

ВОЗРАСТ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАССИВА РАННЕМЕЗОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ ЮЖНОЙ ЧАСТИ БУРЕЙНСКОГО ТЕРРЕЙНА (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК)

А.А. Сорокин¹, Н.М. Кудряшов², А.Б. Котов³

¹*Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск*

²*Геологический институт Кольского НЦ РАН, г. Апатиты*

³*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург*

Поступила в редакцию 17 июля 2006 г.

Для одного из массивов порфировидных микроклиновых биотитовых гранитов южной части Буреинского (Туранского) террейна установлен возраст 185 ± 1 млн лет. Этим гранитам свойственна величина суммы $(K_2O + Na_2O) > 8\%$, преобладание K_2O над Na_2O , умеренно дифференцированный характер распределения редкоземельных элементов $(La/Yb)_n = 14.7-28.5$. Полученная оценка возраста позволяет заключить, что, по крайней мере, один из этапов раннемезозойского гранитоидного магматизма Буреинского террейна приходится на раннюю юру. Предполагается, что одной из наиболее вероятных геодинамических обстановок формирования раннемезозойских гранитоидов является обстановка коллизии Северо-Азиатского, Сино-Корейского кратонов и расположенного между ними Амурского супертеррейна, однако нельзя исключать и субдукционную их природу.

Ключевые слова: граниты, геохронология, геодинамика, Буреинский террейн, Дальний Восток.

ВЕДЕНИЕ

Раннемезозойская эпоха сыграла важную роль в формировании структуры Восточной и Центральной Азии, что нашло отражение в интенсивном проявлении гранитоидного магматизма, тектоническая природа которого еще до конца не выяснена. Значительный объем гранитоидов сосредоточен в районе западного выклинивания Монголо-Охотского складчатого пояса [6, 7, 13, 16] и вдоль обрамления Солонкерского складчатого пояса (рис.1). Кроме того, позднепалеозойский (?) – раннемезозойский гранитоидный магматизм широко проявлен в пределах Буреинского (Туранского) и Цзямусинского террейнов – восточных структурных единиц Амурского супертеррейна, обычно рассматриваемых в качестве единого Бурей-Цзямусинского супертеррейна (рис. 1) [13]. Предполагается, что здесь указанные гранитоиды являются составной частью плутонического пояса долготной ориентировки протяженностью около 1000 км при ширине до 120 км [2].

Представления о связи тектонических и магматических процессов раннего мезозоя далеко не всегда имеют необходимое геологическое и геохронологическое обоснование. Достаточно четко масштабы

и закономерности распространения раннемезозойского магматизма, связанного с формированием Монголо-Охотского складчатого пояса, были установлены на основе геохронологических исследований лишь в последние годы и то только для западного выклинивания этой структуры [6, 7]. Для восточной окраины Азии такие построения имеют гипотетический характер ввиду отсутствия необходимых геохронологических данных. Соответствующие этому этапу гранитоиды относились здесь условно к пермским или триасовым комплексам [2, 3, 10], что не позволяло даже в первом приближении провести корреляцию этих образований в пределах различных ареалов. В этой связи исследование раннемезозойских магматических образований в этом регионе имеют первостепенное значение для реконструкции как одного из заключительных этапов формирования Монголо-Охотского складчатого пояса, так и восточной окраины Азиатского континента в целом.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Буреинский террейн, как было отмечено выше, является составной частью Амурского супертеррейна – одной из крупных структурных единиц восточной окраины Азии. В строении террейна доминиру-

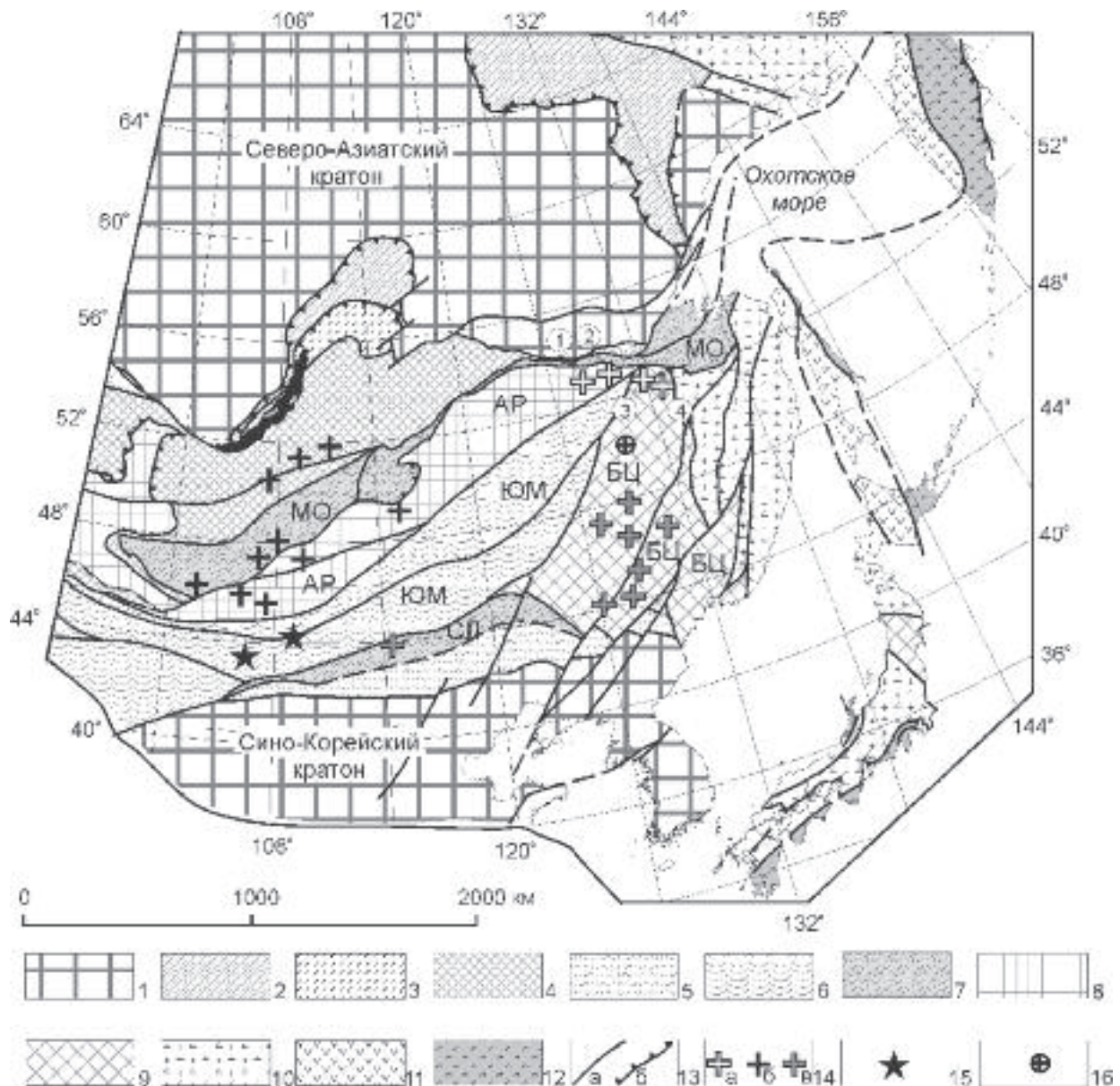


Рис. 1. Схема расположения раннемезозойских гранитоидов в восточной окраине Евразии. Тектоническая основа по [13].

