиды характеризуются обширным спектром рудогенерации месторождений (W, Mo, Be, Cu, Au, Bi, редкие земли) в силу их флюидонасыщенности и особенностей мантийно-корового взаимодействия [3, 5]. Одним из наиболее интересных массивов на Алтае, относящийся к шшонитовой серии относится Синюшинский массив. Цель исследования – осветить петрологию, геохимию и рудоносность Синюшинского массива. Актуальность этого исследования не вызывает сомнений, так как с ним связаны различные типы оруденения.

Результаты исследования и их обсуждение

Синюшинский интрузивный массив площадью 102 км² находится на Западном Алтае в верховьях реки Белой. В составе Синюшинского массива выделяются три фазы внедрения: 1) биотит-роговообманковые кварцевые монцодиориты, калиевые гранодиориты и граносиениты; 2) порфировидные роговообманково-биотитовые граниты, субщелочные граниты, лейкограниты и субщелочные лейкогра-

ниты; 3) равномернозернистые биотитовые лейкограниты и субщелочные лейкограниты. Дайковые породы представлены аплитовидными гранитами, аплитами, риолитами. Кроме того, отмечаются пегматитовые жилы, в том числе берилло- и ортитовые.

Розовато-серые порфировидные (калишпат) *гранодиориты первой фазы* слагают отдельные тела размерами от 10×80 до 20×120 м и мелкие ксенолиты среди гранитоидов последующих фаз внедрения. Это средне-крупнозернистые порфировидные породы с вкрапленниками калишпата и слабозонального альбита (до 3-5 см), состоящие из микроклин-пертита, плагиоклаза, кварца, биотита сидерофиллит-аннитового ряда с повышенным содержанием TiO₂ и F (*f* = 46-49 %), роговой обманки (*f* = 52 %), аксессуарных сфена, апатита, циркона и магнетита. В гранодиоритах отмечаются биотиты с более высокими концентрациями магния, а в гранитах – алюминия и меньшими содержаниями магния. Основная масса гипидиоморфнозернистая с элементами мirmekитовой.

