

**ГРАНИТОИДНЫЙ МАССИВ ДАЛЬНЕГОРСКОГО БОРОСИЛИКАТНОГО  
МЕСТОРОЖДЕНИЯ (РОССИЯ, ПРИМОРЬЕ) И ЕГО РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ БОРНОГО  
ОРУДЕНЕНИЯ**

*О.А. Карась, В.А. Пахомова, Н.И. Екимова*

*ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр. 100 лет Владивостоку 159, г. Владивосток,  
690022; e-mail: okaras@yandex.ru*

Поступила в редакцию 7 февраля 2012 г.

Изученные гранитоиды массива Дальнегорского боросиликатного месторождения относятся к породам известковой и щелочно-известковой серий преимущественно высококалиевого и метаглиноземистого состава. На основе термобарогеохимического анализа установлены условия формирования гранитоидов массива из маловодных расплавов (не более 3.5 % H<sub>2</sub>O), при незначительном участии углекислоты: началу кристаллизации пород соответствуют интервалы температур 800–850°C и давлений 65–90 МПа. Данные о среднем содержании элементов в породообразующих минералах и оценка исходного водосодержания магмы свидетельствуют об отсутствии генетической связи интрузии и борного оруденения. Роль гранитоидной магмы, сформировавшей Дальнегорский массив, заключается в образовании скарнов, мобилизации бора и переотложении в благоприятной для его накопления среде. K/Ar- датирование возраста (51.0 ± 1.0 млн лет), геохимическая типизация (наличие признаков внутриплитных, субдукционных и коллизионных гранитоидов), маловодность материнских расплавов гранитоидов, в соответствии со схемой геодинамической эволюции региона, указывают на их образование в обстановке скольжения литосферных плит.

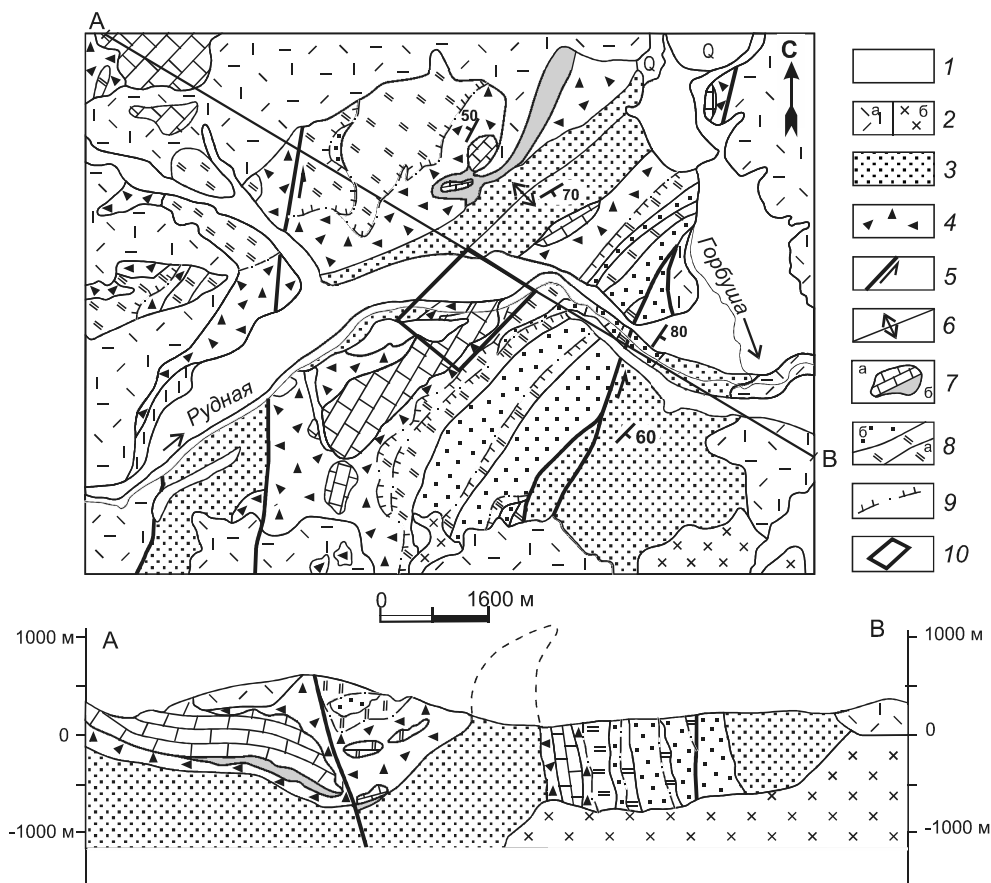
**Ключевые слова:** гранитоиды, расплавные включения, геохимия, скольжение литосферных плит, эоцен, Приморье.

**ВВЕДЕНИЕ**

По объемам добычи борсодержащих руд Россия занимает третье место после Турции и США. В настоящее время в России осуществляется разработка единственного известкового боросиликатного месторождения (Дальнегорск, Приморье), масштабы оруденения которого несоизмеримо выше, чем во всех известных скарновых месторождениях, что свидетельствует о необычных условиях его формирования. В разные периоды изучения этого уникального месторождения (первые геолого-разведочные работы проводились в 1946 г.) условия формирования интерпретировались с разных позиций. Многие исследователи относят месторождение к числу мантийных, что, по их мнению, обусловило крупные масштабы оруденения и высокие концентрации бора.

На основании минералого-геохимических и изотопных характеристик минералов месторождения, а также установленной ассоциации борного оруденения с палеогеновыми интрузиями калиево-щелочной

серии [13–16, 20, 22] авторами высказывались представления о связи оруденения с мантийным источником рудного вещества. По данным исследований изотопного состава бора датолита и аксинита, изучения геологии и минералогии [24], месторождение сформировалось в два этапа и «привнос бора осуществлялся на раннем этапе при поступлении в зону скарнирования гидротерм предположительно магматического происхождения». По мнению И.Н. Говорова [7], образование месторождения обусловлено диапиром бороносного гранатита, дегазация которого послужила источником бороносных флюидов. Образование волластонитовых скарнов и боросиликатов связано с проявлением щелочного магматизма под воздействием потока интрателлурических растворов [7], которыми и переносились летучие соединения бора. По геологическим, минералогическим и изотопно-геохимическим характеристикам в работах В.А. Баскиной с соавторами [1] доказано, что дайки не являются источником бора. По мнению авторов, они внедря-



**Рис. 1.** Схематическая геологическая карта центральной части Дальнегорского рудного района (составлена В.В. Голозубовым по материалам Ю.П. Юшманова, 1986, 2003).

1 – четвертичный аллювий; 2 – позднемеловые вулканиты (а), гранодиориты (б); 3 – слоистые песчаники, алевролиты, флиш берриас-валанжинского возраста; 4 – олистострома (микситы) валанжинского возраста; 5 – левые сдвиги; 6 – ось антиформы; 7 – аллохтонные включения: известняки (а) и базальты (б) – фрагменты средне-позднетриасовых гайотов; 8 – аллохтонные включения: ленточные кремни (а), кремнисто-глинистые породы триаса и юры, согласно перекрытые нижнемеловыми турбидитами (б); 9 – подошвы кремнисто-терригенных аллохтонов; 10 – площадь боросиликатного месторождения.