1 – кратоны и их фрагменты; 2 – складчато-надвиговые пояса окраины кратона; 3–7 – домезозойские орогенные пояса: 3 – позднерифейский, 4 – позднекембриско-раннеордовикский, 5 – силурийский, 6 – позднепалеозойский, 7 – позднепалеозойско-раннемезозойский; 8–9 – фрагменты домезозойских орогенных поясов: 8 – позднерифейских, 9 – раннепалеозойских; 10–12 – мезозойские и кайнозойские орогенные пояса: 10 – позднеюрский, 11 – позднемеловой, 12 – кайнозойский; 13 – основные разломы: (а) – с крутым и (б) – с пологим падением; 14 – раннемезозойские граниты: (а) – северных окраин Мамынского и Буреинского террейнов, (б) – в районе западного выклинивания Монголо-Охотского складчатого пояса (по [6, 7]), (в) – южной окраины Буреинского террейна (по [17, 19–21]), 15 – раннемезозойские метаморфические комплексы (по [8]); 16 – расположение объекта исследований.

Аббревиатурой показаны названия террейнов (супертеррейнов): АР – Аргунский (Керулен-Аргуно-Мамынский), БЦ – Бурья-Цямусинский, МО – Монголо-Охотский, СЛ – Солонкерский, ЮМ – Южно-Монгольский. Цифрами показаны массивы, упоминаемые в тексте: 1 – Шимановский, 2 – Усть-Дугдинский, 3 – Большекурбинский, 4 – Индукачинский.

ющую роль играют разновозрастные интрузивные комплексы, абсолютное большинство которых не исследовано современными изотопными методами.

По существующим представлениям, наиболее древние из них представлены условно раннедокембрийскими доскладчатыми телами ультрамафитов и мафитов амурского комплекса, а также соскладчатыми гнейсо-гранитами и мигматитами древнебуреинского комплекса [2, 3, 5, 10]. Они тесно ассоциируют с метаморфическими образованиями условно раннедокембрийского возраста, образующими фрагментарные выходы среди более поздних гранитоидов.

Раннепалеозойские гранитоиды, формирующие крупные (более 200 км²) массивы, объединены в составе кивилийского и суларинского комплексов. Первый представлен крупно- и гигантозернистыми биотитовыми и роговообманково-биотитовыми массивными или слабополосчатыми гранитами, реже гранодиоритами и кварцевыми диоритами, второй – крупно-, среднезернистыми биотитовыми гранитами и гранодиоритами, реже двуслюдяными гранитами [10]. Ряд исследователей рассматривают их в качестве единого многофазового комплекса, хотя существуют данные о том, что бластомилонитизация гранитов кивилийского комплекса была проявлена до внедрения двуслюдяных гранитов суларинского комплекса (см. обзор в [10]). Приводимые в литературе для этих комплексов K-Ag датировки варьируют в весьма широких пределах. Для одного из массивов порфиридных биотитовых гранитов северной части Буреинского террейна (басс.-р. Иса) получено значение 509±11 млн лет (U-Pb метод по цирконам, неопубликованные данные авторов), что может характеризовать, по крайней мере, один из этапов раннепалеозойского гранитоидного магматизма этого террейна.

Позднепалеозойские и раннемезозойские интрузивные комплексы слагают не менее 70 % территории Буреинского террейна. Интрузии многофазового габбро-диорит-грандиорит-гранитного тырмо-буреинского комплекса формируют тела площадью 2–3 тыс. км², вытянутые в северо-восточном направлении, спаянные в огромные плутоны. Известные K-Ag датировки не позволяют оценить возраст этих пород точнее, чем поздний палеозой [10]. Они прорваны интрузиями монцонит-сиенит-щелочногранитного состава алтахтинского комплекса и калиевых лейкогранитов и гранит-порфиоров субщелочного и нормально-рядов харинского комплекса, возраст которых считается допоздне триасовым, хотя это не подтверждено надежными геохронологическими данными [10].

Объектом исследований в данной работе являются гранодиориты и граниты южной части Буреин-

ского террейна. Они представлены в серии искусственных выработок и небольших коренных обнажений на правом берегу р. Бурей (бассейны ее притоков – Талакан, Синель, Пайканчик) (рис. 2). Согласно существующим представлениям [5, 11], эти породы относятся к образованиям позднепалеозойского (?) тырмо-буреинского интрузивного комплекса, формирующего многочисленные плутоны площадью до нескольких тысяч километров. Необходимо отметить, что в пределах рассматриваемой геологической структуры весьма широко проявлены и граниты харинского комплекса, относимого к пермо-триасовому(?) или триасовому(?) возрастному уровню [2, 3, 5, 10, 11]. Кроме того, Н.К. Осиповой [11] здесь же выделяются и раннеюрские (?) граниты, близкие по своему петрографическому составу позднепалеозойским гранитам, хотя далеко не все разделяют эту точку зрения [10]. Все эти интрузии образуют сближенные тела, спаянные в плутоны, что затрудняет выделение конкретных массивов. Ситуация во многом усугубляется тем, что, при отсутствии надежных геохронологических данных, критерии различия пород всех упомянутых комплексов нельзя признать убедительными (см. обзор в [10]). Это лишний раз подчеркивает, что хронология формирования позднепалеозойских–раннемезозойских интрузивных комплексов, слагающих около 50 % [2, 3, 10] Буреинско-Цямусинского супертеррейна, остается до конца не расшифрованной.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Определение содержаний главных элементов в породах выполнено рентгенофлуоресцентным методом в Институте геологии и природопользования ДВО РАН (г. Благовещенск), а содержаний элементов-примесей – рентгенофлуоресцентным методом в Институте геологии и природопользования ДВО РАН и методом ICP MS (PЗЭ, Sc, Ga, Ge, Rb, Cs, Ba, Pb, Y, Hf, Nb, Ta, Th, U) в Институте аналитического приборостроения РАН (г. С.-Петербург).