Химический состав пород Синюшинского массива (оксиды в %, элементы в г/т)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	71,7	65,45	75,38	75,4	75,4	75,37	75,9	76,0
TiO ₂	0,42	0,75	0,23	0,25	0,15	0,16	0,22	0,2
Al ₂ O ₃	13,94	15,64	12,53	12,55	12,71	12,72	12,36	12,31
FeO*	3,0	4,88	2,45	2,41	2,0	1,99	2,81	2,8
MnO	0,09	0,12	0,07	0,06	0,06	0,06	0,09	0,08
MgO	0,64	0,99	0,27	0,26	0,25	0,24	0,25	0,24
CaO	1,94	2,36	1,02	1,0	0,71	0,7	1,0	0,98
Na ₂ O	3,11	3,61	3,21	3,25	3,9	4,0	3,1	3,5
K ₂ O	4,2	5,77	4,23	4,21	4,53	4,51	3,9	4,1
P ₂ O ₅	0,14	0,23	0,1	0,11	0,11	0,1	0,08	0,07
Li	54,1	38,0	25,0	55,0	19,0	12,8	65,8	70,1
Rb	134,0	129,0	320,0	319,0	25,2	21,2	35,7	126,7
Cs	3,8	2,9	9,7	12,8	2,1	2,1	11,9	14,6
Ba	350	760	330,0	300,0	36	27,1	45,8	134
Sr	485	640	180,0	177	19,0	15,2	23,4	54,0
Zr	250,0	245,0	80,0	127,0	130,0	205,0	145,8	312
Hf	7,0	7,9	4,8	5,4	4,6	4,8	5,7	8,7
Nb	24,0	34,0	22,0	20,2	34,0	65,0	36,0	45,0
Ta	3,2	2,2	4,7	2,2	3,6	4,6	5,3	6,2
Th	28,0	24,1	38,2	59,0	43,1	48,0	45,6	47,2
U	8,0	9,6	7,0	21,6	15,1	14,0	16,7	15,6
Y	32,0	19,4	19,0	22,0	25,0	17,9	26,9	30,5
La	32,0	73,1	59,0	63,40	50,0	81,1	45,5	45,1
Ce	96,0	87,0	65,8	86,20	67,1	67,2	71,3	77,4
Pr	6,9	6,5	11,1	12,3	12,0	12,1	11,7	11,3
Nd	26,0	24,1	22,2	27,20	21,3	22,1	20,9	21,0
Sm	25,5	24,1	22,2	3,80	20,7	13,2	19,6	19,9
Eu	7,0	1,2	0,61	0,84	10,56	11,4	9,3	8,7
Gd	3,7	3,4	3,4	4,00	11,1	17,1	9,6	9,3
Tb	0,61	0,55	0,56	0,58	10,55	12,5	16,7	18,5
Dy	24,5	3,3	3,7	12,6	22,6	23,6	23,9	24,1
Ho	0,8	0,78	0,7	0,9	6,8	7,8	6,5	6,4
Er	3,3	2,9	0,44	0,39	12,1	14,9	11,8	12,2
Tm	3,7	1,23	0,46	0,37	2,1	2,4	2,5	2,6
Yb	3,6	2,7	2,8	3,01	5,0	11,1	6,8	7,9
Lu	0,64	0,45	0,52	0,65	1,43	1,61	0,56	1,1
Co	9,3	9,1	2,2	1,8	3,0	1,1	0,9	0,8
Cr	24,0	23,5	18,0	13,3	21,0	5,2	3,5	5,6
Sc	21,0	19,5	8,5	7,1	10,0	1,3	1,5	2,0
Ga	22,2	23,6	22,8	22,9	18,4	18,6	24,7	25,3
Cu	18,9	20,0	15,1	14,9	18,3	8,8	23,5	43,0
Sn	3,4	1,9	4,9	4,7	5,1	5,3	6,9	11,8
W	32,9	1,5	2,8	12,9	23,3	23,1	45,9	55,1
Mo	2,5	0,9	3,2	3,3	3,0	3,4	11,4	12,7
Be	2,8	1,9	4,4	4,3	9,0	3,7	15,7	14,8
Th/U	3,5	2,5	5,45	2,73	2,85	3,43	2,7	3,0
(La/Yb) _N	5,87	18,59	13,91	13,9	6,6	4,82	4,4	3,8
TE _{1,3}	1,85	0,85	1,03	1,33	1,58	1,43	2,04	2,14

Пр и м е ч а н и е . Анализы выполнены в Лаборатории ИМГРЭ методом ICP-MS (г. Москва). Породы Синюшинского массива: 1 – гранит, 2 – граносиенит, 3 – лейкогранит, 4 – лейкогранит, 5 – лейкогранит с турмалином, 6 – лейкогранит с турмалином; породы апофизы Колыванского месторождения: 7 – лейкогранит, 8 – лейкогранит с турмалином. TE_{1,3} – тетрадный эффект фракционирования РЗЭ по [7]. Значения РЗЭ нормированы относительно хондрита по [6].