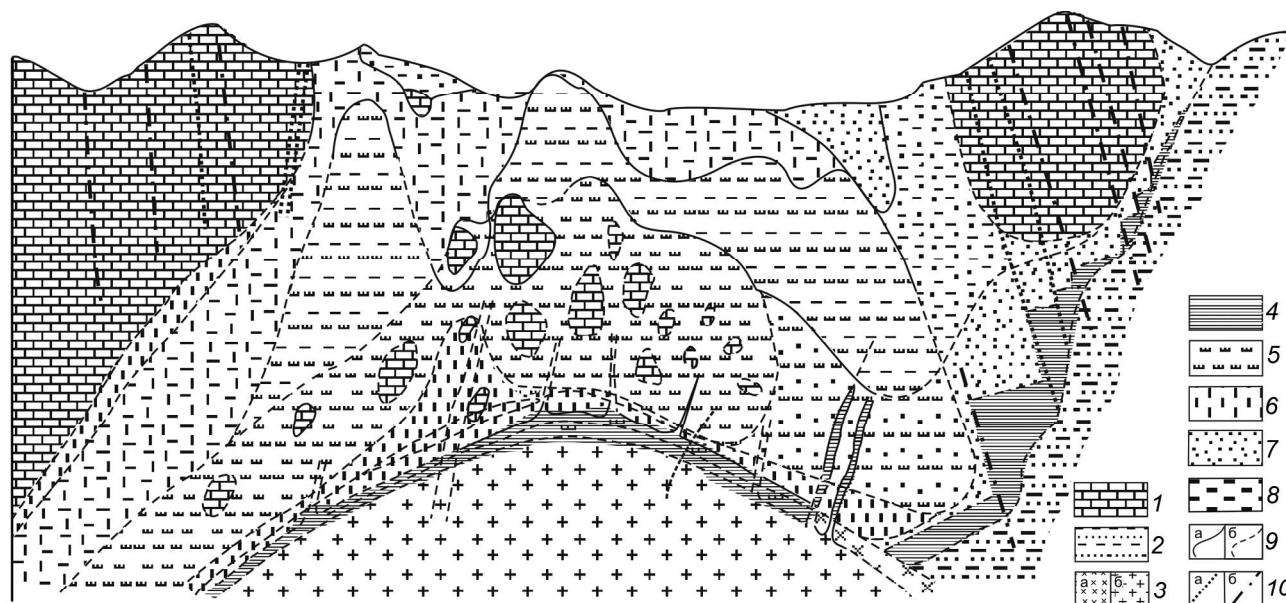
лись в зоне воздействия флюидного канала, служили проводниками рудоносных флюидов и были изменены под их воздействием. Согласно этой модели формирования месторождения, непосредственным источником бора служили осадочные толщи – вероятно, эвапориты локального бассейна, а агентами рудоотложения – нагретые подземные воды. В более поздних работах [2, 9] сделан вывод о том, что вероятным источником рудообразующего флюида могли быть глубинные бороносные подземные воды; также не исключена возможность нахождения источника этого флюида в залежах не морских эвапоритов. Концепция о первоначально осадочной природе бора разработана группой авторов [37] на основе текстурно-структурного подобия строения скарнов и строматолитовых колоний.

В основу данной статьи положены результаты геохимического и термобарометрического изуче-

ния гранитоидного массива Дальнегорского боросиликатного месторождения. Данное исследование направлено на восполнение пробелов относительно изученности дальнегорских гранитоидов, сведения о которых весьма фрагментарны, а также на рассмотрение геодинамического режима формирования гранитоидного массива и выяснение роли интрузии в образовании скарнового боросиликатного месторождения.

#### ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Дальнегорское скарновое боросиликатное месторождение расположено в центральной части одноименного рудного района (рис. 1). Месторождение приурочено к крупной, вытянутой в северо-восточном направлении на 3.5 км олистоплаке триасовых известняков (рис. 2), которые представляют собой включения в раннемеловой аккреционной призме



**Рис. 2.** Геологоструктурное положение Дальнегорского боросиликатного месторождения, по данным Н.А. Носенко, 1990.

1 – триасовые известняки; 2 – раннемеловые песчаники и алевролиты переслаивающиеся; 3 – палеогеновые граниты первой (а) и второй (б) фазы; 4–8 – скарны и скарноиды: 4 – по алюмосиликатным породам, 5 – волластонитовые, 6 – пироксеновые, 7 – гранатовые, 8 – датолитовые; 9 – границы метасоматических зон: установленные (а) и предполагаемые (б); 10 – разрывные нарушения: установленные (а) и предполагаемые (б).

[6, 8]. Мощность олистоплаки превышает 600 м [38]. Линзовидное скарново-рудное тело имеет сложное внутреннее строение, обусловленное наличием блоков незамещенных пород, тектонических нарушений, даек диабазовых порфиритов. Геденбергитовые, гранатовые, волластонитовые и другие скарны развиты по известнякам, алюмосиликатным породам и сосредоточены преимущественно в надинтрузивной части гранитоидного массива.

По составу минеральных ассоциаций различных стадий минералообразования, их пространственному положению и связи с магматическими образованиями установлено, что скарнирование в пределах месторождения проявилось дважды [21–24]. И ранние, и поздние скарны сложены главным образом волластонитом, пироксеном (диопсид-геденбергит) и гранатом (гроссуляр-андрадит). На раннем этапе возникли гранат-волластонитовые скарны с данбуритовой минерализацией и с резко подчиненным количеством мелкокристаллического датолита. Поздние, гранат-геденбергитовые скарны содержат обильный крупнокристаллический датолит с кварцем, кальцитом и апофиллитом [24]. Близ контактов известняков с терригенными породами в скарнах появляется аксинит. Боросиликаты, в основном датолит, на втором этапе образуются за счет разложения ранних боросиликатных, в первую очередь данбуритовых, руд. Возраст скарнов по данным Ar-Ar определения –  $57.22 \pm 0.24$  млн лет [11].

Магматические образования боросиликатного месторождения развиты широко и представлены интрузивными фациями сихалинского и дальнегорского вулcano-плутонических комплексов [3, 7, 22]. Сихалинский комплекс включает породы щелочнокалиевой серии [7]. Эти образования рассматриваются В.А. Баскиной [1] как единый специфический комплекс высококалиевых латитов, которые распространены в центре боросиликатного месторождения и не встречаются за его пределами. Дальнегорский вулcano-плутонический комплекс представлен здесь гранитоидным интрузивом [6]. Массив сложен породами двух фаз [20, 22]; в строении первой фазы участвуют диориты, кварцевые диориты и гранодиориты, второй – граниты и гранитпорфиры. Другие исследователи [3] считают массив однофазовым и выделяют в составе интрузива три разновидности гранитоидов: 1) биотит-амфиболовые порфиридовидные адамеллиты, слагающие наиболее глубинные части интрузива; 2) аплитовидные и гранофировые граниты апикальной зоны массива и его апофиз; 3) гранит-порфиры, образующие дайку мощностью 12 м.

#### АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Термометрическое исследование включений проводилось по общепринятой методике [10, 26, 27, 29, 36] с использованием оптического поляризационного микроскопа для геологических иссле-

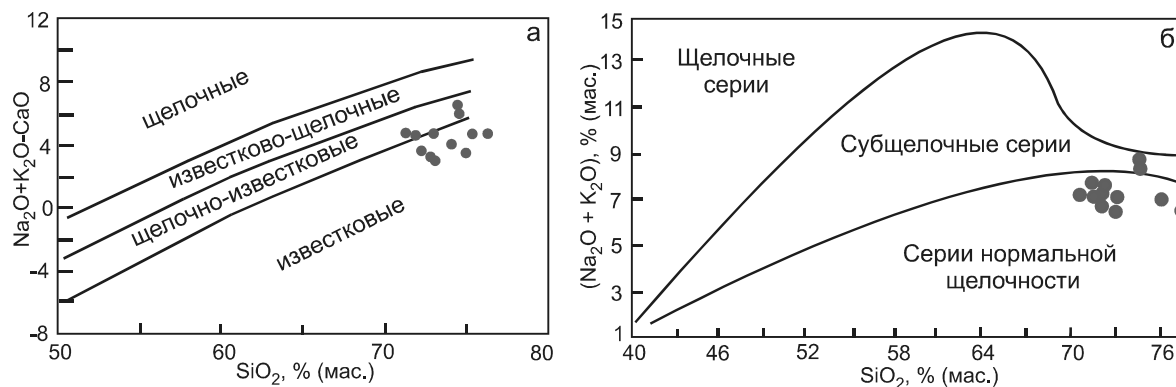


Рис. 3. Диаграммы  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO})-\text{SiO}_2$  (а),  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$  (б) для гранитоидов Дальнегорского боросиликатного месторождения.

дований NIKON E 600 POL в комплекте с термостолем TS1500 для расплавных включений и с термо- и криостолем THMS600 для флюидных включений (ДВГИ ДВО РАН). С целью достижения равновесных условий плавления расплавных включений их нагревание проводилось в замедленном темпе ( $4^\circ/\text{мин}$ ) с часовой выдержкой на  $573^\circ\text{C}$  и  $650^\circ\text{C}$  и 1.5-часовой каждые следующие  $50^\circ$ . Общая длительность каждого опыта составляла 10–16 часов для включений размером до 15 мкм. Полученные в результате термометрических опытов стекла расплавных включений путем шлифования выводились на поверхность и далее анализировались на четырехканальном микроанализаторе JXA 8100 (ПЦЛЭИИА) при следующих условиях: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток 10 нА. Выбор оптимальных для анализа условий (продолжительность, величина тока, диаметр зонда) в процессе эксперимента позволил предотвратить возможное влияние потерь натрия на конечный результат. Определение возраста проводилось по общепринятой методике К-Аг датирования (СВКНИИ ДВО РАН). Для определения содержания бора в породообразующих минералах гранитоидов использовался вторично-ионный масс-спектрометр IMS-4F (ЯФ ФТИАН). Определение содержания главных элементов, элементов-примесей и редкоземельных элементов в гранитоидах выполнено методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на ИСП-МС-спектрометре Agilent 7500, рентгено-флуоресцентным анализом на спектрометре S4 Pioneer и эмиссионным спектральным анализом на приборах ДФС–8 и PGS II (ПЦЛЭИИА).

#### ГЕОХИМИЯ ДАЛЬНЕГОРСКОГО ИНТРУЗИВНОГО МАССИВА

Высказанные в ряде работ [13, 16, 20] гипотезы о рудоносной роли гранитоидного магматизма,

пространственно совмещенного со скарново-рудной залежью, определили задачу данного исследования, которая заключалась в изучении гранитоидного массива на основании геологических и детальных геохимических исследований, с привлечением результатов, известных из опубликованных источников.

Возраст гранитоидов оценивается, по данным многочисленных исследований [11, 20, 24, 35], периодом 40–65 млн лет. По данным К-Аг определения, проведенного по инициативе авторов данной публикации, гранитоиды сформировались в эоцене ( $51 \pm 1$  млн лет). Особенности петрографического состава исследуемых гранитоидов заключаются в преобладании биотит-роговообманкового парагенезиса темноцветных минералов и присутствии среди аксессуарных минералов циркона, апатита, ильменита, рутила и граната; среди рудных отмечаются сфалерит, ковеллин и галенит. Вещественный состав гранитоидов в целом отвечает известковой и щелочно-известковой сериям, с преобладанием пород нормальной щелочности (рис. 3).

Известно, что валовое содержание элемента в породе не может рассматриваться как достоверный признак рудоносности, так как не отражает формы его нахождения (рассеянной или концентрированной). Для этих целей гораздо больший интерес представляют содержания рудных элементов в минералах магматических пород. Геохимические исследования гранитоидов показали, что в изученных гранитоидах бор в самостоятельной фазе не установлен, а его валовое содержание составляет до 25 г/т. В минералах дальнегорских гранитоидов отмечаются низкие содержания бора в роговой обманке (8.14 г/т), в калиевом полевоом шпате (9.4 г/т) и в плагиоклазе (3.89 г/т); в то время как для бороносных интрузивов установлено повышенное содержание бора в плагиоклазе до 44 г/т [12]. Калиевые полевоом шпаты и роговые об-

манки бороносных гранитоидов также должны обладать высоким содержанием бора по сравнению со средним содержанием в породе [12], так как являются минералами-концентраторами этого элемента.

В рамках проблемы принадлежности гранитоидов к определенным геодинамическим обстановкам определены содержания петрогенных, редких и редкоземельных элементов (РЗЭ) (табл. 1, 2). Для исследуемых пород характерен преимущественно высококалиевый и метаглиноземистый состав. Графики распределения нормированных значений концентрации РЗЭ гранитоидов (табл. 2, рис. 4) характеризуются определенной общностью, заключающейся в низком содержании РЗЭ и преобладании

легких элементов над тяжелыми. Суммы РЗЭ на разных интервалах глубин носят незакономерный характер, варьируя в пределах от 85.85 до 167.11 г/т. Европий создает отрицательную аномалию на фоне остальных РЗЭ, что свидетельствует о восстановительной обстановке формирования пород [18]. Присутствие акцессорного минерала – ильменита, а также окисленность железа ( $Fe_2O_3/(Fe_2O_3+FeO)=0.2-0.57$ ) подтверждают принадлежность изучаемых гранитоидов к ильменитовой серии, породы которой кристаллизуются в восстановительной обстановке. По уровню магнитной восприимчивости [25] гранитоиды соответствуют породам промежуточной магнетит-ильменитовой серии.

Таблица 1. Химический состав (мас. %) и содержание микроэлементов (г/т) в гранитоидах Дальнегорского массива.