Гомогенизация порошковых проб для рентгенофлуоресцентного анализа выполнялась путем сплавления со смесью метабората и тетрабората лития в муфельной печи при T = 1050–1100 °C. Измерения проводились на рентгеновском спектрометре Pioneer 4S (Брукер, Германия). Величины интенсивности аналитических линий корректировались на фон, эффекты поглощения и вторичной флуоресценции. Вскрытие образцов для определения содержаний элементов-примесей методом ICP-MS осуществлялось с помощью методики кислотного разложения в микроволновой печи. Измерения проводились на

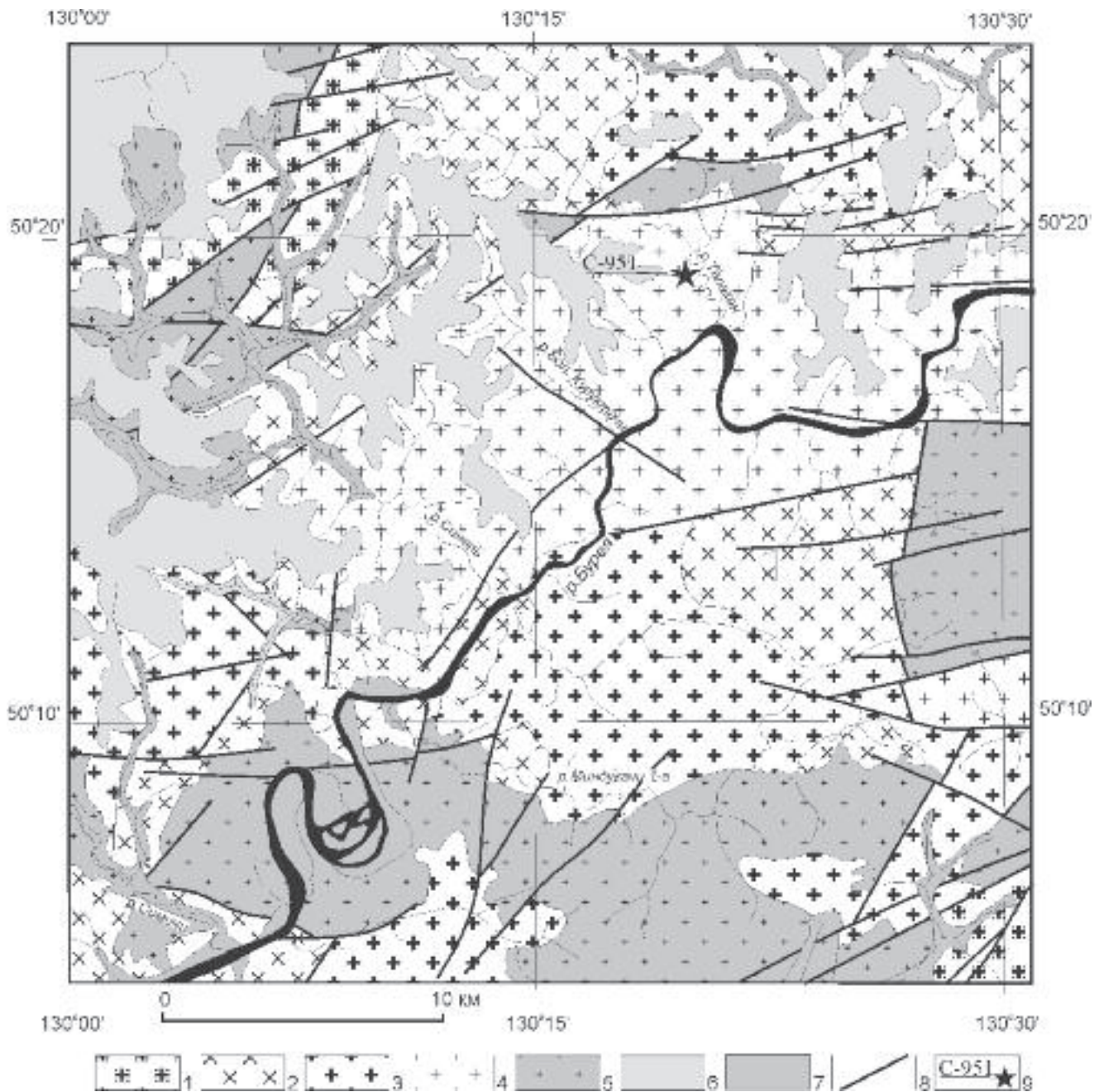


Рис. 2. Геологическая схема южной части Буреинского террейна. Составлена по [5, 11] с упрощениями.

1 – раннепалеозойские (?) граниты, гранодиориты катаклазированные; 2–3 – интрузии позднепалеозойского (?) тирмо-буреинского комплекса: 2 – гранодиориты, кварцевые диориты крупнозернистые до среднезернистых, 3 – граниты роговообманково-биотитовые, биотитовые средне- и крупнозернистые, 4 – граниты, реже гранодиориты средне- и мелкозернистые; 5 – раннемезозойские лейкократовые граниты харинского комплекса; 6 – неогеновые рыхлые отложения; 7 – четвертичные отложения речных террас; 8 – разломы; 9 – место отбора образца для геохронологических исследований и его номер.

приборе "PlasmaQuad" фирмы "VG Elemental" в стандартном режиме. Калибровка чувствительности прибора по всей шкале масс производилась по многоэлементному стандартному раствору редкоземельных элементов фирмы "Matthew Johnson". Относительная погрешность определений составляет 3–10 %.

Выделение акцессорных цирконов проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей, а их химическое разложение и выделение U и Pb – по методике Т.Е. Кроу [22]. Изотопные U-Pb исследования выполнены на масс-спектрометре МИ-1201-Т в Геологическом институте Кольского научного центра РАН (г. Апатиты). Ошибка определения U/Pb отношений составила 0.7 %, значения масс-фракционирования – 0.18 ± 0.06 аму, холостое загрязнение не превышало 0.1–0.2 нг для Pb и 0.05 нг для U. Обработка экспериментальных данных проводилась по программам PbDAT [23] и ISOPLOT [24].

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

По минеральному составу, а также по структурным особенностям изученные гранитоиды относятся к биотитовым гранодиоритам, микроклиновым биотитовым гранитам, лейкогранитам. Граниты и гранодиориты встречаются совместно и связаны взаимными переходами. Практически все породы имеют в той или иной степени выраженный порфирированный облик.

Гранодиоритам свойственны неравномернозернистая, гипидиоморфнозернистая структуры, преимущественно серый цвет. Они сложены плагиоклазом (35–50 %), кварцем (20–30 %), микроклином (10–25 %), биотитом (10–15 %), роговой обманкой (до 3 %). Олигоклаз образует гипидиоморфные таблитчатые кристаллы длиной до 5 мм, часто замещается серицитом, эпидотом, пелитом. Микроклин представлен как мелкими изометричными зернами размером до 1 мм, так и порфирированными выделениями размером до 0.5–0.8 см. На границе с ним в плагиоклазах наблюдаются мирмекитовые прорастания. Кварц образует резко ксеноморфные зерна или их агрегаты (скопления). Биотит встречается в виде достаточно крупных и правильных пластинок размером до 1–2 мм, часто замещаемых хлоритом, эпидотом. Роговая обманка имеет призматические кристаллы длиной до 1 мм, замещаемые биотитом, хлоритом. Среди акцессорных минералов преобладают циркон, апатит, сфен.

