

СОСТАВ, ВОЗРАСТ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ГРАНИТОИДОВ ШМАКОВСКОГО КОМПЛЕКСА (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК РОССИИ)

Н.Н. Крук^{1,2}, В.В. Голозубов³, Т.Б. Баянова⁴, С.А. Касаткин³

¹ФГБУН Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, пр. Академика Коптюга 3, г. Новосибирск, 630090; e-mail: kruk@igm.nsc.ru

²ФГАБОУВО Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, ул. Пирогова 2, г. Новосибирск, 630090

³ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр-т 100-лет Владивостоку 159, г. Владивосток, 690022; e-mail: golozubov@fegi.ru

⁴ФГБУН Геологический институт Кольского научного центра РАН, ул. Ферсмана 14, г. Апатиты, Мурманская обл., 184209; e-mail: tamara@geoksc.apatity.ru

Поступила в редакцию 20 июля 2015 г.

В работе приведены данные геологических, геохимических и геохронологических исследований гранитоидов Шмаковского массива – петротипа одноименного комплекса (юг Российского Приморья). Показано, что гранитоидные интрузии шмаковского комплекса имеют «сшивающую» природу, проявляясь в разных блоках Ханкайского композитного террейна. Геохимические и изотопные особенности гранитоидов указывают на их формирование в результате плавления «смешанного», существенно метапелитового источника, сходного с наиболее метаморфизованными породами Ханкайского массива. Возраст гранитоидов, по данным U-Pb исследований, составляет 490 ± 1 млн лет. Анализ распространения раннепалеозойских гранитоидов I, S- и A-типов в Южном Приморье свидетельствует о том, что позднекембрийские – раннеордовикские эндогенные события фиксировали амальгамацию докембрийских–раннепалеозойских блоков и окончательное формирование Бурей-Цзямусинского супертеррейна (Бурей-Ханкайского орогенного пояса).

Ключевые слова: гранитоиды, геохимия, геохронология, Ханкайский массив, Бурей-Цзямусинский супертеррейн, Южное Приморье, Россия.

ВВЕДЕНИЕ

Реконструкция тектонической эволюции подвижных поясов представляет собой один из важнейших разделов геологической науки, направленный как на выяснение закономерностей развития Земли в целом и отдельных ее структур, так и на решение прикладных задач прогноза и поиска полезных ископаемых. В рамках этой крупной проблемы особенно важно выяснение природы и определение времени формирования в подвижных поясах «жестких» блоков (микроконтинентов, срединных массивов и т.д.), зачастую играющих ключевую роль в развитии и эволюции складчатых поясов.

Современная структура юга Российского Приморья представляет собой сложный коллаж блоков различной природы и возраста, формирование которых было связано с тектонической эволюцией Централь-

но-Азиатского и Тихоокеанского орогенных поясов. Наряду с позднепалеозойскими и мезозойскими аккреционными комплексами, слагающими большую часть Востока Азии, в Южном Приморье выделяются два блока докембрийской–раннепалеозойской консолидации (Цзямусинский и Ханкайский), в составе Бурей-Цзямусинского супертеррейна [4]. Иногда они рассматриваются в составе раннепалеозойского Бурей-Ханкайского орогенного пояса [1].

Восточную часть пояса занимает Ханкайский блок (срединный массив, композитный террейн), имеющий гетерогенное строение и состоящий из нескольких блоков различной природы (рис. 1). Южная его часть представляет собой фрагмент пассивной окраины кратона, а северная – фрагмент раннепалеозойского орогенного пояса. В последнем выделяются Матвеевский и Нахимовский террейны, сложенные

породами гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма [8]. Возраст метаморфических толщ ранее предполагался архейским [5], однако в последние годы по цирконам из метаморфизованного силла долерита в матвеевской свите U-Pb методом определен кембрийский (507 ± 3 млн лет) возраст гранулитового метаморфизма и неопротерозойский (757 ± 4 млн лет) возраст кристаллизации базитовых силлов [9]. Несколько ранее близкие оценки возраста гранулитового метаморфизма получены для гранулитов террейна Цзямусы в Китае [31, 33]. Однако до сих пор остается неясным, маркируют эти метаморфические события коллизию отдельных террейнов и рубеж окончательного формирования Буря-Цзямусинского супертеррейна либо отражают какие-то эпизоды геологической истории отдельных блоков, совмещенных в его современной геологической структуре. Для решения этого вопроса авторами было проведено изучение гранитоидов шмаковского комплекса, представляющих собой наиболее древние «сшивающие» образования, проявленные в разных частях Ханкайского блока.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ГРАНИТОИДНЫХ ИНТРУЗИЙ

Массивы шмаковского комплекса известны среди метаморфических образований Матвеевского и Нахимовского блоков. Гранитоиды легко диагностируются в полевых условиях. Резко преобладающими являются крупнозернистые биотитовые лейкократовые граниты, сменяющиеся в краевых частях массивов средне- и мелкозернистыми разновидностями.

В ходе геологических съемок последнего поколения в состав шмаковского комплекса был включен ряд интрузий, приуроченных к зоне Арсеньевского разлома, отделяющего Ханкайский массив от мезозойских складчатых сооружений Сихотэ-Алиня. Для некоторых массивов этого пояса были установлены интрузивные взаимоотношения со среднепалеозойскими отложениями и налегание на размытую поверхность массивов вулканических толщ ранней перми. На этом основании возраст шмаковского комплекса был определен как каменноугольный [2].