скважина/ №п.п.	скв. 753	скв. 753	скв. 753	скв. 753	скв. 753	скв. 753	скв. 753	скв. 753А	скв. 753А	скв. 753А	скв. 753А	скв. 753А
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
оксиды, микроэлементы												
SiO <sub>2</sub>	74.76	74.35	74.30	72.73	72.93	72.46	72.95	76.10	74.75	76.98	71.49	71.88
TiO <sub>2</sub>	0.21	0.21	0.25	0.20	0.27	0.23	0.25	0.17	0.14	0.16	0.29	0.28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.37	13.65	13.30	13.08	13.92	13.76	13.48	12.40	11.79	11.33	13.62	13.76
FeO <sub>общ</sub>	1.10	1.07	-	-	-	-	-	1.36	-	1.62	3.36	2.38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	0.35	1.24	0.64	0.89	0.47	-	0.66	-	-	-
FeO	-	-	1.19	0.95	0.51	0.74	1.39	-	1.09	-	-	-
MnO	0.03	0.03	0.04	0.07	0.06	0.05	0.07	0.01	0.06	0.04	0.03	0.04
MgO	0.31	0.30	0.37	0.06	0.66	0.4	0.49	0.65	0.18	0.21	0.48	0.34
CaO	2.14	2.20	2.73	3.64	2.47	3.90	3.37	2.00	3.50	2.22	2.54	2.76
Na <sub>2</sub> O	3.28	3.29	2.78	2.45	2.83	3.40	2.93	3.60	2.72	2.50	3.97	3.96
K <sub>2</sub> O	4.85	5.07	3.70	4.67	4.39	4.12	3.66	3.20	4.23	4.29	3.33	3.46
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	0.05	0.05	0.12	0.10	0.06	0.12	0.03	0.12	0.05	0.10	0.07
ППП	0.23	0.1	0.89	0.42	0.95	0.03	0.42	0.56	0.21	0.3	0.4	0.6
сумма	100.34	100.32	99.95	99.63	99.73	100.04	99.6	100.08	99.45	99.70	99.62	99.53
Rb	148	122	110	-	134	92	-	143	125	107	114	86
Sr	175	179	135	-	131	198	-	130	135	168	249	236
Y	31	29	14	-	14	16	-	49	43	22	25	17
Zr	134	153	125	-	125	158	-	125	141	142	184	154
Nb	11	9	11	-	8	11	-	25	44	9	11	10
Pb	16	17	50	-	50	48	-	43	45	19	19	19
Ni	4	5	9	-	10	14	-	7	7	42	16	<10
Cu	5	<10	12	-	10	13	-	13	14	<10	<10	<10
Zn	20	22	38	-	38	37	-	30	45	25	28	31
V	14	11	43	-	34	38	-	19	40	12	33	26
Cr	21	29	26	-	9	17	-	7	9	200	144	91
Ba	619	656	729	-	916	761	-	564	678	646	612	595
Ce	77	46	70	-	56	60	-	71	84	61	67	31
глубина, м	1110	1115	1150	1158	1160	1164	1171	1103	1122	1166	1202	1325

Примечание. Анализы выполнены: ППП, SiO<sub>2</sub> – методом гравиметрии, содержания петрогенных элементов – методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой на спектрометре iCAP 6500Duo, FeO<sub>общ</sub> – методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой на спектрометре iCAP 6500Duo, FeO определено методом титриметрии, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> вычислено путем расчета  $Fe_2O_3 = Fe_{общ} - (FeO \cdot 1.11)$ , микроэлементный анализ выполнен на спектрометре Pioneer 4 (ДВГИ ДВО РАН).

Таблица 2. Содержание редкоземельных элементов в гранитоидах Дальнегорского массива, г/т.

скважина	скв. 753		скв. 753А		скв. 753А	
	2	5	7	10	11	12
РЗЭ						
La	20.99	23.5	27.5	32	38	20.20
Ce	45.86	59.5	56.3	61.06	66.56	31.39
Pr	5.43	7.49	6.50	6.48	7.57	3.54
Nd	21.30	27.0	23.4	23.65	29.03	14.63
Sm	4.83	5.44	4.60	4.74	5.98	3.01
Eu	0.74	0.74	1.10	0.68	1.18	1.01
Gd	6.00	5.34	4.49	4.03	5.14	3.17
Tb	0.78	0.82	0.678	0.65	0.8	0.49
Dy	5.44	5.02	4.13	3.94	4.93	3.1
Ho	1.13	1.05	0.87	0.82	0.99	0.71
Er	3.71	3.19	2.53	2.47	3.06	1.99
Tm	0.55	0.48	0.4	0.38	0.44	0.31
Yb	3.48	3.28	2.57	2.46	3.00	1.98
Lu	0.58	0.50	0.41	0.37	0.43	0.32
сумма	120.82	143.35	135.5	143.73	167.11	85.85
глубина, м	1115	1160	1171	1166	1202	1325

Примечание. Анализы выполнены методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на ИСП-МС-спектрометре Agilent 7500 с (ДВГИ ДВО РАН). Порядковые номера соответствуют табл. 1.

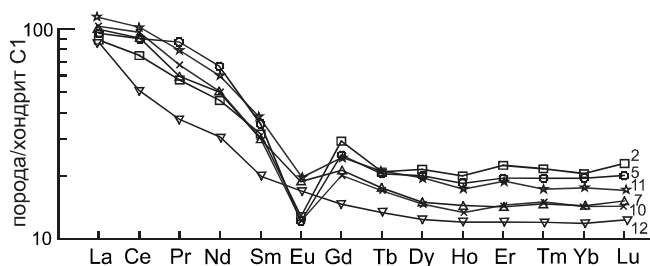


Рис. 4. Распределение РЗЭ в гранитах Дальнегорского массива, нормировано по хондриту [40].

Различия геохимических особенностей гранитоидов, проявленные в содержаниях петрогенных, редких и редкоземельных элементов, свидетельствующие о неоднородности массива, нашли свое отражение в тектонической позиции гранитоидов. Распределение трендов РЗЭ указывает на образование гранитоидов в пределах активных континентальных окраин [4, 17]. На дискриминантных диаграммах ведущих геодинамических обстановок (рис. 5) фигуративные точки исследуемых пород образуют поле в области коллизионных гранитоидов, либо занимают переходное положение между полями внутриплитных гранитов и гранитов вулканических дуг.

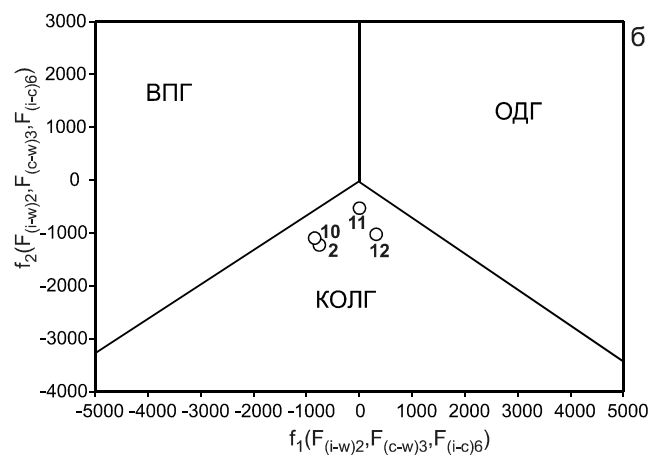
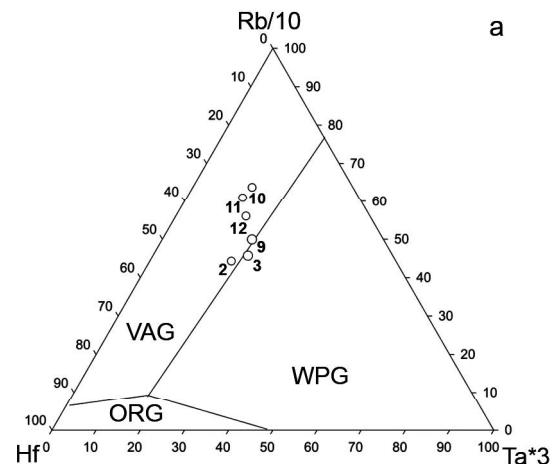


Рис. 5. Дискриминантные диаграммы Hf-Rb/10-Ta-3 (а),  $f_1(F_{(i-w)2}, F_{(c-w)3}, F_{(i-c)6}) - f_2(F_{(i-w)2}, F_{(c-w)3}, F_{(i-c)6})$  (б) для гранитоидов Дальнегорского массива.