Среднезернистые граниты характеризуются гипидиоморфнозернистой, гранитовой структурами. От

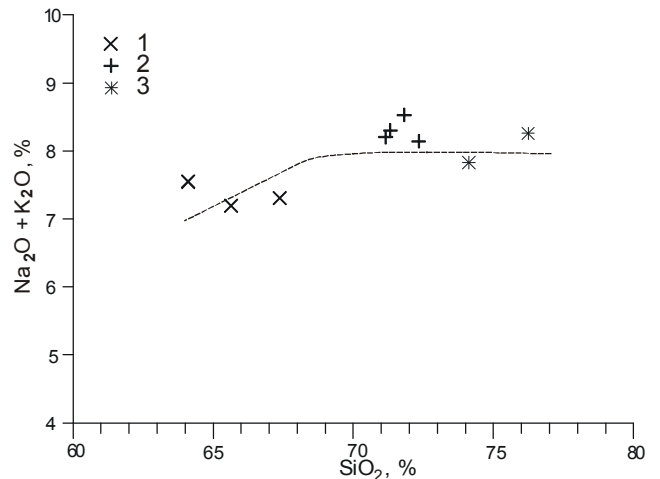


Рис. 3. Диаграмма (Na₂O + K₂O) – SiO₂ для исследованных гранитоидов южной части Буреинского террейна.

1 – гранодиориты, 2 – граниты, 3 – лейкограниты. Штриховой линией показана линия раздела пород нормальной щелочности и субщелочных.

описанных выше гранодиоритов они отличаются большим количеством микроклина (20–35 %), кварца (25–35 %), меньшим – плагиоклаза (25–35 %), отсутствием роговой обманки. За счет окраски микроклина породы имеют розовый или желтовато-розовый оттенок.

Мелкозернистые лейкокатовые граниты представлены в виде жил мощностью 1–1.5 м, секущих среднезернистые микроклиновые граниты. Этим породам свойственны гипидиоморфнозернистая структура, серый цвет, часто с желтым или вишневым оттенком. Они сложены микроклином (35–40 %), кварцем (30–40 %), плагиоклазом (20–25 %), биотитом (1–2 %). Микроклин образует скопления зерен разной генерации размером до 1–2 мм, интенсивно пелитизированных. Олигоклаз имеет удлиненно-таблитчатые кристаллы такого же размера, частично серицитизированные. Биотит встречается в виде достаточно редких чешуек или пластинок, практически нацело замещенных хлоритом, мусковитом. Набор акцессорных минералов такой же, как в гранодиоритах и гранитах.

В гранодиоритах уровень общей щелочности (K₂O + Na₂O) составляет 7.2–7.3 %, в измененных разновидностях достигая 7.5% (рис. 3; табл. 1). Величина Na₂O/K₂O варьирует в интервале 1.38–1.61, что в совокупности с их минералогическим составом позволяет относить породы к калиево-натриевой известково-щелочной серии. В гранитах и лейкогранитах сумма K₂O + Na₂O увеличивается до 8.2–8.5 % (рис. 3,

Таблица 1. Химический состав представительных образцов исследованных гранитоидов южной части Буринского террейна.

Образец	C-950	C-951	C-951-1	C-951-2	C-952	C-952-1	C-952-3	C-953	C-954
SiO ₂	64.11	71.16	71.33	72.35	76.24	74.13	67.39	71.83	65.65
TiO ₂	0.66	0.30	0.33	0.30	0.08	0.05	0.53	0.24	0.59
Al ₂ O ₃	17.09	14.72	15.07	14.58	12.92	13.89	16.53	15.01	16.27
Fe ₂ O ₃ *	4.27	2.19	2.33	2.24	0.84	0.44	3.06	1.84	4.77
MnO	0.08	0.05	0.05	0.05	0.02	0.01	0.05	0.04	0.09
MgO	1.46	0.58	0.57	0.53	0.10	0.04	0.52	0.53	1.29
CaO	3.62	1.98	1.78	1.69	0.81	1.16	2.77	1.67	3.17
Na ₂ O	4.66	3.87	3.98	3.81	3.13	3.58	4.24	3.83	4.37
K ₂ O	2.88	4.32	4.31	4.32	5.12	4.24	3.06	4.69	2.82
P ₂ O ₅	0.23	0.09	0.10	0.09	0.02	0.01	0.17	0.08	0.19
ппп	0.68	0.70	0.50	0.46	0.53	2.07	1.08	0.57	0.49
Сумма	99.74	99.87	100.35	100.33	99.81	99.62	99.40	100.33	99.70
Ba	950	741	593	767	351	290	788	683	597
Rb	106	158	148	145	194	153	113	120	89
Sr	545	301	599	357	113	145	426	159	282
Li	20.0	20.9	-	-	8.38	4.52	22.6	11.2	24.1
Be	1.84	1.89	-	-	1.63	5.31	3.04	1.98	2.36
Cs	1.2	1.4	-	-	1.5	1.4	1.7	0.6	0.8
Ga	19.5	15.2	-	-	12.8	19.2	17.4	13.3	16.3
La	35.59	24.42	-	-	7.35	8.76	22.43	24.49	57.84
Ce	75.11	45.22	-	-	26.61	10.81	54.67	43.39	98.10
Pr	8.15	4.32	-	-	1.63	0.77	5.68	4.24	9.74
Nd	29.10	14.75	-	-	5.37	2.62	19.43	13.10	30.76
Sm	4.41	2.91	-	-	1.10	0.58	2.84	2.26	4.20
Eu	1.30	0.68	-	-	0.34	0.12	0.92	0.37	0.90
Gd	3.85	1.99	-	-	1.10	0.44	2.74	1.75	4.12
Tb	0.52	0.27	-	-	0.20	0.08	0.40	0.27	0.55
Dy	2.58	1.39	-	-	1.03	0.39	1.52	1.14	2.90
Ho	0.59	0.30	-	-	0.25	0.11	0.39	0.22	0.58
Er	1.34	0.69	-	-	0.78	0.27	1.02	0.53	1.44
Tm	0.21	0.12	-	-	0.13	0.07	0.16	0.10	0.21
Yb	1.33	0.94	-	-	1.02	0.55	1.04	0.28	1.38
Lu	0.22	0.16	-	-	0.17	0.09	0.14	0.06	0.20
Y	15.4	9.0	11.0	11.0	7.1	3.6	11.5	6.7	17.3
Zr	212	111	107	110	64	60	204	130	278
Ta	1.08	0.92	-	-	1.06	0.77	0.71	0.18	0.53
Nb	10	6	4	6	3	6	9	3	7
Hf	0.77	1.20	-	-	2.19	2.48	0.82	0.80	0.88
Th	8.56	19.88	-	-	25.06	24.70	9.55	5.54	9.57
U	2.26	3.57	-	-	4.08	2.62	2.02	0.65	1.52
Sc	5.5	2.0	-	-	0.5	1.9	3.4	2.4	6.8
V	46	20	23	21	7	1.0	30	15	42

Примечание. Оксиды даны в мас. %, элементы – в ppm, прочерк – нет данных.

табл. 1), одновременно с уменьшением отношения Na₂O/K₂O до 0.9–0.8 в гранитах и 0.8–0.6 в лейкогранитах. Величина индекса ASI во всех типах пород составляет 1.0–1.1, что позволяет относить их к слабо перглиноземистым (рис. 4).