Необходимо отметить, что интрузии, локализованные вблизи Арсеньевского разлома (на границе с Сихотэ-Алинем), характеризуются значительно более широким разнообразием пород в сравнении с петротипическими массивами шмаковского комплекса, в зоне сочленения Матвеевского и Нахимовского субтеррейнов. Наряду с биотитовыми разновидностями здесь распространены биотит-амфиболовые, значительные объемы занимают гранодиориты, известны

отдельные проявления габброидов. Как следствие, принадлежность этих интрузий к наиболее ранним «сшивающим» образованиям шмаковского комплекса проблематична и требует дополнительных доказательств.

В ходе данного исследования были изучены гранитоиды петротипического Шмаковского массива, расположенного в долине р. Уссури между селами Глазовка и Горные Ключи. Интрузив занимает площадь около 60 км^2 , в плане имеет форму овала, ориентированного в северо-северо-восточном направлении. Большая часть контактов перекрыта четвертичными отложениями, в единичных обнажениях устанавливаются интрузивные взаимоотношения гранитоидов с метаморфическими породами.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ПОРОД

Петрографические особенности гранитоидов типичны для пород шмаковского комплекса. Практически единственной разновидностью являются розовато-серые крупнозернистые, слабо порфиroidные биотитовые граниты. Порфиroidные вкрапленники в породах представлены калишпатом (решетчатым микроклином), а также изометричными, сложно построенными зернами кварца. Минеральный состав пород не обнаруживает существенных вариаций: кварц – 25–30 %, калиевый полевой шпат (микроклин) – 35–40 %, кислый плагиоклаз – 20–25 %, глиноземистый биотит – 5–10 %. Среди акцессорных минералов преобладают циркон и магнетит. В протоочках также встречены ильменит, монацит, единичные зерна граната и турмалина. В краевых частях массива для гранитоидов характерен более мелкозернистый облик и ярко выраженные порфиroidные структуры.

Вещественный состав гранитоидов однороден (табл. 1). Породы массива относятся к унимодальной гранит-лейкогранитной серии с существенно калиевой специализацией щелочей. На TAS-диаграмме (рис. 2 а) точки составов пород располагаются на границе полей гранитоидов нормального и умереннощелочного рядов, однако невысокие (< 0.81) значения индекса агапитности (табл. 1) указывают на их принадлежность к гранитоидам нормальной щелочности. Породы слабо пересыщены глиноземом (коэффициент глиноземистости A/CNK варьирует от 1.03 до 1.08, рис. 2 б), характеризуются низкими содержаниями кальция, фемических компонентов, высокой железистостью (рис. 2 в) и пониженными содержаниями фосфора. Редкоэлементный состав гранитоидов (табл. 1) характеризуется повышенными содержа-