а – поля: VAG – поле гранитов вулканических дуг; WPG – внутриплитные граниты; ORG – граниты океанических хребтов [39]; б – поля: ВПГ – внутриплитные; КОЛГ – коллизионные и ОДГ – островодужные гранитоиды [4].

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

Флюидные включения в кварце гранитоидов представлены разнообразными по составу, фазовым соотношениям и генезису типами. Наиболее распространены существенно газовые, газово-жидкие включения, нередко содержащие кристаллики солей. Кварц содержит единичные доступные для исследования первичные расплавные включения, которым и уделялось особое внимание. Внешний вид наиболее типичных расплавных включений (рис. 6) в кварце гранитоидов свидетельствует о высокой кристалличности твердых фаз, занимающих 50–60 % от объема;

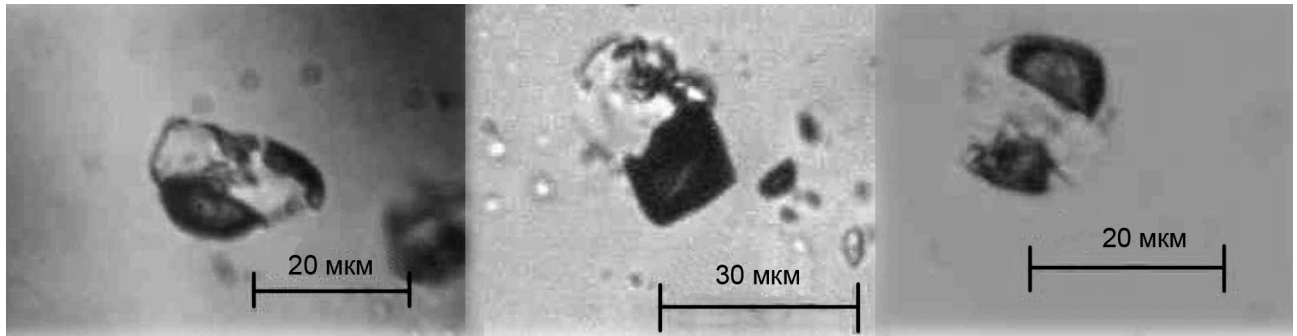


Рис. 6. Расплавные включения в породообразующем кварце гранитов Дальнегорского боросиликатного месторождения.

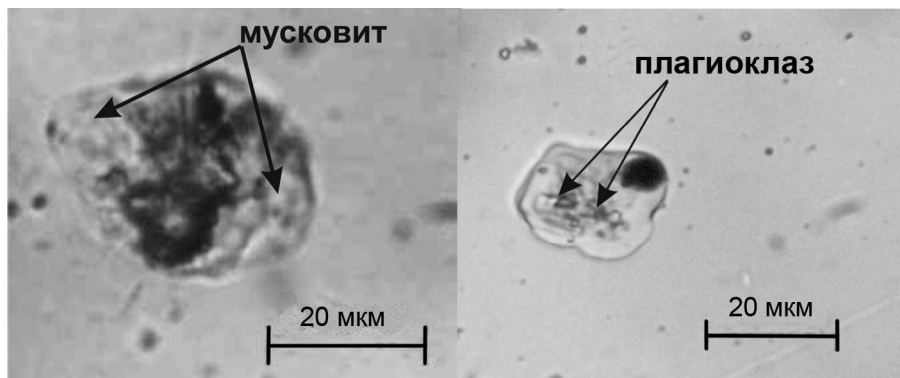


Рис. 7. Твердые фазы в недоплавленных расплавных включениях в граните Дальнегорского массива.

среди кристаллических фаз присутствуют высокопреломляющая мусковитоподобная фаза и отложившийся на стенках вакуоли кварц. Большинство включений характеризуются отсутствием жидкой фазы  $H_2O$  во флюидной части или весьма незначительным ее содержанием, что установлено визуальномикроскопическим изучением расплавных включений и контрольными термометрическими исследованиями, в ходе которых не наблюдалась гомогенизация флюидной части в жидкую фазу.

При нагревании включения первые признаки плавления силикатной фазы отмечаются в интервале  $500\text{--}600^\circ\text{C}$ , полная гомогенизация наступает при  $800\text{--}850^\circ\text{C}$ . Концентрация воды в расплаве рассчитана известным способом [19, 29]. Практически все включения характеризуются невысоким (до 3.5 %) водосодержанием. Расчетная глубина формирования интрузива –  $2.5\text{--}3.5$  км, что соответствует давлению  $65\text{--}90$  МПа.

Отметим, что были изучены расплавные включения (рис. 6) в раннемагматическом кварце гранита, который отличается большими размерами и идиоморфизмом от мелкозернистого кварца, образованного на промежуточных или завершающих стадиях. Все расплавные включения обладают следующими

свойствами: они обязательно содержат флюидную фазу, объемные фазовые соотношения в пределах отдельных пространственных групп выдержанны, температуры гомогенизации укладываются в достаточно узкий интервал, а ход фазовых превращений одинаков (твердая фаза + флюид  $\rightarrow$  твердая фаза + флюид + стекло  $\rightarrow$  стекло). Это свидетельствует о принадлежности рассмотренных включений к типу раскристаллизованных расплавных, образовавшихся путем медленной кристаллизации микропорций расплава, законсервированных в минерале в процессе его роста.

Анализ гомогенных стекол расплавных включений показал близкие и сопоставимые составы (табл. 3), типичные для кислых магматических расплавов. Для большинства включений характерно преобладание  $K_2O$  над  $Na_2O$  (в среднем отношении  $K_2O/Na_2O = 1.61$ ). Содержание хлора в расплаве в среднем 0.36 мас. %. Средняя сумма компонентов в расплавных включениях составила 96.39 мас. %. Недостаток суммы вызван наличием группы ОН в стеклах прогретых включений, что подтверждается увеличением содержания кислорода при пересчете с использованием опции «анализ всех элементов». Вышесказанное демонстрирует сопоставимость ре-

Таблица 3. Содержание петрогенных и летучих компонентов в гомогенизированных стеклах кварца гранитоидов Дальнегорского боросиликатного месторождения.