Наибольший уровень содержаний редкоземельных элементов ((La)_n = 140–250, (Yb)_n = 8.3–8.6), при умеренно дифференцированном их распределении ((La/Yb)_n = 14.7–28.5) свойственен гранитам и гранодиоритам (рис. 5). Лейкогранитам характерны более низкие концентрации лантаноидов ((La)_n = 40–50)

при слабо дифференцированном характере их распределения ((La/Yb)_n = 4.9–10.8) (рис. 5). Большинству составов характерна незначительная отрицательная европиевая аномалия Eu/Eu* = 0.6–0.9 (рис. 5).

В целом, уровень содержаний литофильных элементов в исследованных гранитах отвечает уровню в верхней континентальной коре, за исключением незначительного обогащения Th (до 25 ppm) и, напротив, отчетливого деплетирования в отношении Nb (3–10 ppm), Ta (0.5–1.1 ppm) (табл. 1, рис. 6). На основании своих минералогических,

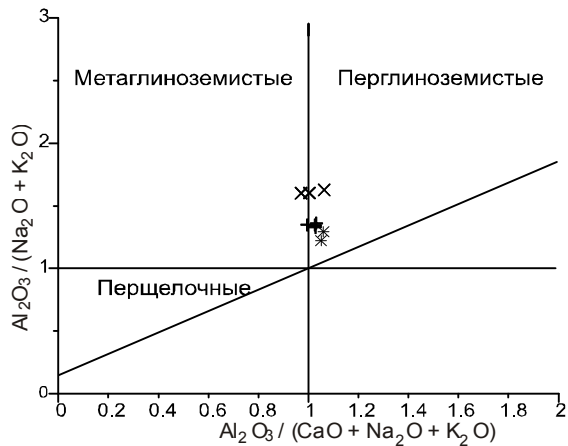


Рис. 4. Диаграмма $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O) - Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ [25] для исследованных гранитоидов южной части Буреинского террейна.

Условные обозначения см. на рис. 3.

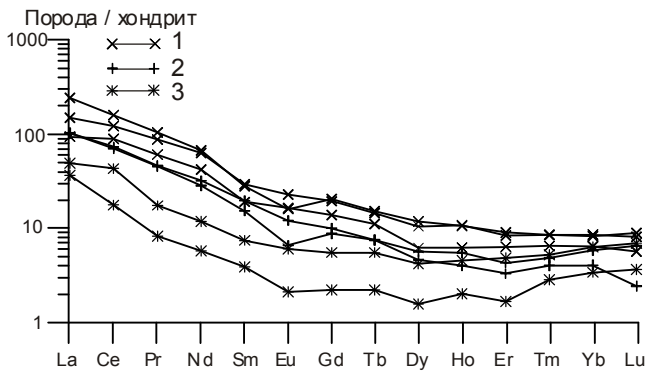


Рис. 5. Распределение редкоземельных элементов в исследованных гранитоидах южной части Буреинского террейна.

1 – гранодиориты, 2 – граниты, 3 – лейкограниты. Использован состав хондрита по [26].

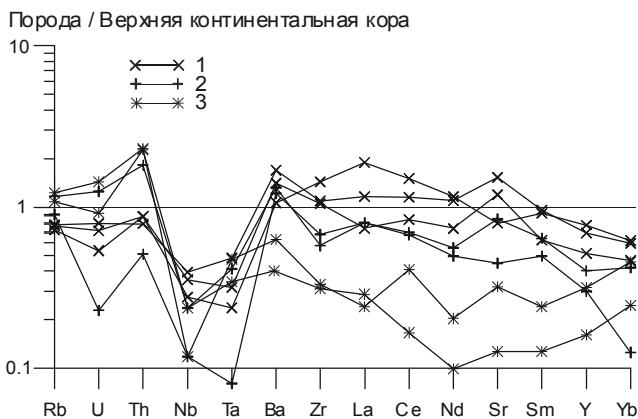


Рис. 6. Спайдерграмма для исследованных гранитоидов южной части Буреинского террейна.

1 – гранодиориты, 2 – граниты, 3 – лейкограниты. Использован состав континентальной коры по [30].

геохимических особенностей рассматриваемые гранитоиды достаточно близки гранитам I-типа по [18, 31].

РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Геохронологические исследования выполнены для порфировидных микроклиновых биотитовых гранитов (обр. С-951), отобранных в правом борту р. Талакан в нижнем течении (рис. 2).

Акцессорный циркон, выделенный из указанного образца, представлен прозрачными бледно-коричневыми дипирамидально-призматическими зернами гиацинтового типа со стеклянным блеском. В кристаллах развиты грани призм $\{100\}$ и $\{110\}$, пирамиды $\{101\}$, в короткопризматических кристаллах редко просматриваются грани $\{211\}$ и $\{112\}$, коэффициент удлинения – 3–4 (рис. 7). Внутреннее строение кристаллов в иммерсии однородное, иногда просматривается грубая зональность, присутствуют включения других минеральных фаз. Изотопные исследования выполнены для трех разноразмерных фракций циркона -75 μm , -100+75 μm , -150+100 μm (табл. 2). Фигуративные точки изотопного состава всех трех фракций расположились на конкордии (рис. 8). Среднее значение возраста по отношению $^{207}Pb/^{206}Pb$ составляет 184 ± 12 , а по отношению $^{206}Pb/^{238}U - 185 \pm 1$ млн лет (СКВО=0.88, степень discordантности для всех точек менее 1 %). Учитывая морфологические особенности изученных цирконов, свидетельствующие об их магматическом происхождении, есть все основания рассматривать полученное значение 185 ± 1 млн лет как возраст кристаллизации расплавов, родоначальных для исследованных гранитов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

Несмотря на то, что по существующим представлениям изученные гранитоиды относятся к позднепалеозойскому (?) тырмо-буреинскому комплексу, их возраст оказался существенно более молодым, а именно – раннеюрским. В этой связи возникают, по меньшей мере, два закономерных вопроса: 1) следует ли из полученных данных, что возраст тырмо-буреинского комплекса раннемезозойский, а не позднепалеозойский, 2) принадлежат ли исследованные граниты более молодым харинскому или алтактинскому комплексам?

Исходя из описания пород алтактинского комплекса, для которых характерны отсутствие порфировых выделений микроклина, сиреневый оттенок, присутствие щелочных амфиболов, принадлежность к щелочной или субщелочной серии [10], исследо-

Таблица 2. Результаты U-Pb изотопных исследований цирконов из порфирированных микроклиновых биотитовых гранитов (обр. С-951).

Примечание. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана [29]. Все ошибки приведены на уровне 2σ. Погрешности соответствуют последним значащим цифрам после запятой. * – Значения исправлены на масс-фракционирование, холостое загрязнение и обыкновенный свинец по модели Стейси-Краммерса [28].

ванные гранитоиды южной части Буреинского террейна к нему не могут быть отнесены. Принимая во внимание, что к харинскому комплексу рекомендовано относить лишь калиевые лейкограниты и гранит-порфиры субщелочного и нормального рядов [10], принадлежность исследованных гранитоидов к нему также проблематична. В этом случае остается предположить, что полученная оценка возраста 185 ± 1 млн лет отвечает времени становления одного из массивов тырмо-буреинского комплекса, которая в стратиграфической шкале соответствует ранней юре.