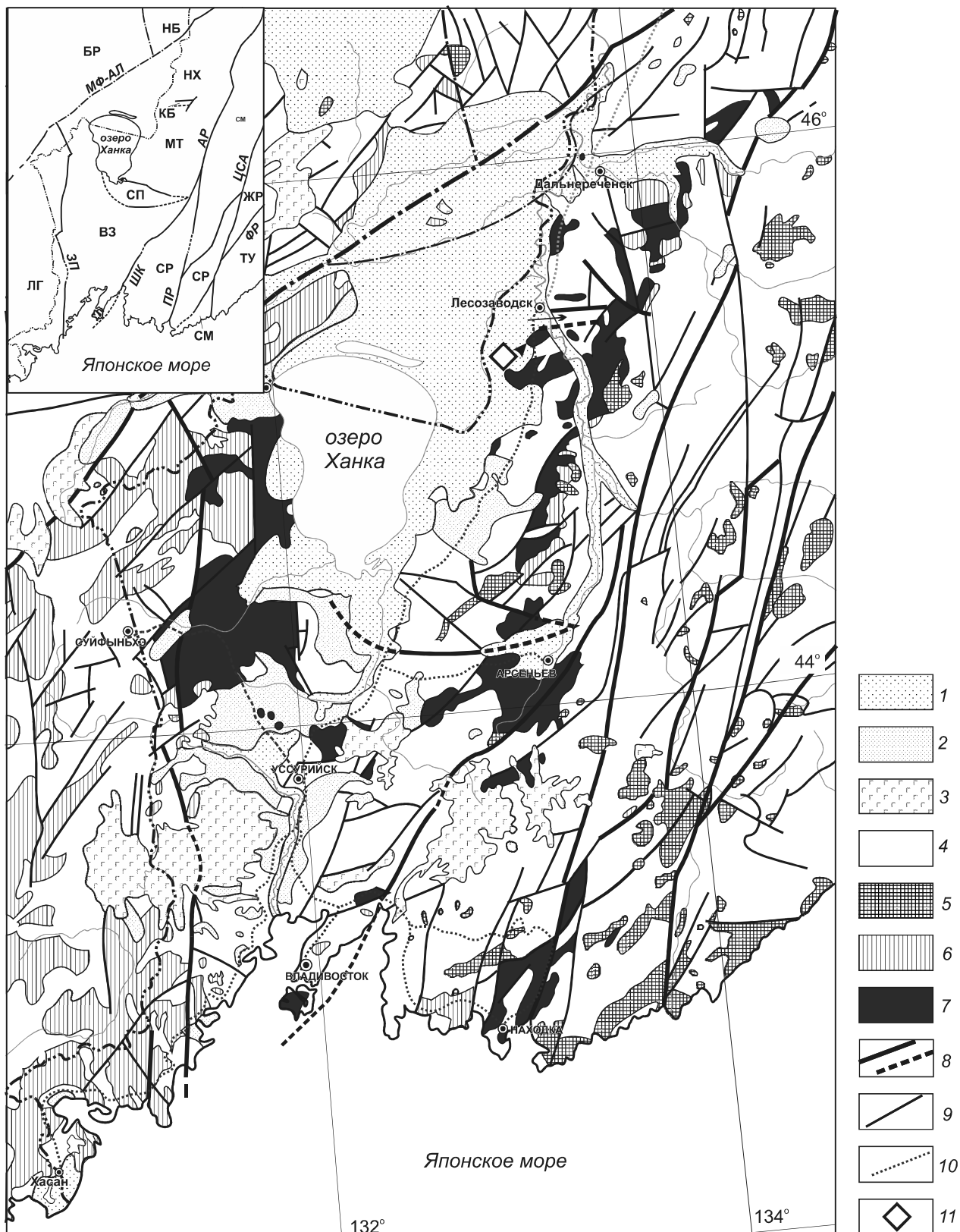


Рис. 1. Геологическая схема Южного Приморья.

1–2 – четвертичные (1) и неогеновые (2) отложения; 3 – плиоценовые плато-базальты; 4 – донеогеновые отложения; 5–7 – гранитоиды: меловые (5), позднепермские (6) и раннепалеозойские (7); 8, 9 – разломы, в том числе разграничивающие террейны (8) и в пределах террейнов (9); 10 – автомобильные дороги, 11 – Шмаковский массив.

ниями крупноионных литофильных элементов (Rb – до 200 г/т, Cs – до 2.7 г/т, Ва – до 730 г/т), низкими концентрациями Sr (менее 100 г/т). Суммарные концентрации редкоземельных элементов варьируют от 140 до 215 г/т (главным образом за счет лантаноидов иттриевой группы, рис. 3 а). Спектры распределения РЗЭ асимметричны: левая часть имеет ярко выраженный отрицательный наклон ($(La/Sm)_N = 4-5$), в то время как правая – субгоризонтальна ($(Gd/Yb)_N \approx 1$). На спектрах всех проанализированных проб присутствует глубокий европиевый минимум ($\Delta Eu = 0.17-0.33$, рис. 3 а). Содержания высокозарядных элементов (Zr, Hf, Y, Nb) близки к среднему составу гранитов S-типа, по [30]. При значительных вариациях они обнаруживают четкую корреляцию с концентрациями тяжелых РЗЭ (табл. 1). Это заставляет предполагать, что вариации редкоэлементного состава гранитоидов обусловлены, прежде всего, неравномерным распределением в породах акцессорных минералов (в первую очередь – циркона, концентратора высокозарядных и тяжелых редкоземельных элементов). На мультиэлементных диаграммах (рис. 3 б) отмечаются минимумы по Sr, Ва, Та, Nb, Ti. На дискриминационных диаграммах (рис. 4) точки составов гранитов располагаются в поле коллизионных гранитоидов (за исключением обр. 8-13-138/6, наиболее обогащенного Y и тяжелыми РЗЭ, точка его состава попадает в поле гранитов срединно-океанических хребтов).

Изотопный состав неодиима в гранитоидах Шмаковского интрузива ($^{147}Sm/^{144}Nd = 0.1223$; $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512246 \pm 4$; $\epsilon_{Nd}(0) = -7.6$; $\epsilon_{Nd}(t) = -3.3$; $T_{Nd}(DM-2st) \approx 1.5$ млрд лет [11]) совпадает с изотопным составом неодиима метаморфических пород ружинской свиты Матвеевского террейна [3].

В целом петрогеохимические и изотопные данные не дают возможности отнести гранитоиды Шмаковского массива ни к одному из широко распространенных геохимических типов. От «классических» S-гранитов (по [13]) рассматриваемые породы отличаются отсутствием высокоглиноземистых темноцветных минералов и относительно низкими (< 1.1) значениями коэффициента глиноземистости, от «дифференцированных» гранитоидов I-типа –

близэвтектической кремнекислотностью, низкими содержаниями Sr при относительно высоких (500 г/т и более) концентрациях Ва, относительно низкими (< 8 в большинстве проб) отношениями суммы ще-

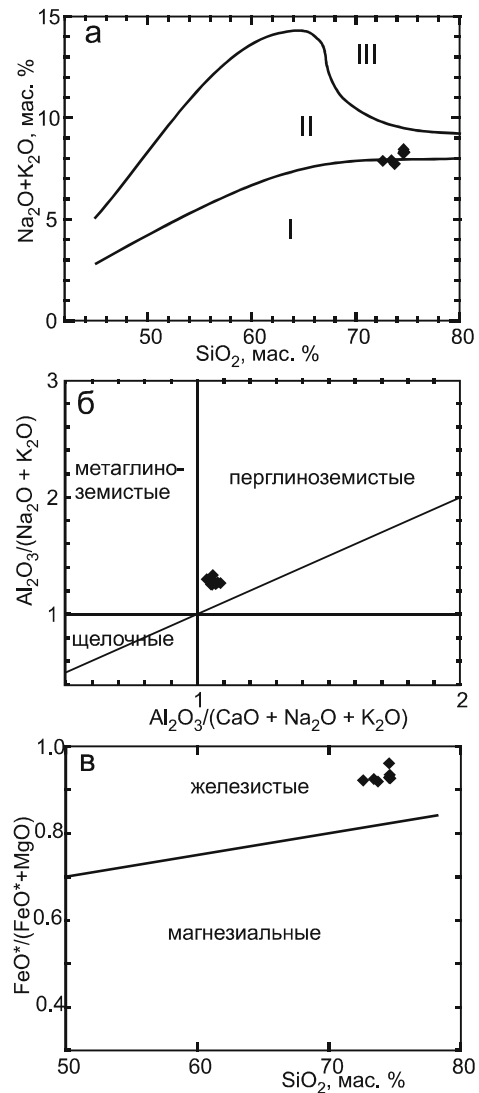


Рис. 2. Петрохимические диаграммы для гранитоидов Шмаковского массива.