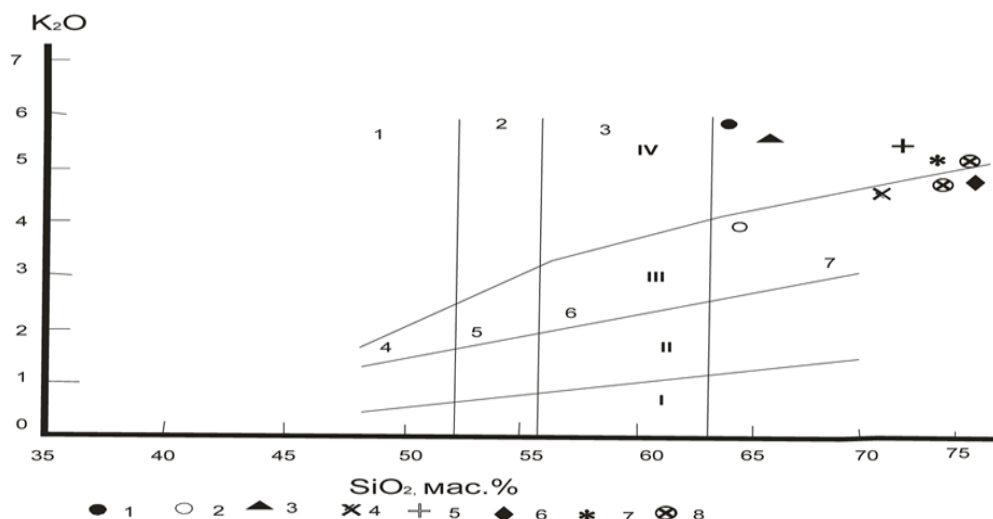


Рис. 1. Диаграмма $K_2O - SiO_2$ для породных типов Синюшинского массива. Поля пород: I – абсарокит; 2 – шошонит; 3 – банакит; 4 – высоко-К базальт; 5 – высоко-К андезибазальт; 6 – высоко-калийевый андезит; 7 – высоко-К дацит. Серии пород: I – толеитовая; II – известково-щелочная; III – высоко-К известково-щелочная; IV – шошонитовая. Породные типы Синюшинского массива: 1 – кварцевый сиенит, 2 – гранодиорит, 3 – граносиенит, 4 – гранит, 5 – умеренно-щелочной гранит, 6 – лейкогранит, 7 – умеренно-щелочной лейкогранит, 8 – лейкогранит с турмалином

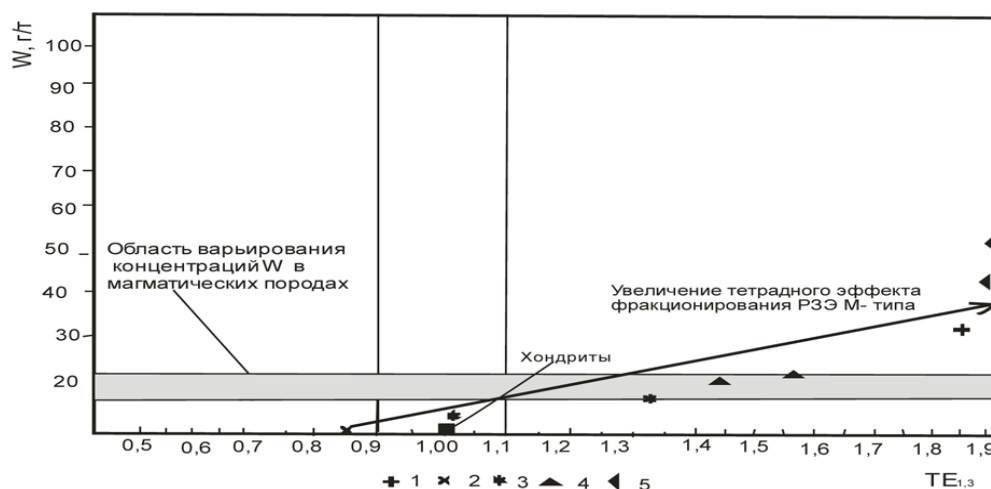


Рис. 2. Диаграмма $W - TE_{p,3}$ для породных типов Синюшинского массива (составлена автором)

Мелано-, мезо- и лейкократовые гранитоиды второй фазы образуют крупные куполообразные и штокообразные тела с крутопадающими контактами, прорывающие и метаморфизирующие стратифицированные образования широкого возрастного диапазона. Меланократовые разности более характерны для южной части массива, лейкократовые – для слабо эродированных куполов и апофиз, локализованных в районе Колыванского месторождения. Для средне-круп-

нозернистых разностей характерна крупно-глыбовая матрацевидная отдельность, для мелкозернистых – тонкоплитчатая. Направление падения пластовых трещин совпадает с направлением поверхностей контактов массивов, а в центре последних – субгоризонтальное. Крутопадающие трещины имеют, как правило, субширотное и субмеридиональное простирание.