При такой интерпретации нельзя не указать на противоречие, которое заключается в том, что возраст гранитоидов харинского комплекса, имеющих рвущие контакты с гранитами тырмо-буреинского комплекса, по существующим представлениям, не моложе позднего триаса [10]. Это обосновывается тем, что в верховьях р. Томтор на гранитах Умальтинского массива залегают верхнетриасовые отложения, хотя существует мнение о принадлежности этих гранитов не харинскому, а тырмо-буреинскому комплексу (см. обсуждение в [10]). Еще большую путаницу в решение этого вопроса вносит то, что сходство по своим вещественным особенностям с рассматриваемыми гранитоидами имеют и ордовикские (509 ± 11 млн лет, U-Pb метод по цирконам, неопубликованные данные авторов) порфирированные микроклиновые граниты Буреинского террейна.

Таким образом, полученная оценка возраста позволяет заключить, что, по крайней мере, один из этапов раннемезозойского гранитоидного магматизма Буреинского террейна приходится на раннюю юру. Отнесение же исследованных гранитоидов к тому или иному комплексу в настоящее время представляется авторам проблематичным.

Полученный результат позволяет в первом приближении провести корреляцию раннемезозойского гранитоидного магматизма региона. Для лейкогранитов Большекурбинского и Индукачинского массивов северного фланга Буреинского террейна, относимых к харинскому комплексу, получены оценки возраста 212 ± 5 млн лет и 201 ± 6 млн лет (U-Pb метод по цирконам), соответственно, [1], что в стратиграфической шкале отвечает позднему триасу. С другой стороны, для биотитовых микроклиновых гранитов Усть-Дугдинского массива и лейкократовых гранитов Шимановского массива, условно относимых к позднему палеозою, получены датировки 208 ± 6 млн лет и 190 ± 1 млн лет (U-Pb метод по цирконам), соответственно, [14, 15]. Таким образом, достаточно близкие возрасты установлены для гранитоидов, которые традиционно относились к разным интрузивным комплексам. В этой связи авторы не исключают, что гра-

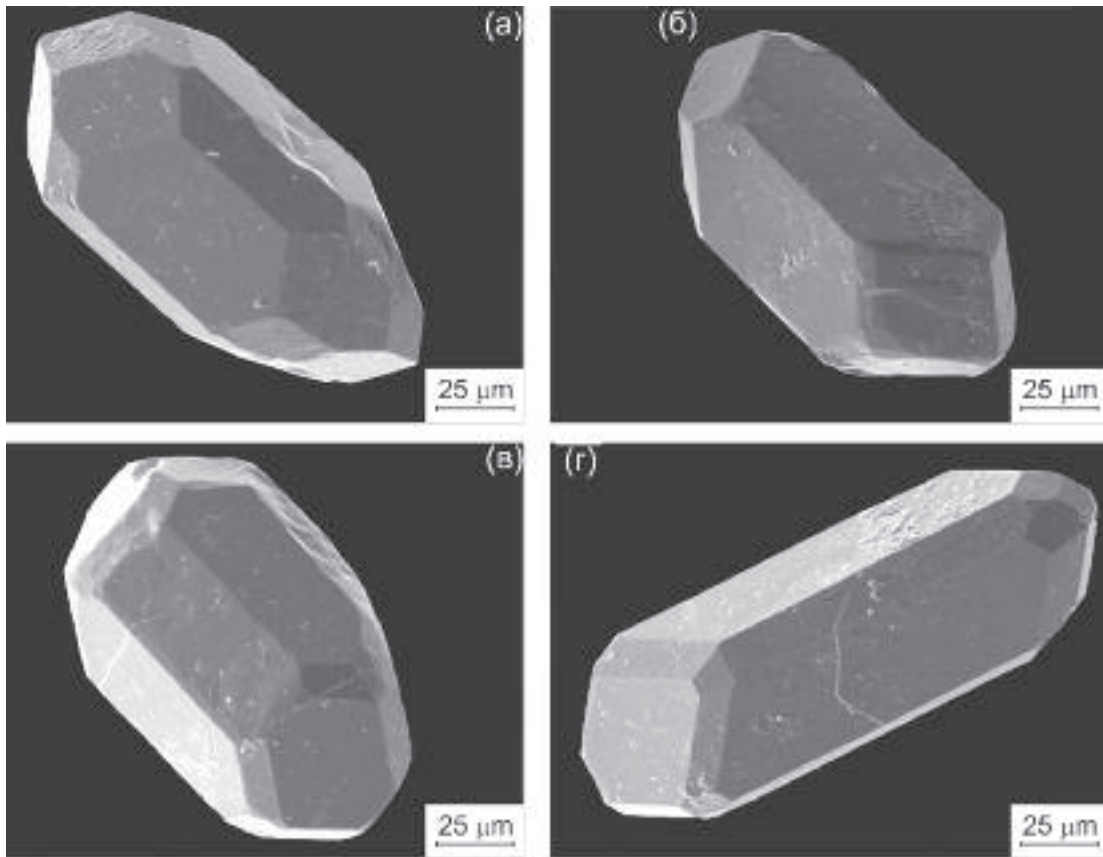


Рис. 7. Микрофотографии циркона из микроклиновых биотитовых гранитов (обр. С-951).

Выполнены на сканирующем электронном микроскопе LEO 1420 (ИГиП ДВО РАН, оператор к.ф.-м.н. В.И. Палажченко), ускоряющее напряжение 15 кВ.

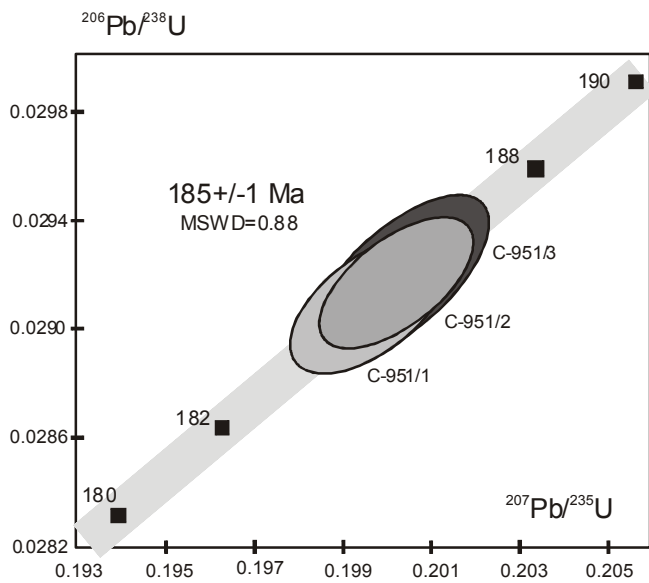


Рис. 8. Диаграмма с конкордией для цирконов из микроклиновых биотитовых гранитов (обр. С-951). Номера фракций соответствуют номерам в табл. 2.