А – TAS- диаграмма: поля составов пород I – нормальной щелочности, II – умеренно щелочных, III – щелочных (границы полей указаны в соответствии с [19]); б – диаграмма « $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O) - Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ » (молекулярные количества [23]); в – диаграмма « $SiO_2-FeO^*/(FeO^*+MgO)$ » [15].

На врезке – схема террейнов Южного Приморья (по [1]). Террейны раннепалеозойского Бурей-Ханкайского орогенного пояса: МТ – Матвеевский, КБ – Кабаргинский, НХ – Нахимовский, СП – Спасский, ВЗ – Вознесенский. Террейны Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинского позднемезозойского орогенного пояса: СМ – Самаркинский, НБ – Наданьхада-Бикинский, ЖР – Журавлевский, ТУ – Таухинский, СР – Сергеевский. ЛГ – Лаоэлин-Гродековский террейн позднепалеозойского Солонкерского орогенного пояса. Разломы: МФ-АЛ – Мишань-Фушунский-Алчанский, ЗП – Западно-Приморский, АР – Арсеньевский, ПР – Партизанский, ШК – Шкотовский, ЦСА – Центральный Сихотэ-Алинский, ФР – Фурмановский.

Таблица 1. Содержания петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в представительных пробах гранитоидов Шмаковского массива.

№ пробы	10-21/1	10-21/2	13-138/1	13-138/2	13-138/3	13-138/4	13-138/5	13-138/6
SiO ₂	74.68	74.59	73.76	74.61	74.61	72.62	74.64	73.44
TiO ₂	0.12	0.10	0.19	0.11	0.12	0.14	0.12	0.16
Al ₂ O ₃	13.65	13.40	13.31	13.76	13.41	14.19	13.62	13.40
Fe ₂ O ₃ *	1.57	2.70	2.44	1.52	1.86	2.03	1.73	2.29
MnO	0.03	0.03	0.05	0.03	0.03	0.04	0.04	0.05
MgO	0.12	0.11	0.21	0.11	0.14	0.16	0.12	0.18
CaO	0.99	0.88	1.35	1.09	1.02	1.45	0.97	1.17
Na ₂ O	3.37	3.21	3.62	3.49	3.38	4.02	3.49	3.56
K ₂ O	4.94	5.04	4.10	4.96	4.89	3.86	4.86	4.36
P ₂ O ₅	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03
п.п.п.	0.46	0.45	0.36	0.43	0.32	0.57	0.30	0.40
Сумма	99.86	100.14	99.54	100.24	99.91	99.20	100.00	99.13
A(I)	0.80	0.80	0.78	0.81	0.81	0.76	0.81	0.79
A/CNK	1.07	1.08	1.03	1.05	1.05	1.06	1.07	1.05
Sc	2.3	1.9	3.5	1.7		3.0		2.9
Co	1.6	1.6	1.8	1.3		1.6		1.9
Ga	17	16	18	18		20		19
Rb	204	197	167	204		179		207
Sr	63	53	70	66		76		63
Y	37	36	39	28		41		61
Zr	125	129	180	84		166		204
Nb	9.1	7.6	10.1	6.4		10.1		11.2
Cs	2.1	1.8	2.3	2.1		2.5		2.7
Ba	732	588	680	547		429		551
La	41.50	33.96	47.82	31.97		37.74		43.92
Ce	69.64	62.15	79.01	56.43		70.22		82.09
Pr	8.93	7.62	9.87	6.87		8.00		9.72
Nd	31.71	27.15	32.69	23.11		27.85		34.04
Sm	5.75	5.02	6.06	4.04		5.34		6.85
Eu	0.45	0.34	0.49	0.44		0.47		0.41
Gd	5.78	5.32	5.56	3.99		5.43		7.35
Tb	0.97	0.85	0.97	0.67		0.96		1.36
Dy	5.97	5.62	5.87	3.90		5.93		8.98
Ho	1.28	1.24	1.23	0.87		1.28		1.88
Er	3.93	3.89	3.74	2.61		4.00		6.05
Tm	0.65	0.62	0.61	0.43		0.68		1.05
Yb	4.15	4.20	3.82	2.80		4.48		6.96
Lu	0.63	0.62	0.57	0.42		0.68		1.02
Hf	4.1	4.4	5.4	2.9		5.3		7.8
Ta	0.9	0.7	0.7	0.6		1.0		1.1
Th	22.6	27.3	16.8	16.6		22.0		34.1
U	3.8	5.0	3.4	3.4		4.4		8.3
∑ РЗЭ	181	159	198	139		173		212
(La/Sm) _N	4.5	4.3	5.0	5.0		4.4		4.0
(Gd/Yb) _N	1.1	1.0	1.2	1.1		1.0		0.9
Δ Eu	0.24	0.20	0.25	0.33		0.26		0.17

Примечание. Содержания петрогенных компонентов определены методом РФА на приборе S4 Pioneer в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (аналитики – Н.М. Глухова, Н.Г. Карманова и А.Н. Таряник). Редкоэлементный состав пород определен методом индуктивно-связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием на приборе Finigan Element в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (аналитики – И.В. Николаева, С.В. Палесский). Методика пробоподготовки и анализа не отличалась от стандартной.