Гранитоиды обладают значительной структурной неоднородностью и варьиру-

ют по степени зернистости основной массы и количеству мегакристаллов калишпата. Последние составляют от 5-10% до 40% объема породы и достигают весьма крупных размеров (до 8 см по удлинению). Вдоль западного и северного контактов массива обычно прослеживается оторочка (мощностью до нескольких сотен метров) мелкозернистых порфировидных лейкогранитов. Породы имеют гранитовую и гипидиоморфнозернистую структуру, сложены (%) кварцем – 25-30, калишпатом – 30-35, слабо зональным плагиоклазом (олигоклаз № 18-25, иногда андезин № 35-37) – 30-37, биотитом – 5-7. В меланократовых разностях количество биотита может достигать 10-15%, а роговой обманки до 10%. Для пород характерен широкий набор акцессорных минералов. В одних и тех же пробах отмечаются высокие концентрации магнетита и ильменита, сфена, ортита и флюорита – индикаторы резко различных условий среды минералообразования. Для глубоко эродированных массивов комплекса характерно развитие раннемагматических морфотипов цирконов с максимумом в районе групп S_{23} – S_{25} , с расчетной температурой кристаллизации расплава 800-900° и асимметричным смещением поля морфотипов в сторону плюмазитовой ветви эволюции. Для слабо эродированных куполов и апофиз, локализованных на площади Колыванского месторождения, отмечается слабый максимум в области раннемагматических морфотипов (S_{24}) и интенсивный максимум в области позднемагматических морфотипов (G_1 , G_2 , G_3) с ориентировочной температурой кристаллизации расплава 550–650°. Значительная длительность остывания обусловлена высокой водо- и флюидонасыщенностью расплава. Отделение флюидной фазы от расплава, фиксирующееся сокращением числа морфотипов в вертикальном температурном тренде и последующим расширением количества морфотипов циркона, характерно для рудоносных массивов. Гранитоиды характеризуются повышенной железнитостью ($FeO^*/MgO = 4,8 - 6,6$), невыдержанными глиноземистостью ($Shand =$ от 0,96 в субщелочных лейкогранитах до 1,07 в лейкогранитах), анортитовостью ($s =$ от 0,06 в субщелочных лейкогранитах до 0,18 в гранитах) и щелочностью ($K_{ag} =$ от 0,7 в гранитах до 0,92 в субщелочных лейкогранитах) при устойчивом преобладании K_2O над Na_2O . По редкоэлементному составу умеренно глиноземистые разности слабо эродированных куполов уклоняются к А-гранитам редкометалльно-плюмазитового типа. Они обогащены редкими щелочами, редкими

землями, Be, Th, U, W, Sc, Mo, Zn, Pb, B, обеднены Ba, V, Mn. Характерны повышенные значения парных коэффициентов Н.Н. Амшинского ($Be/Ba = 0,12-0,16$, $Be/Co = 1,95-2,04$) в отличие от пород глубоко-эродированных массивов ($Be/Ba = 0,0022$, $Be/Co = 0,46$). С гранитными куполами, в которых присутствуют и лейкограниты, связаны парагенетически грейзеновые, скарновые, кварцево-жильные W-Mo-Be, Ta-Nb месторождения. *Лейкократовые гранитоиды с турмалином третьей фазы* слагают основную часть массива и особенно развиты в северной и северо-западной частях Синюшинского массива, где ранее они описывались в качестве дайки аплитовидных гранитов мощностью до 300 м (Чекалин, 1999). Это розовато-серые массивные, равномернозернистые, среднекрупнозернистые, реже мелкозернистые породы, состоящие из кварца (%) – 30-35, плагиоклаза – 20-25, калишпата – 40-45, биотита – 3-5, турмалина (0,5-1). По петрохимическим особенностям они сходны с лейкократовыми гранитоидами второй фазы (несколько обеднены щелочами), при этом существенно (в 2-2,5 раза) обеднены редкими щелочами, тяжелыми РЗЭ, Y, слабо обогащены Zr, Nb, Ta, Hf и легкими РЗЭ.