ниитоиды и тырмо-буреинского, и харинского комплексов имеют раннемезозойский возраст, однако это требует дополнительной проверки.

Далее обратимся к проблеме корреляции раннемезозойского магматизма Восточной и Центральной Азии. В целом, оценки возраста, полученные с помощью современных методов исследования, позволяют в первом приближении определить возрастной интервал проявления раннемезозойского магматизма Буреинского и Мамынского террейнов, являющихся южным обрамлением восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса, как 212–185 млн лет. В этой связи нельзя не отметить, что раннемезозойский, преимущественно гранитоидный магматизм в обрамлении западного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса проявился в близком возрастном интервале 226–189 млн лет [6, 7]. Тот же диапазон возрастов гранитоидного магматизма отмечается для центральной и южной части Буреинско-Цзямусинского супертеррейна, граничащей с Солонкерской зоной – 213–183 млн лет [19–21]. Близкий возраст

(224–219 млн лет) имеют и высокотемпературные метаморфические образования, связанные с образованием северной сутурной границы Солонкерской зоны [8].

Таким образом, раннемезозойский, преимущественно гранитоидный магматизм, охватил весь ансамбль тектонических блоков, зажатых между окраинами Северо-Азиатского и Сино-Корейского кратонов (рис. 1), при этом геодинамическая обстановка его формирования различными исследователями трактуется по-разному. В районе западного выклинивания складчатых структур Монголо-Охотского складчатого пояса ареал раннемезозойского магматизма связывается с замыканием океанического бассейна и формированием на его месте орогенного пояса [6, 7, 16]. Аналогичный вариант интерпретации предлагается для тождественных по возрасту гранитоидов Солонкерской зоны [17]. Происхождение раннемезозойских гранитоидов Буреинско-Цзямусинского супертеррейна связывается с амальгамацией террейнов в единый микроконтинент Амурия [4], они рассматривались в качестве магматической дуги активной континентальной окраины [12, 13] или же в ключе посторогенических процессов [19–21]. В то же время, практически единый возрастной диапазон раннемезозойских гранитоидов Центральной и Восточной Азии позволяет предполагать, что их происхождение может быть обусловлено каким-то общим геологическим событием.

На основе палеомагнитных и геологических данных предполагается, что соединение тектонических блоков (террейнов) южного обрамления Монголо-Охотского пояса в единый Амурский супертерреин имело место в конце палеозоя [4, 12, 20, 21]. К раннему триасу относится также закрытие Солонкерского океана [12, 13]. Поэтому к концу триаса между Северо-Азиатским и Сино-Корейским кратонами остался лишь залив, сохранившийся на месте Монголо-Охотского океана, при этом полное смыкание континентальных окраин последнего произошло не позднее средней юры [12, 13]. В контексте перечисленных событий представляется, что одной из наиболее вероятных геодинамических обстановок, которые могли бы инициировать внедрение многочисленных раннемезозойских гранитоидов, является обстановка коллизии Северо-Азиатского и Сино-Корейского кратонов и расположенного между ними Амурского супертеррейна. Подобный тектонический сценарий формирования раннемезозойских гранитоидов предлагается и для южного фланга супертеррейна [20, 21]. Геохимические особенности исследованных гранитов (рис. 3–6, 9, табл. 1) не противоречат такой ин-

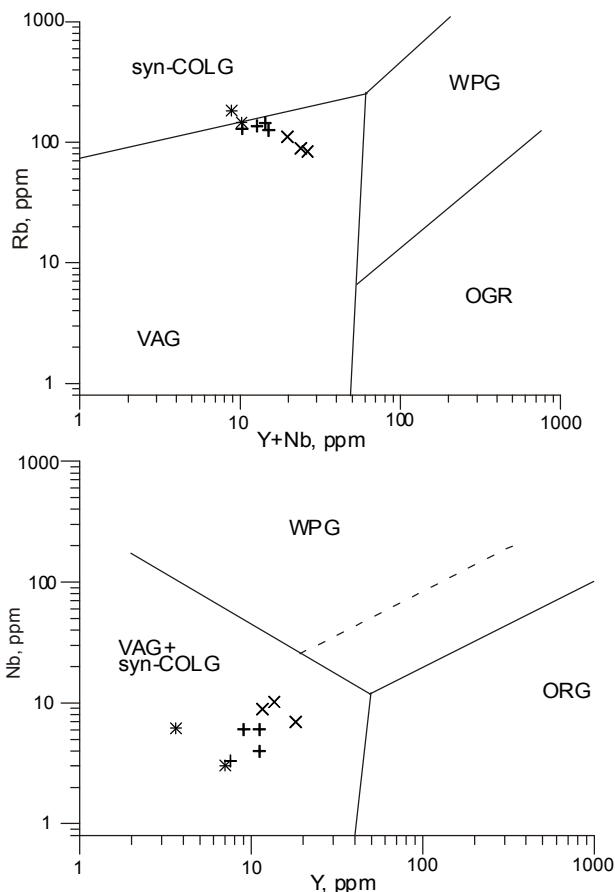


Рис. 9. Диаграммы Nb–Y и Rb–(Y+Nb) [27] для исследованных гранитоидов южной части Буреинского террейна.

Условные обозначения см. на рис. 3.

терпретации. В частности, на диаграмме Nb – Y фигуративные точки их составов расположены в совмещенном поле синколлизонных гранитов и гранитов вулканических дуг, а на диаграмме Rb – (Y+Nb) – вдоль условной линии раздела гранитов этих геодинамических обстановок (рис. 9).

С другой стороны, нельзя не указать на такие факты, как различие в палеомагнитных направлениях для Северо-Китайского кратона, Внутренней Монголии, Сибирского кратона [32], а также отсутствие возрастной корреляции магматизма в пределах северного и южного обрамлений восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса вплоть до раннемелового времени [9]. Эти данные могут свидетельствовать в пользу того, что указанные тектонические единицы в палеозое и раннем-среднем мезозое не были жестко сочленены друг с другом. В таком случае нельзя исключать и субдукционной природы раннемезозойских гранитоидов

ВЫВОДЫ

1. Для одного из массивов порфировидных микроклиновых биотитовых гранитов южной части Буреинского (Туранского) террейна установлен возраст 185 ± 1 млн лет. Полученная оценка возраста позволяет заключить, что, по крайней мере, один из этапов раннемезозойского гранитоидного магматизма Буреинского террейна приходится на раннюю юру. Отнесение же исследованных гранитоидов к тому или иному комплексу в настоящее время представляется авторам проблематичным.

2. Близкие значения возраста установлены для гранитоидов, которые традиционно относились к разным интрузивным комплексам. Это обстоятельство указывает на то, что площадь распространения раннемезозойского магматизма в пределах Мамынского и Буреинского террейнов существенно шире, нежели считалось ранее.