Fe₂O₃* – суммарное железо в форме Fe₂O₃; A(I) = (Na₂O+K₂O)/Al₂O₃, молекулярные количества; A/CNK = Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O), молекулярные количества; Δ Eu = (2·Eu_N)/(Sm_N+Gd_N). Все нормировки выполнены по составу хондрита [12]. Прочерк – не определялось.

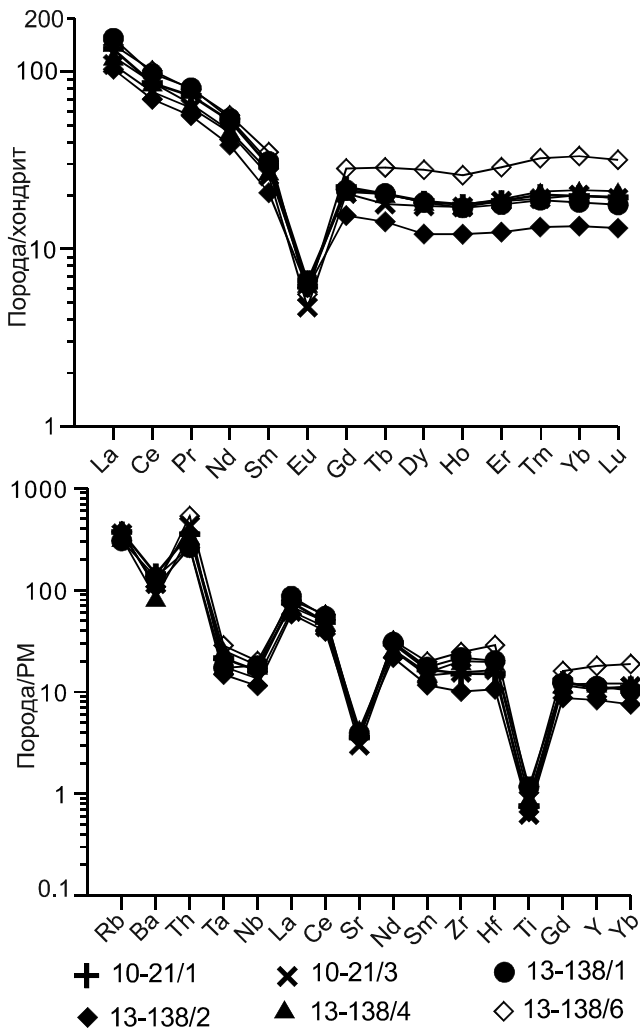


Рис. 3. Спектры распределения РЗЭ (а) и мультиэлементные диаграммы (б) для гранитов Шмаковского массива. Спектры распределения РЗЭ нормированы по составу хондрита [12], мультиэлементные диаграммы – по составу примитивной мантии (PM) [29]. Номера проб соответствуют табл. 1.

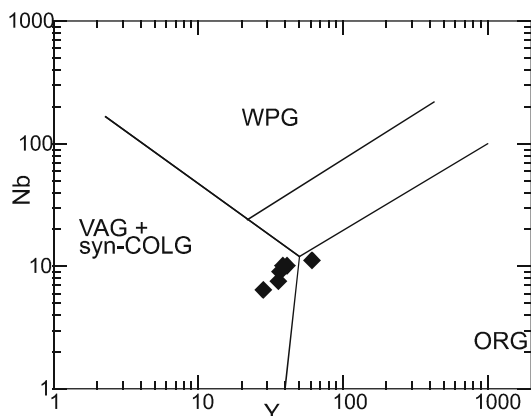


Рис. 4. Дискриминационная диаграмма «Y-Nb» [26] для гранитоидов Шмаковского массива.

лочей к кальцию и одновременным присутствием в породах магнетита и ильменита. Изотопные Nd характеристики гранитоидов заставляют предполагать, что главным их источником являлись метатерригенные (метапелитовые) породы Ханкайского массива. Таким образом, есть все основания считать, что рассматриваемые гранитоиды были сформированы за счет плавления «смешанного» источника, включающего, наряду с преобладающими метапелитами, небольшую долю метабазитового материала. Вероятно, наиболее близким аналогом шмаковских гранитоидов можно считать глиноземистые граниты Внутренних Кордильер (с поправкой на более глубокие условия их генерации), для которых экспериментальными данными также обоснован смешанный источник [24, 25].

ВОЗРАСТ ГРАНИТОИДОВ

Для геохронологических исследований гранитоидов Шмаковского массива была выбрана проба 10-21/1 наименее измененных гранитов главной фазы, отобранная на левом берегу р. Уссури севернее п. Горные ключи. Выделение акцессорных цирконов было проведено в Институте геологии и минералогии СО РАН С.Н. Рудневым. Цирконы представлены тремя главными морфологическими разновидностями. Первая разновидность циркона – длиннопризматические прозрачные бесцветные кристаллы и их обломки. Средний размер кристаллов – 0.315×0.105 мм, коэффициент удлинения ≈ 3. Поверхность зерен слабо корродирована, блеск стеклянный. На катодолюминесцентных изображениях (рис. 5) фиксируется тонкая ритмичная зональность, повторяющая контуры кристаллов. Вторая (резко преобладающая) разновидность цирконов представлена призматическими полупрозрачными кристаллами светло-желтого цвета. Средний размер кристаллов – 0.35×0.175 мм, коэффициент удлинения ≈ 2. Поверхность зерен слабо корродирована, блеск стеклянный. Для внешних частей кристаллов характерны грубые трещины, на катодолюминесцентных изображениях фиксируется внутрифазовая неоднородность: центральные части кристаллов темные со слабо видимой зональностью, краевые – светлые и с отчетливо видимой тонкой ритмичной зональностью. Третья разновидность циркона представлена полупрозрачными призматическими кристаллами темно-желтого цвета. Средние размеры – 0.35×0.14 мм, коэффициент удлинения ≈ 2.5. Поверхность зерен слабо корродирована, блеск стеклянный. Внутреннее строение аналогично наблюдаемому в зернах второй генерации.