Номер включения	Компонент							сумма	K <sub>2</sub> O/ Na <sub>2</sub> O
	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Cl		
Образец О-128, глубина 1115 м									
1	74.14	13.46	0.76	0.79	3.49	3.68	0.25	96.57	1.05
2	76.07	12.27	0.97	0.52	2.94	3.37	0.22	96.36	1.15
3	74.53	13.03	0.88	0.77	2.79	3.55	0.22	95.77	1.27
среднее	74.91	12.92	0.87	0.69	3.07	3.53	0.23	96.23	1.15
Образец ОН-1256, глубина 1165 м									
4	76.05	13.32	0.97	0.66	2.73	3.83	0.21	97.78	1.4
5	78.01	11.57	0.87	н.о.	3.25	3.92	0.41	98.03	1.21
6	66.72	17.87	1.1	2.88	3.57	3.68	0.49	96.31	1.03
7	77.11	10.96	0.67	0.66	2.36	3.17	0.19	95.12	1.34
среднее	74.47	13.43	0.9	1.4	2.98	3.65	0.33	96.81	1.22
Образец ОН-1278, глубина 1200 м									
8	74.9	13.9	н.о.	0.55	3.29	3.14	0.41	96.19	0.95
9	69.14	15.64	1.47	0.73	3.08	4.56	н.о.	94.62	1.48
10	77.34	10.57	0.5	0.57	2.13	5.28	н.о.	96.39	2.48
11	74.4	12.55	0.73	0.38	2.75	5.46	0.63	96.9	1.99
среднее	73.95	13.17	0.9	0.56	2.81	4.61	0.26	96.52	1.64
Образец ОН-1309, глубина 1325 м									
12	71.67	15.92	1.03	0.8	2.14	4.89	0.32	96.77	2.29
13	68.13	14.97	0.66	1.75	2.96	6.41	0.48	95.36	2.17
14	86.48	6.72	0.38	0.64	2.11	2.55	н.о.	98.89	1.21
15	65.28	14.41	0.59	0.92	2.2	8.9	0.28	92.59	4.05
среднее	72.89	13.01	0.67	1.03	2.35	5.69	0.27	96.00	2.42

Примечание. Анализы выполнены на четырехканальном микроанализаторе JXA-8100, с энергодисперсионной приставкой INCA (ДВГИ ДВО РАН), н.о. — не обнаружено.

Таблица 4. Средний химический состав твердых фаз в недоплавленных расплавных включениях в граните Дальнегорского массива.

	Na <sub>2</sub> O	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	FeO	Сумма
мусковит	0.77	0.05	31.78	44.57	9.57	0.39	1.46	89.72
плагиоклаз	4.58	н.о.	26.05	59.71	2.28	6.34	0.75	100.41
КПШ	0.8	н.о.	17.84	60.02	15.7	н.о.	0.13	98.5

Примечание. Анализы выполнены на четырехканальном микроанализаторе JXA-8100, с энергодисперсионной приставкой INCA (ДВГИ ДВО РАН), н.о. — не обнаружено.

зультатов по содержанию воды в расплаве, полученных различными методами (не более 3.5 мас. %).

Твердые фазы в недоплавленных расплавных включениях являются мусковитом и полевыми шпатами (рис. 7, табл. 4). Необходимо отметить, что мусковит присутствует только в расплавных включениях и не входит в число породообразующих минералов гранитоидов. Условия для образования магматогенного мусковита создавались лишь в порциях расплава, захваченных растущим кварцем и превращенных после герметизации вакуолей в закрытую гомогенную систему. Причиной кристаллизации мусковита во включениях является, видимо, присутствие в распла-

ве железа и магния, которое оказывает сильный ингибирующий эффект на нуклеацию полевых шпатов и кварца, тогда как слюды зарождаются и растут без каких-либо затруднений [29]. По всей видимости, существуют промежуточные типы включений, содержащие и полевые шпаты, и мусковит, которые выделяются из расплава в последовательности кварц→полевой шпат→мусковит [28].

Породообразующий кварц гранитоидов содержит многочисленные вторичные газовой-жидкие включения, которые различаются по форме, размерам и объему газового пузырька. Некоторые включения содержат галит и кубическую анизотроп-



ную фазу. Температура гомогенизации включений с двумя твердыми фазами составляет 400–430°C, с одной твердой фазой – 230–250°C. Анизотропные фазы не растворяются при температуре выше 450°C, после чего включения, как правило, взрываются. Концентрация раствора понижается по мере снижения температуры с 51 до 32 % по массе эквивалента NaCl.

В газовой-жидких включениях ( $T_{\text{гом.}}$  250–300°C) не обнаружено признаков «вымерзания» углекислоты или других газов. В растворе газовой-жидких включений присутствуют хлориды магния, кальция, натрия и калия ( $T_{\text{эвт.}}$  -35 ÷ -55°C). Температура плавления последнего кристаллика льда составила -15.4 ÷ -21°C, в некоторых случаях -27 ÷ -28°C, однако образование кристалла соли не наблюдалось. Рассчитанная для этих значений концентрация раствора равна 18–23 и более массовых процентов эквивалента NaCl. Можно предположить, что действительные количества NaCl во включениях могут быть меньше из-за присутствия в составе раствора катионов кальция или магния или совместного присутствия этих компонентов.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Как известно [6, 8, 31, 32], формирование Восточно-Сихотэ-Алинского пояса связывается с позднемеловым–раннепалеоценовым этапом развития континентальной окраины Азии, в пределах которой выделяются сменявшие друг друга по латерали два типа активных переходных зон: зона погружения океанической литосферной плиты и зона скольжения океанической плиты вдоль континента. Магматизм, связанный с режимом скольжения литосферных плит [31–33], отличается разнообразием породных комплексов, общей чертой которых является смешение внутриплитных, субдукционных и океанических геохимических признаков, что является результатом участия астеносферного диапира, надсубдукционного клина и слэба (маловодные системы) в процессе магмообразования. В результате синдвиговых деформаций и трансляций структурные элементы переходной зоны, после субдукции зоны спрединга, были прижаты к окраине континента с образованием новой континентальной литосферы [34], становление которой сопровождалось внедрением гранитоидов ильменитовой серии.

Согласно полученным нами геохимическим (табл. 1, 2; рис. 3, 4) и физико-химическим данным, изученные гранитоиды могут быть определены в терминах известных систематик как I-тип ильменитовой серии; являются своеобразными гранитоидами «смешанного» типа, обладающими геохимическими признаками внутриплитных, субдукционных, колли-

зионных гранитоидов. Возрастные датировки, геохимическая типизация, маловодность материнского расплава указывают на то, что они образовались в зоне скольжения литосферных плит.

Результаты исследований, приведенных в настоящей работе, имеют отношение к рассмотрению одной из основных проблем теории рудогенеза – вопросу о сущности связи эндогенных месторождений с гранитоидными интрузиями. О сложности проблемы свидетельствует то, что даже в тех случаях, когда связь очевидна, обычно остается неясным, в какой мере собственно магматический процесс ответствен за возникновение рудообразующей системы. В подобной ситуации первоочередного решения требует вопрос об участии магматических флюидов реальных интрузий в формировании ассоциированного с ними оруденения. Гранитоиды Дальнегорского боросиликатного месторождения пространственно совмещены с известковыми скарнами, и из материалов исследователей [15, 16, 20] следует, что именно под воздействием гранитной интрузии известняки, песчаники, кремнистые сланцы последовательно превращены в скарны и околоскарновые породы. Кроме того, на возможную генетическую связь магматизма и борного оруденения, по материалам [20], указывают высокие содержания бора в интрузивных породах, расположение максимума боросиликатной минерализации над интрузивом гранитоидов, совмещение во времени магматизма и скарново-боросиликатного минералообразования. На основе изучения минералого-геохимических особенностей боросиликатов, геохимических и геологических данных в работе [15] разработана модель формирования месторождения, в основе которой лежит утверждение о том, что образование данбуриновых руд связано со становлением гранитоидов. Генетическую связь данбурита с постмагматической деятельностью интрузива гранитоидов в работе [16] характеризуют близкие значения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0.7077 для данбурита и 0.7078 для гранитоидов).