Для лейкогранитов апофизы Колыванского месторождения характерны нодулы турмалина размерами от 0,5 до 5 см в поперечнике, которые широко распространены в районе апофиз и локальных выступов в районе месторождения. Наличие нодул турмалина и редко – флюорита размерами от 0,5 до 1,5 см в диаметре указывает на формирование лейкогранитов в этой части массива в закрытой системе. Кристаллизация ранних фаз Синюшинского массива происходила в условиях слабой насыщенности летучими компонентами, что приводило к накоплению летучих в самых поздних дериватах глубинного очага при отделении лейкогранитов. При этом происходило накопление таких летучих, как бор, вода, фтор. Для лейкогранитов характерно ещё более ярко выраженный максимум развития морфотипов цирконов позднемагматической стадии кристаллизации (G_1 , G_2 , G_3), указывая на повышенную потенциальную рудоносность поздних высоко эволюционированных и насыщенных летучими компонентами. Формирование нодул турмалина происходило путём вскипания на глубине магматогенных флюидов и их поднятия к поверхности с последующей кристаллизацией турмалина в нодулах каплевидной формы. О закрытой системе при формировании лейкогранитов свидетельствуют

останцы провесов кровли ороговикованных песчано-сланцевых пород суеткинской свиты (позднего кембрия – раннего ордовика) в Южном блоке месторождения. Они служили экраном для поднимающихся флюидов, обогащённых бором и другими летучими компонентами.

Породы Синюшинского массива по соотношениям $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ относятся к известково-щелочной серии, а заключительные лейкограниты – в поле умеренно-щелочной серии. На диаграмме $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ породные типы Синюшинского массива попадают в поля шошонитовой серии и высококалевой известково-щелочной (рис. 1).

Определение U–Pb методом по цирконам из гранитов Синюшинского массива ($251,1 \pm 4,6$ млн лет) даёт раннетриасовый возраст.

В наиболее дифференцированных лейкогранитах с турмалином наблюдаются более высокие концентрации Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Yb, Lu и низкие концентрации Sr, Ba, Li, Rb. Все породные типы характеризуются высокими отношениями тория к урану, превышающие 1 (от 2,5 до 5,45) и указывающие на слабые наложенные гидротермальные изменения пород. Во всех породах наблюдаются повышенные значения отношений $(\text{La}/\text{Yb})_N$, свидетельствующие о сильно дифференцированном распределении редкоземельных элементов. В гранитах, лейкогранитах и лейкогранитах с турмалином выявлен тетрадный эффект фракционирования (ТЭФ) редкоземельных элементов (РЗЭ) М-типа (значение $\text{TE}_{1,3}$ превышает 1,1), что указывает на высокую обводнённость Синюшинского массива и максимально высокие концентрации летучих компонентов (и в первую очередь, – фтора и бора) в магматогенных флюидах. Об этом свидетельствуют часто встречающиеся умеренно-щелочные лейкограниты с нодулями турмалина размерами от 1 до 5 см в поперечнике. Максимальные значения ТЭФ РЗЭ М-типа отмечены для лейкогранитов с турмалином в составе апофизы на Колыванском месторождении. В гибридной породе – граносиените, слабо проявлен W-тип тетрадного эффекта (значение $\text{TE}_{1,3}$ менее 0,9), указывающий на значительную роль вадозных вод, заимствованных из вмещающих пород, при формировании этих пород. На диаграмме зависимости содержаний вольфрама и величины ТЭФ РЗЭ М-типа видно, что увеличение концентраций W в породах сопровождается увеличением величины ТЭФ РЗЭ М-типа (рис. 2).