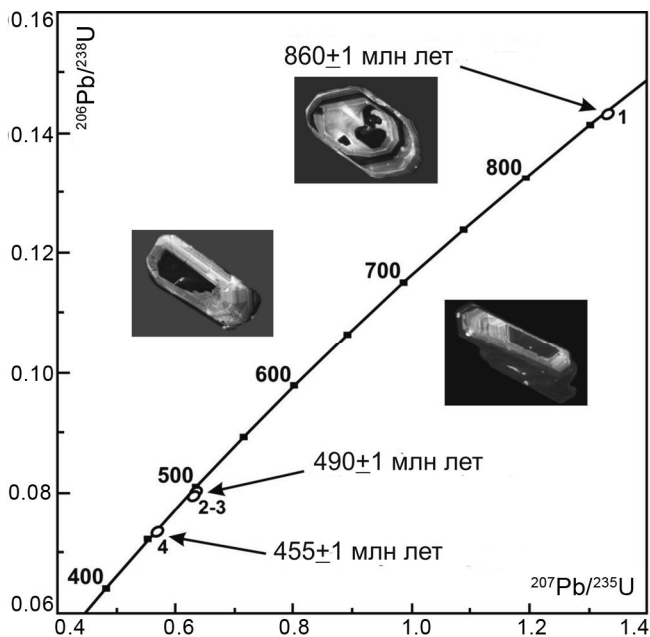


Рис. 5. U-Pb диаграмма с конкордией и катодоллюминесцентные изображения датированных цирконов из пробы 10-21/1 гранита Шмаковского массива. Номера точек соответствуют таблице 2.

U-Pb изотопные исследования цирконов были выполнены в Геологическом институте Кольского научного центра РАН г. Апатиты. Отобранные вручную зерна цирконов были очищены сначала в ультразвуковой ванне в спирте и ацетоне, затем отмыты теплой 7 N азотной кислотой около 15 мин на теплой плитке, после чего трижды промыты в воде многократной очистки.

Химическое разложение минералов проводилось в тефлоновых бомбах с добавлением 3–5 мкл смешанного $^{205}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ трассера по методике Т. Кроу [18] в концентрированной фтористоводородной кислоте с добавлением капли концентрированной азотной кислоты в течение 5–7 дней при температуре 210°C, после чего элюат был выпарен на плитке. Затем, после добавления 10 капель 3.1 N хлористоводородной кислоты, образец при температуре 140–150°C помещался в термостат на 8–10 часов для гомогенизации. Разделение свинца и урана для изотопных исследований проводилось с помощью ионообменной хроматографии на колонках со смолой Dowex IX8 200–400 меш. Свинец элюировался 10 каплями 6.2 N хлористоводородной кислотой, добавлялась одна капля 0.1 N фосфорной кислоты, затем элюат выпаривался на плитке до объема 3 мкл. Уран элюировался отдельно от свинца 20 каплями воды, и, после добавления одной капли 0.1 N фосфорной кис-

лоты, выпаривался на плитке до объема 3 мкл. Все химические процедуры проводились в ультрачистом боксе с холостыми загрязнениями по Pb около 1–3 пг, по урану – около 10–15 пг.

Изотопный состав и концентрации свинца и урана измерялись на рениевых лентах на семиколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT 262 (RPQ) на коллекторах, ^{204}Pb и ^{205}Pb измерялись при температуре 1350–1450°C в режиме счета ионов с помощью умножителя или квадрупольной приставки RPQ, в качестве эмиттера ионов использовался силикагель. Концентрации урана определялись в одноленточном режиме с добавлением силикагеля при температуре 1450–1550°C с помощью коллектора и умножителя в смешанном статически-динамическом режиме. В случае очень малых концентраций урана использовался динамический режим умножителя или квадрупольной приставки RPQ. Все измеренные изотопные отношения исправлялись на масс-дискриминацию, полученную при изучении параллельных анализов стандартов SRM-981 и SRM-982 и равную $0.12 \pm 0.04\%$.

Расчет координат точек и параметров изохрон проводился с использованием программ К. Людвига [21, 22]. При вычислении возрастов использованы принятые величины констант распада урана [28], все ошибки указаны на уровне 2σ . При расчете модели Дж. Стейси и Дж. Крамерса [27] проводилась коррекция на примесь обыкновенного свинца.

Всего было проанализировано четыре кристалла цирконов (табл. 2). По одному зерну первой морфологической разновидности была получена оценка возраста 860 ± 1 млн лет, по двум зернам второй (преобладающей) разновидности – 490 ± 1 млн лет, по одному зерну третьей разновидности – 455 ± 1 млн лет (рис. 5).

Таким образом, возраст резко преобладающей популяции цирконов магматического облика, обнаруженных в гранитах Шмаковского массива, составляет 490 ± 1 млн лет. Эта оценка может быть принята в качестве возраста внедрения и кристаллизации гранитоидов Шмаковского массива. Имеющие сложное строение зерна циркона с более древним возрастом либо унаследованы из источника магмогенерации, либо захвачены при прохождении гранитной магмы через верхнюю кору. Единичные зерна с более молодым возрастом (455 млн лет), вероятнее всего, отражают наложенные термальные события (гранитоиды с возрастом 450–455 млн лет широко распространены в юго-западной части Ханкайского массива, в составе Гродековского батолита [10]).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Таблица 2. Результаты U–Pb изотопного датирования единичных зерен циркона из гранита Шмаковского массива (проба 10-21/1).