Однако следует отметить, что размещение рудных тел не конформно метасоматической зональности, а тектонические нарушения и зоны трещиноватости не согласуются с рудными телами, пересекая известняки и рудные тела почти под прямым углом. Борная минерализация с разной интенсивностью накладывается на все виды скарнов, а на глубоких горизонтах соотношение минералов смещается в сторону резкого возрастания количества волластонита. Наиболее высокие содержания датолита и окиси бора приурочены к верхней части скарнового массива. С глубиной количество датолита постепенно уменьшается вплоть до полного исчезновения.

По всей видимости, размещение рудных тел, формы проявления зональной скарновой залежи и рудных тел определяются первичным строением и составом горизонтов известняков, а скарновый процесс не является определяющим в локализации борного оруднения.

Данные о среднем содержании элементов в породообразующих минералах гранитоидов являются важными геохимическими характеристиками [12], позволяющими судить о рудогенерирующей способности магм. В минералах дальнегорских гранитоидов отмечаются низкие содержания бора в роговой обманке, в калиевом полевом шпате и в плагиоклазе, что может свидетельствовать об отсутствии генетической связи месторождения с гранитным массивом.

Одним из наиболее важных критериев потенциальной рудоносности гранитных интрузий считается геохимическая история воды в процессах кристаллизационной и эманационной дифференциации магм [29, 30]. Результаты термобарогеохимических данных и расчеты поля стабильности биотита в ликвидусной области системы гранит-вода [29] показывают, что концентрация воды в магмах, формирующих рудоносные интрузии, не опускается ниже 4 %, в то время как в материнских магмах ординарных (нерудоносных) интрузий, как правило, не превышает 3 %.

Исследования включений в раннемагматических минералах, которые содержат наиболее полную информацию о составе летучих компонентов былых расплавов, позволили установить исходное водосодержание в первичных магматических расплавах, родоначальных для гранитоидов Дальнегорского массива. По результатам проведенных исследований установлено, что магма, сформировавшая Дальнегорский массив гранитов, характеризовалась низким исходным водосодержанием, и с точки зрения рудоносности эта интрузия ординарна.

Из К-Аг определения возраста гранитоидов, вскрытых на глубине 1 км под боросиликатным месторождением (40–60 млн лет), и по данным Аг-Аг определения возраста скарнов второго этапа (57 млн лет) можно предполагать их парагенетическую связь. При внедрении гранитоидных магм проявляется контрастность контактирующих сред по химизму, при этом наиболее активно происходит обмен компонентами, который вызывает изменение минерального состава пород в приконтактовой части гранитного массива (эндоскарны) и, особенно, в приконтактовой части со стороны вмещающих пород (экзоскарны). При взаимодействии в раннюю послемагматическую стадию гидротермальных растворов с ранее сформированной зоной боросиликатных руд, прогретых

теплом интрузивного тела, происходит повторное скарнирование, что приводит к полному замещению данбурита силикатами, кварцем и кальцитом, а ремобилизованный бор участвует в кристаллизации датолита и аксинита в ассоциации с поздними скарнами.

Поскольку массив был маловодным, можно предположить, что гидротермальные растворы магматогенного генезиса, выделившиеся при дифференциации магматического очага, смешивались с вадозными водами и затем циркулировали в трещинных зонах, участвуя в образовании скарнов. Возрастающее количество метеорной воды в гидротермальном растворе при образовании скарнов подтверждается изотопным составом кислорода в датолите ( $\delta^{18}\text{O} = -1.6 \div -5.3 \text{ ‰}$ ) и в кальците ( $\delta^{18}\text{O} = -3.9 \div +0.9 \text{ ‰}$ ) из скарнов борных руд Дальнегорского месторождения [5, 13, 16].

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Внедрение в палеогене магматических расплавов, сформировавших гранитоиды Дальнегорского массива, по времени соответствует этапу окраинноконтинентального скольжения литосферных плит [8, 31, 34], который сопровождался масштабными перемещениями вдоль Центрально-Сихотэ-Алинского разлома. Как следствие, растворы, отделившиеся при кристаллизации гранитов, активно скарнировали тонкополосчатые агрегаты и данбурит, что привело не только к их перекристаллизации, но и к отложению в скарнах гидротермальных минералов, компоненты которых были привнесены растворами из вмещающих пород. Роль дальнегорских гранитоидов, особенно их наиболее кислых разновидностей, заключается в образовании скарнов второго этапа, мобилизации бора и его переотложении в благоприятной для его накопления среде. Теоретически, положительная роль гранитоидов могла заключаться в их петрохимических особенностях – в частности, в высоких содержаниях  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{Na}_2\text{O}$ , которые могли способствовать выносу слабых оснований, в том числе и  $\text{B}_2\text{O}_3$ , из вмещающих пород.

Авторы благодарят В.А. Соляник (ДВГИ ДВО РАН) за предоставленные материалы (коллекция Н.А. Носенко); Н.С. Карманова (ГИН СО РАН), С.Г. Симакина (ЯФ ФТИАН), Н.В. Зарубину (ДВГИ ДВО РАН) за своевременное и оперативное предоставление анализов.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта ДВО РАН № 11-III-B-08-184.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баскина В.А., Прокофьев В.Ю., Лебедев В.А. и др. Состав рудоносных растворов и источники бора Дальнегорского скарново-боросиликатного месторождения (Приморье,