Серая область на диаграмме выделена на основании средних содержаний вольфрама в изверженных породах по [1]. Содержания вольфрама в хондритах по [8]. Синюшинский массив: 1 – граниты, 2 – граносиениты, 3 – лейкограниты, 4 – лейкограниты с турмалином; 5 – лейкограниты с турмалином в апофизе на Колыванском месторождении.

Выводы

В заключении следует отметить, что шошонитовые гранитоиды Синюшинского массива характеризуются высоко дифференцированным типом распределения редкоземельных элементов, высокой обводнённостью и обогащённостью летучими компонентами, что весьма благоприятно для формирования различных типов оруденения. Выявлена прямая зависимость в соотношении концентраций вольфрама в породах и величины ТЭФ РЗЭ М-типа. Наиболее высокие значения и содержания W в породах характерны для апофизы Синюшинского массива на Колыванском месторождении. С указанной апофизой связано наиболее крупное комплексное Колыванское вольфрам-молибден-медное месторождение. А с Синюшинским массивом пространственно и парагенетически связаны скарновые месторождения W, Mo (Кремлёвское и Плитинское) и ряд рудопоявлений (Горный участок, Северный участок, Восточное, Каменское, Средне-Рябиновское, Вороновское, Ленинградское); кварцево-грейзеновые Cu–Bi–W месторождения (Очаровательное I, Очаровательное II, Колыванское II, Шеелитовое, Майское). Возможно, пространственно с гранитоидами Синюшинского массива связаны проявления железо-оксидного-медно-золоторудного (IOCG) класса типа Клонкарри, локализующиеся к северо-западу и к югу от массива (Локтевское рудное поле, где существенную роль играют гематитовые руды с минералами меди). К Северо-Восточной зоне смятия приурочено оруденение IOCG типа Кунецовского рудного поля поздне-девонского возраста [4]. Важную роль играет сдвиговая Северо-Восточная зона смятия, контролирующая размещение редких даек шошонитового типа от кварцевых сиенитов до лейкогранитов с турмалином. Эти дайки сопровождают Синюшинский массив гранитоидов, маркирующих на глубине крупный глубинный магматический очаг, дериватом которого являются и Синюшинский массив и сопровождающие его дайковые комплексы. Гранитоиды формировались

в мезоабиссальной обстановке. На это указывают значительная ширина ореолов контактово измененных пород, большие размеры Синюшинского и других интрузивов, распространенность крупно-среднезернистых, обычно, порфиroidных (с мегакристами калишпата) структур, отсутствие в массивах зон закалки, наличие пегматитов.

Список литературы

1. Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры // Геохимия. – 1962. – № 7. – С. 555–572.
2. Гусев А.И., Гусев Н.И., Табакаева Е.М. Петрология и рудоносность белокурихинского комплекса Алтая. – Бийск: БПГУ, 2008. – 193 с.
3. Гусев А.И., Гусев А.А. Шошонитовые гранитоиды: петрология, геохимия, флюидный режим и оруденение. – Москва: Изд-во РАН, 2011. – 125 с.
4. Гусев А.И. Кузнецовская магмо-рудно-метасоматическая система Западного Алтая // Геология и минеральные ресурсы Сибири. – 2016. – № 1. – С. 104–114.
5. Таусон Л.В., Гундобин Г.М., Зорина Л.Д. Геохимические поля рудно-магматических систем. – Новосибирск: Наука, 1987. – 202 с.
6. Anders E., Greevesse N. Abundances of the elements: meteoric and solar // *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 1989. – V. 53. – P. 197–214.
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. – V. 63. – P. 489–508.
8. Wasson J.T., Kallemeyn G.W. Composition of chondrites // *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, 1988. – V. 201. – P. 535–544.