№ п/п	Навеска (мг)	Концентрации, ppm		Изотопные отношения*						Изотопные отношения и возраст, млн лет**			D, %
		Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 2\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 2\sigma$			
1	0.0880	29.49	174.93	657.63	0.1427 ± 0.0003	1.340 ± 0.005	0.0686 ± 0.0002	860 ± 2	868 ± 3	888 ± 3	3.2		
2	0.0772	39.85	573.79	918.71	0.0800 ± 0.0002	0.636 ± 0.003	0.0672 ± 0.0003	489 ± 1	492 ± 2	498 ± 2	1.8		
3	0.0800	22.38	221.16	282.19	0.0795 ± 0.0002	0.635 ± 0.004	0.0506 ± 0.0003	483 ± 1	488 ± 3	493 ± 3	2.0		
4	0.1400	40.04	457.51	378.45	0.0731 ± 0.0002	0.571 ± 0.002	0.0517 ± 0.0001	455 ± 1	456 ± 2	472 ± 1	3.6		

Примечание. *Все отношения скорректированы на холостое загрязнение 1 пг для Pb и 10 пг для U и масс-дискриминацию 0.12 ± 0.04 %.

** Коррекция на примесь обычного свинца определена на возраст по модели [27]. D – дискордантность.

Гранитоидные массивы шмаковского комплекса проявлены в разных частях Ханкайского композитного террейна. Результаты изотопно-геохронологических исследований гранитоидов свидетельствуют том, что внедрение гранитоидов произошло на 15–20 млн лет позже пика гранулитового метаморфизма в Ханкайском (507 ± 3 млн лет) и Цзямусинском (502 ± 8 и 498 ± 11 млн лет) террейнах. Геохимические и изотопные данные позволяют сделать вывод о том, что формирование рассматриваемых пород было связано с анатексисом существенно метапелитовых толщ Ханкайского террейна.

Близкие по возрасту (500–490 млн лет) гранитоиды I и S-типов с «коллизийными» геохимическими характеристиками описаны на территории блока Цзямусы [16, 17, 34]. С другой стороны, на рубеже 470–450 млн лет практически на всей территории Бурей-Ханкайского орогенного пояса фиксируется формирование гранитоидов повышенной щелочности [6, 7, 10, 32–36, неопубликованные авторские данные], включая породы А-типа, характерные, в том числе, для обстановок постколлизийного рьястяжения [14, 20, 26 и др.]. Таким образом, совокупность полученных данных позволяет достаточно уверенно предполагать, что гранитоиды шмаковского комплекса имеют коллизийную природу. Наличие массивов аналогичных по генезису и тектонической природе (сшивающих) гранитоидов практически во всех блоках Ханкайского, Цзямусинского и Буреинского террейнов свидетельствует о том, что гранитоидный магматизм с возрастом 490–460 млн лет маркирует не отдельные эпизоды геологической истории конкретных террейнов Южного Приморья, а окончательное формирование крупной региональной структуры – Бурей-Ханкайского орогенного пояса.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 13-05-00660).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Ред. А.И. Ханчук. Кн. 1. Владивосток: Дальнаука, 2006. 572 с.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1 000 000. Третье поколение. Дальневосточная серия. Листы L-52, 53, K-52, 53. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2006.
3. Крук Н. Н., Ковач В. П., Голозубов В.В., Касаткин С.А., Терентьева Л.Б., Лаврик С.Н. Изотопная Nd-систематика метаморфических пород юга Дальнего Востока России // Докл. РАН. 2014. Т. 455, № 1. С. 62–66.
4. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л.,