3. Предполагается, что одной из наиболее вероятных геодинамических обстановок формирования исследованных гранитоидов является обстановка коллизии Северо-Азиатского, Сино-Корейского кратонов и расположенного между ними Амурского супертеррейна, однако нельзя исключить и субдукционную их природу.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают признательность А.А. Зеневичу, Е.В. Ушаковой за выполнение аналитических исследований рентгено-флуоресцентным методом, к.ф.-м.н. В.И. Палажченко за съемку зерен циркона на сканирующем электронном микроскопе. Особую благодарность выражаем В.В. Ярмолюку за критический анализ рукописи и В.Г. Гоневчуку за дискуссию и полезные замечания.

Исследования выполнены при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты № 05-05-64242, 07-05-00147, 07-05-10038), Президиума ДВО РАН (гранты № 06-I-ОНЗ-115, 06-III -А-08-340).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агафоненко С.Г., Серезников А.Н., Яшнов А.Л. Государственная геологическая карта Российской Федерации (Издание второе). Тугурская серия. Лист N-52-XXX. СПб.: Изд-во карт. фабрики ВСЕГЕИ, 2002.
2. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. 1:2500000: Объясн. зап. СПб., Благовещенск-Харбин, 1999. 135 с.
3. Геология зоны БАМ. Л.: Недра, 1988. Т. 1. 443 с.
4. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1. М.: Недра, 1990. 328 с.

5. Зубков В.Ф., Васькин А.Ф. Геологическая карта региона БАМ. Л.: ВСЕГЕИ, 1984.
6. Коваленко В.И., Ярмолук В.В., Сальникова Е.Б. и др. Источники магматических пород и происхождение раннемезозойского тектономагматического ареала Монголо-Забайкальской магматической области: 1. Геологическая характеристика и изотопная геохронология // Петрология. 2003. Т. 11, № 2. С. 164–178.
7. Коваленко В.И., Ярмолук В.В., Сальникова Е.Б. и др. Источники магматических пород и происхождение раннемезозойского тектономагматического ареала Монголо-Забайкальской магматической области: 2. Петрология и геохимия // Петрология. 2003. Т. 11, № 3. С. 227–254.
8. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Диденко А.Н. и др. Возраст и геодинамическая обстановка формирования высокотемпературных метаморфических комплексов Южно-Монгольского пояса // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 4. С. 519–524.
9. Ларин А.М., Сорокин А.А., Котов А.Б. и др. Корреляция возрастных рубежей мезозойского магматизма северного и южного обрамлений восточного фланга Монголо-Охотского складчатого пояса // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания. Иркутск, 2005. Т. 2. С. 19–22.
10. Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. Объяснительная записка к схеме корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. Хабаровск, 1990. 215 с.
11. Осипова Н.К. Государственная геологическая карта СССР. Серия Хингано-Буреинская. Лист М-52-ХVII. Л.: ВСЕГЕИ, 1976.
12. Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртоого О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 5. С. 24–43.
13. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
14. Сорокин А.А., Ярмолук В.В., Котов А.Б. и др. Геохронология триасово – юрских гранитоидов южного обрамления Монголо-Охотского складчатого пояса и проблема раннемезозойского гранитообразования Центральной и Восточной Азии // Докл. РАН. 2004. Т. 399, № 2. С. 227–231.
15. Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., Ли Цзиньни. U-Pb геохронология гранитоидов октябрьского комплекса Мамынского террейна (Приамурье) // Тихоокеан. геология. 2004. № 5. С. 54–67.
16. Ярмолук В.В., Коваленко В.И., Е.Б. Сальникова и др. Тектоно-магматическая зональность, источники магматических пород и геодинамика раннемезозойской Монголо-Забайкальской области // Геотектоника. 2002. № 4. С. 42–63.
17. Bin Chen, Bor-ming Jahn, S. Wilde, Bei Xu. Two contrasting Paleozoic magmatic belts in northern Inner Mongolia, China: petrogenesis and tectonic implications // Tectonophysics. 2000. V. 328. P. 157–182.
18. Chappell B.W., White A.J.R. Two contrasting granite types // Pacific Geology. 1984. N 8. P. 173–174.
19. Fu-yuan Wu, B-M Jahn, S. Wilde, De-you Sun. Phanerozoic crustal growth: U-Pb and Sr-Nd isotopic evidence from the

- granites in northeastern China // *Tectonophysics*. 2000. V. 328. P. 89–113.
20. Fu-yuan Wu, De-you Sun, Huimin Li, B-M Jahn, S. Wilde. A-type granites in Northeastern China: age and geochemical constraints on their petrogenesis // *Chemical Geology*. 2002. V. 187. P. 143–173.
21. Fu-yuan Wu, B-M Jahn, S. Wilde, Chin-Hua Lo et al. Highly fractionated I-type granites in NE China (I): geochronology and petrogenesis // *Lithos*. 2003. V. 66. P. 241–273.
22. Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1973. V. 37. P. 485–494.
23. Ludwig K.R. ISOPLOT for MS-DOS, version 2.50 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88–557. 1991. 64 p.
24. Ludwig K.R. PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88–542. 1991. 35 p.
25. Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // *Geological Society of America Bulletin*. 1989. V. 101. P. 635–643.
26. McDonough, Sun S-s. The composition of the Earth // *Chemical Geology*. 1995. V. 120. Is. 3–4. P. 223–253.
27. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination of granitic rocks // *Journal of Petrology*. 1984. V. 25. N. 4. P. 956–983.
28. Stacey J.S., Kramers I.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth and Planet Science Letters*. 1975. V. 26. N. 2. P. 207–221.
29. Steiger R.H., Jager E. Subcommittee of Geochronology: conversion of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth and Planet Science Letters*. 1976. V. 36. N. 2. P. 359–362.
30. Taylor S. R., McLennan S.M. The continental crust: Its composition and evolution. Blackwell Scientific Publ., 1985. 312 p.
31. Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1987. V. 5. P. 407–419.
32. Zhao XiXi, Coe Robert S., Zhou Yaoxiu et al. New paleomagnetic results from Northern China: collision and suturing with Siberia and Kazakhstan // *Tectonophysics*. 1990. V. 181. N. 1–4. P. 43–81.

Рекомендована к печати В.Г. Гоневчуком

A.A. Sorokin, N.M. Kudryashov, A.B. Kotov

The age and geochemical peculiarities of the Early Mesozoic granitoids of the southern part of the Bureya terrane (Far East)

An age of 185 ± 1 Ma was established for one of the porphyry-like microcline biotitic granites of the southern part of the Bureya (Turan) terrane. These granites are characterized by a total value of $K_2O + Na_2O > 8\%$, the predominance of K_2O over Na_2O , and a moderate differential character of distribution of REE ($(La/Yb)_n = 14.7–28.5$). The geochronological data allow the conclusion that at least one of the Early Mesozoic episodes of granitoid magmatism in the Bureya terrane occurred in the Early Jurassic. It is suggested that one of the most probable geodynamic settings of the formation of Early Mesozoic granitoids is the collision between the North Asian, Sino-Korean cratons and the Amur superterrane which is located between the above cratons. However, one cannot rule out the subduction origin of the referred granitoids.

Key words: granites, geochronology, geodynamics, Bureya terrane, Far East.