- Россия) // Геология руд. месторождений. 2009. Т. 5, № 3. С. 203–221.
2. Баскина В.А., Дубинина Е.О., Авдеенко А.С. О природе рудоносных флюидов на Дальнегорском боросиликатном месторождении (Приморье) // Докл. РАН. 2011. Т. 436, № 3. С. 363–367.
  3. Валу́й Г.А. Петрологические особенности гранитоидов Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 23, № 3. С. 37–51.
  4. Великославинский С.Д. Геохимическая типизация кислых магматических пород ведущих геодинамических обстановок // Петрология. 2003. Т. 11, № 4. С. 363–380.
  5. Вуд, <http://www.minsoc.ru%5CE2-2008-2-0>.
  6. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2-х кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 2. С. 573–981.
  7. Говоров И.Н. Малые интрузии щелочных пород и боросиликатные скарны Дальнегорского района Приморья // Докл. АН СССР. 1976. Т. 230, № 1. С. 186–189.
  8. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 239 с.
  9. Дубинина Е.О., Баскина В.А., Авдеенко А.С. Природа рудообразующих растворов Дальнегорского месторождения: изотопные и геохимические параметры измененных вмещающих пород // Геология руд. месторождений. 2011. Т. 53, № 1. С. 65–82.
  10. Ермаков Н.П., Долгов Ю.А. Термобарогеохимия. М.: Недра, 1979. 271 с.
  11. Лейер П., Раткин В.В. Первое прямое  $^{40}\text{Ar}$ – $^{39}\text{Ar}$ -определение возраста скарнов Дальнегорского рудного района на юге Дальнего Востока России // Докл. РАН. 1997. Т. 352, № 2. С. 222–225.
  12. Ляхович В.В. Редкие элементы в породообразующих минералах гранитоидов. М.: Недра, 1972. 200 с.
  13. Малинко С.В. О происхождении эндогенных борных месторождений по типоморфным свойствам минералов бора // Минерал. журн. 1985. Т. 7, № 1. С. 36–45.
  14. Малинко С.В., Носенко Н.А. Генетические связи датолита Дальнегорского месторождения и проблема формирования боросиликатных руд // Проблемы генетической и прикладной минералогии. М.: Наука, 1990. С. 54–72.
  15. Малинко С.В. Происхождение уникальных скоплений боросиликатных руд Дальнегорского месторождения в Приморье // Минерал. журн. 1992. Т. 14, № 5. С. 3–11.
  16. Малинко С.В., Лисицын А.Е., Шергина Ю.П. Изотопно-геохимические параметры формирования скарново-боросиликатного оруденения в активных континентальных окраинах // Зап. Всерос. минерал. об-ва. 1994. Ч. 123, № 4. С. 10–20.
  17. Минц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н. и др. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: Палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М.: Науч. мир, 1996. 287 с.
  18. Мишин Л.Ф. Геохимия европия в магматических породах окраинно-континентальных вулканогенных поясов // Геохимия. 2010. № 6. С. 618–631.
  19. Наумов В.Б. Определение концентрации и давления летучих компонентов в магматических расплавах // Геохимия. 1979. № 7. С. 997–1007.
  20. Носенко Н.А. Геология и генезис Дальнегорского борного месторождения: Дис. ... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1986. 308 с.
  21. Носенко Н.А., Раткин В.В., Логвенчев П.И. и др. Дальнегорское боросиликатное месторождение – продукт полихронного проявления процессов скарнирования // Докл. АН СССР. 1990. Т. 312, № 1. С. 178–182.
  22. Носенко Н.А. Геологическое строение и условия образования Дальнегорского борного месторождения, оценка запасов датолитовых и волластонитовых руд глубоких горизонтов по состоянию на 01.01.1996 год // Отчет геологоразведочной партии ОАО «Бор» по результатам поисков борных руд на глубоких горизонтах Дальнегорского борного месторождения в 1974–1989 гг. Дальнегорск. 1996.
  23. Раткин В.В., Хетчиков Л.Н., Гнидаш Н.В. и др. О роли коллоидов и палеогидротермальных полостей в формировании ритмично-полосчатых руд Дальнегорского боросиликатного месторождения // Докл. РАН. 1992. Т. 325, № 6. С. 1214–1217.
  24. Раткин В.В., Ватсон Б.Н. Дальнегорское скарновое боросиликатное месторождение: геология и источник бора по данным изотопии (юг Дальнего Востока России) // Тихоокеан. геология. 1993. № 6. С. 95–102.
  25. Раткин В.В., Томсон И.Н., Рязанцева М.Д. и др. Соотношение рудной изотопно-геохимической и петрофизической зональности Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса // Докл. РАН. 1997. Т. 356, № 3. С. 367–370.
  26. Реддер Э. Флюидные включения в минералах: В 2-х т. Т.1 / Пер. с англ. М.: Мир, 1987. 560 с., ил.
  27. Реддер Э. Флюидные включения в минералах: В 2-х т. Т.2 / Пер. с англ. М.: Мир, 1987. 632 с., ил.
  28. Рейф Ф.Г. Физико-химические условия формирования крупных гранитоидных масс Восточного Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1976. 88 с.
  29. Рейф Ф.Г. Рудообразующий потенциал гранитов и условия его реализации. М.: Наука, 1990. 181 с.
  30. Таусон Л.В. Гранитоидные магмы как источники рудного вещества эндогенных месторождений // Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976. С. 43–57.
  31. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А. и др. Раннемеловая и палеогеновая трансформные континентальные окраины (калифорнийский тип) Дальнего Востока России // Тектоника Азии. М.: ГЕОС, 1997. С. 240–243.
  32. Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 5–34.
  33. Ханчук А.И., Мартынов Ю.А., Перепелов А.Б. и др. Магматизм зон скольжения литосферных плит: новые данные и перспективы // Вулканизм и геодинамика. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2009. Т. 1. С. 32–37.
  34. Ханчук А.И. Геодинамика, магматизм и металлогения зон перехода континент-океан // Новые горизонты в изучении процессов магмо- и рудообразования. М., 2010. С. 169–170.
  35. Хетчиков Л.Н., Пахомова В.А., Гвоздев В.И. и др. Особенности флюидного режима некоторых гранитоидных систем Приморья: Препринт. Владивосток: ДВГИ ДВО АН СССР, 1991. 41 с.

36. Чупин В.П., Косухин О.Н. Диагностика и методика изучения расплавных включений в минералах гранитоидов и пегматитов // Геология и геофизика. 1982. № 10. С. 66–73.
37. Школьник Э.Л., Гвоздев В.И., Малинко С.В. и др. О природе боросиликатного оруденения Дальнегорского месторождения, Приморский край // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 3. С. 122–134.
38. Юшманов Ю.П., Петрищевский А.М. Тектоника, глубинное строение и металлогения прибрежной зоны Южного Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2004. 112 с.
39. Harris N.B., Pearce J.A., Tindle A.G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism / Coward M.P., Ries A.C. (Eds.) // Collisions tectonics. Geol. Soc. Spec. Publ. 1986. V. 19. P. 67–81.
40. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes / A.D. Saunders and M.S. Norry (Eds.) // Magmatism in the oceanic basins. Blackwell. Oxford, 1989. P. 313–345.

*Рекомендована к печати Н.А. Горячевым*

*O.A. Karas', V.A. Pakhomova, N.I. Ekimova*

### **Granitoid massif of the Dalnegorsk borosilicate deposit, Primorye, Russia: the role of intrusion in the formation of boron mineralization**

Granitoids of the Dalnegorsk borosilicate deposit are the rocks of calcic and alkali-calcic series with predominantly high-potassic and metaluminous composition. The thermobarogeochemical studies reveal that the granitoids originated from low-aqueous melts ( $H_2O < 3.5\%$ ), at a minor part of carbonic acid and under crystallization temperature and pressure interval of 800–850 °C and 65–90 MPa, respectively. Findings on the average elements content in the rock-forming minerals and the initial water content of magma testify that there is no genetic affinity between intrusion and boron mineralization. The granitic melts which formed the Dalnegorsky massif participated in skarns formation, boron mobilization and its redeposition in the accumulation positive medium. K/Ar datings ( $51.0 \pm 1.0$  Ma), geochemical typification (characteristics of intraplate, subduction- and collision-related granitoids) and the low water content of primary granitic melts, in accordance with a scheme of the geodynamic evolution of the region, testify to their formation in the lithospheric plates sliding environment.

**Key words:** granitoids, melt inclusions, geochemistry, lithospheric plates sliding, Eocene, Primorye.