- Кузьмин М.И., Ноклеберг У.Дж., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртоого О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
5. Решения IV межведомственного регионального совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Хабаровск: ХГПИ, 1994. 123 с.
 6. Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Сорокин А.П., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В., Гороховский Б.М. Раннепалеозойский возраст гранитоидов кивилийского комплекса Бурейнского террейна (восточный фланг Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Докл. РАН. 2011. Т. 440, № 3. С. 393–396.
 7. Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Кудряшов Н.М., Великославенский С.Д., Яковлева С.З., Федосенко А.М., Плоткина Ю.В. Раннепалеозойские гранитоиды Малохинганского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: возраст, геохимические особенности, геодинамическая интерпретация // Петрология. 2011. Т. 19, № 6. С. 632–648.
 8. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д., Голозубов В.В., Гонохова Н.Г. Геология и полезные ископаемые Приморского края. Владивосток: Дальнаука, 1995. 66 с.
 9. Ханчук А.И., Вовна Г.М., Киселев В.И., Мишкин М.А., Лаврик С.Н. Первые результаты U–Pb геохронологических исследований пород гранулитового комплекса ханкайского массива Приморья (метод La-ICP-ms) // Докл. РАН. 2010. Т. 434, № 2. С. 212–215.
 10. Ханчук А.И., Сахно В.Г., Аленичева А.А. Первые U–Pb SHRIMP-датирования по цирконам магматических комплексов Юго-Западного Приморья // Докл. РАН. 2010. Т. 431, № 4. С. 516–520.
 11. Ханчук А.И., Крук Н.Н., Голозубов В.В., Ковач В.П., Серов П.А., Холоднов В.В., Гвоздев В.И., Касаткин С.А. Природа континентальной коры Сихотэ-Алиня (по данным изотопного состава Nd в породах Южного Приморья) // Докл. РАН. 2013. Т. 451, № 4. С. 441–445.
 12. Boynton W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Rare earth element geochemistry. Amsterdam et al.: Elsevier, 1984. P. 63–114.
 13. Chappel B., White A. Two contrasting types of granites // Pacific Geol. 1974. V. 8, N 2. P. 173–174.
 14. Eby G.N. The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis // Lithos. 1990. V. 26. P. 115–134.
 15. Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J. et al. A geochemical classification for granitic rocks // J. Petrol. 2001. V. 42. P. 2033–2048.
 16. Ge W.C., Wu F.Y., Zhou C.Y., Abdel Rahman A.A. Emplacement age of the Tahe granite and its constraints on the tectonic nature of the Erguna block in the northern part of the Da Hinggan Range // Chin. Sci. Bull. 2005. V. 50. P. 2097–2105.
 17. Ge W.C., Sui Z.M., Wu F.Y. et al. Zircon U–Pb ages, Hf isotopic characteristics and their implications for the Early Paleozoic granites in the northwestern Da Hinggan Mountains, northeastern China // Acta Petrol. Sinica. 2007. V. 23. P. 423–440.
 18. Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal dissolution of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations // Geochim. Cosmochim. Acta. 1973. V. 37. P. 485–494.
 19. Le Maitre R.W. A classification of igneous rocks and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Oxford: Blackwell, 1989. 193 p.
 20. Loiselle M.C., Wones D.R. Characteristics and origin of anarogenic granites // Geol. Soc. Am. Abst. Prog. 1979. V. 11. P. 468.
 21. Ludwig K.R. PBDAT - A Computer Program for processing Pb-U-Th isotope data. Version 1.22 // Open-file report 88–542. US Geol. Surv. 1991. 38 p.
 22. Ludwig K.R. ISOPLOT/Ex – A geochronological toolkit for Microsoft Excel, Version 2.05 // Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. 1999. N 1. 49 p.
 23. Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // Geol. Soc. Am. Bull. 1989. V. 101. P. 635–643.
 24. Patino Douce A.E., Humphreys E.D., Johnston A.D. Anatexis and metamorphism in tectonically thickened continental crust exemplified by the Sevier hinterland, western North America // Earth Planet. Sci. Lett. 1990. V. 97. P. 290–315.
 25. Patino Douce A.E. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? // Geol. Soc. London Spec. Publ. 1999. V. 168, N 1. P. 55–75.
 26. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. V. 25. P. 956–983.
 27. Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26, N 2. P. 207–221.
 28. Steiger R.H., Jäger E. Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1977. V. 36, N 3. P. 359–362.
 29. Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: Its evolution and composition. London: Blackwell, 1985. 312 p.
 30. Whalen J. B., Currie K.L., Chappel B. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. V. 95. P. 407–419.
 31. Wilde S.A., Zhang X.Z., Wu F.Y. Extension of a newly-identified 500 Ma metamorphic terrain in northeast China: further U–Pb SHRIMP dating of the Mashan complex, Heilongjiang Province, China // Tectonophysics. 2000. V. 328. P. 115–130.
 32. Wilde S.A. Early Paleozoic high-grade metamorphism in the Jiamusi Massif, Northeastern China: possible links to Gondwana and Siberia // Assembly and breakup of Rodinia supercontinent: evidence from South Siberia. Project IGCP-440: Guidebook and abstract volume. Irkutsk, 2001. P. 192–197.
 33. Wilde S.A., Wu F.Y., Zhang X.Z. Late Pan-African magmatism in northeastern China: SHRIMP U–Pb zircon evidence for igneous ages from the Mashan Complex // Precambrian Res. 2003. V. 122. P. 311–327.
 34. Wu F.Y., Sun D.Y., Ge W.C. et al. Geochronology of the Phanerozoic granitoids in northeastern China // J. Asian Earth Sci. 2011. V. 41. P. 1–30.
 35. Yang H., Zhang Y.L., Chen H.J. et al. Zircon U–Pb ages of Khanka lake granitic complex and its geological implication //

Global Geol. 2012. V. 31. P. 621–630.

36. Zhou J.B., Wilde S.A., Zhao G.C. et al. Pan-African metamorphic and magmatic rocks of the Khanka Massif, NE China:

further evidence regarding their affinity // Geol. Mag. 2010. V. 147, N 5. P. 737–749.

Рекомендована к печати А.А. Сорокиным

N.N. Kruk, V.V. Golozubov, T.B. Bayanova, S.A. Kasatkin

**Composition, age and tectonic position of granitoids of the Shmakovka Complex
(Russian Far East)**

The paper presents the data of geological, geochemical and geochronological studies of granitoids of the Shmakovka Complex (southern Russian Primorye). It is shown that granitoid intrusions of the Shmakovka Complex have a "suturing" nature and manifest itself in different parts of the Khanka composite terrane. Geochemical and isotope characteristics of granitoids evidence that they originated in the result of melting of a "mixed" substantially metapelite source identical to that of most metamorphosed rocks of the Khanka terrane. The age of the granitoids has been determined as 490 ± 1 Ma from U-Pb isotope composition. The spatial distribution of Early Paleozoic I, S- and A-type granitoids in Southern Primorye indicates that the Late Cambrian to Early Ordovician endogenous events recorded amalgamation of Precambrian-Early Paleozoic units and final formation of the Bureya- Jiamusi superterrane (Bureya-Khanka orogenic belt).

Key words: granitoids, geochemistry, geochronology, Khanka massif, Bureya-Jiamusi superterrane, Southern Primorye, Russia.