

**U-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЯ ГРАНИТОИДОВ ОКТЯБРЬСКОГО КОМПЛЕКСА
МАМЫНСКОГО ТЕРРЕЙНА (ПРИАМУРЬЕ)****А.А. Сорокин*, Н.М. Кудряшов**, Ли Цзиньби*******Отделение региональной геологии и гидрогеологии АмурНЦ ДВО РАН, г. Благовещенск****Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты*****Институт геологии Академии геологических наук, г. Пекин, КНР*

В статье приведены результаты изотопно-геохронологических (U-Pb метод по цирконам) и геохимических исследований гранитоидов ряда массивов Мамынского террейна, традиционно относимых к условно раннепалеозойскому октябрьскому комплексу. Согласно полученным данным, массивы являются разновозрастными, что свидетельствует о существенно меньшей площади распространности раннепалеозойского магматизма в структуре Мамынского террейна по сравнению с традиционными представлениями. Для оценки возраста гранитов октябрьского комплекса рекомендуется значение 495±2.5 млн лет, полученное для Гарь-Ултучинского массива. Проанализированные породы трех других массивов (Шимановского, Усть-Селемджинского и Усть-Дугдинского) имеют более молодой возраст, при этом, полученные для них аналитические результаты не позволяют допустить омоложение пород в результате наложенных термальных событий. Таким образом, получено фактическое подтверждение трех эпох гранитоидного магматизма: раннеордовикского, средне-позднедевонского и раннемезозойского (рубеж позднего триаса–ранней юры). Изотопные датировки Гарь-Ултучинского (495±2.5 млн лет), Шимановского (189.5±1.2 млн лет) и Усть-Дугдинского (208±6 млн лет) массивов позволяют существенно уточнить возраст традиционно выделяемых этапов, тогда как гранитоиды средне-позднедевонского (376±7.5 млн лет) возрастного уровня в строении Мамынского террейна ранее не выделялись.

Ключевые слова: изотопная геохронология, геохимия, гранитоиды, Мамынский террейн, Приамурье.

ВВЕДЕНИЕ

Мамынский террейн вместе с Керулено-Аргунским и Буреинским [9, 22] входит в состав эпипалеозойского Амурского супертеррейна [9, 22] или микроконтинента Амурия [3], который образует современную структуру южного обрамления Монголо-Охотского складчатого пояса. Границы между указанными террейнами нечеткие, поскольку перекрыты раннемезозойскими отложениями Зея-Депского палеобассейна и мощным чехлом кайнозойских осадков Зея-Буреинской впадины (рис. 1).

По существующим представлениям, в архейском (?) основании Мамынского террейна выделяются два подразделения. Нижнеархейские (?) образования представлены высокоглиноземистыми биотит-гранатовыми, кордиерит-силлиманитовыми гнейсами и гранулитами мамынской толщи [10], среди которых присутствуют амфиболиты и кристаллические слан-

цы основного состава, мелкие тела доскладчатых метагабброидов. В этот комплекс включаются также раннеархейские(?) анатектические гнейсограниты древнемамынского комплекса [8]. Следующий структурный этаж представлен верхнеархейской(?) толщей амфиболитов, биотитовых, биотит-роговообманковых гнейсов и гнейсовидными кварцевыми диоритами, гнейсогранитами с признаками ультраметагенного происхождения [8, 10]. К верхнему протерозою условно относятся неклинская, дагмарская, чагоянская терригенно-карбонатные толщи с весомой ролью вулканитов (риолитов, дацитов) и щелочные граниты косматинского комплекса [8, 10]. Нижнепалеозойские образования представлены нижнекембрийскими известковистыми отложениями косматинской толщи с археоциатами и условно ордовикской октябрьской толщей риолитов, дацитов, их туфов, лавобрекчий и игнимбритов [8, 10].

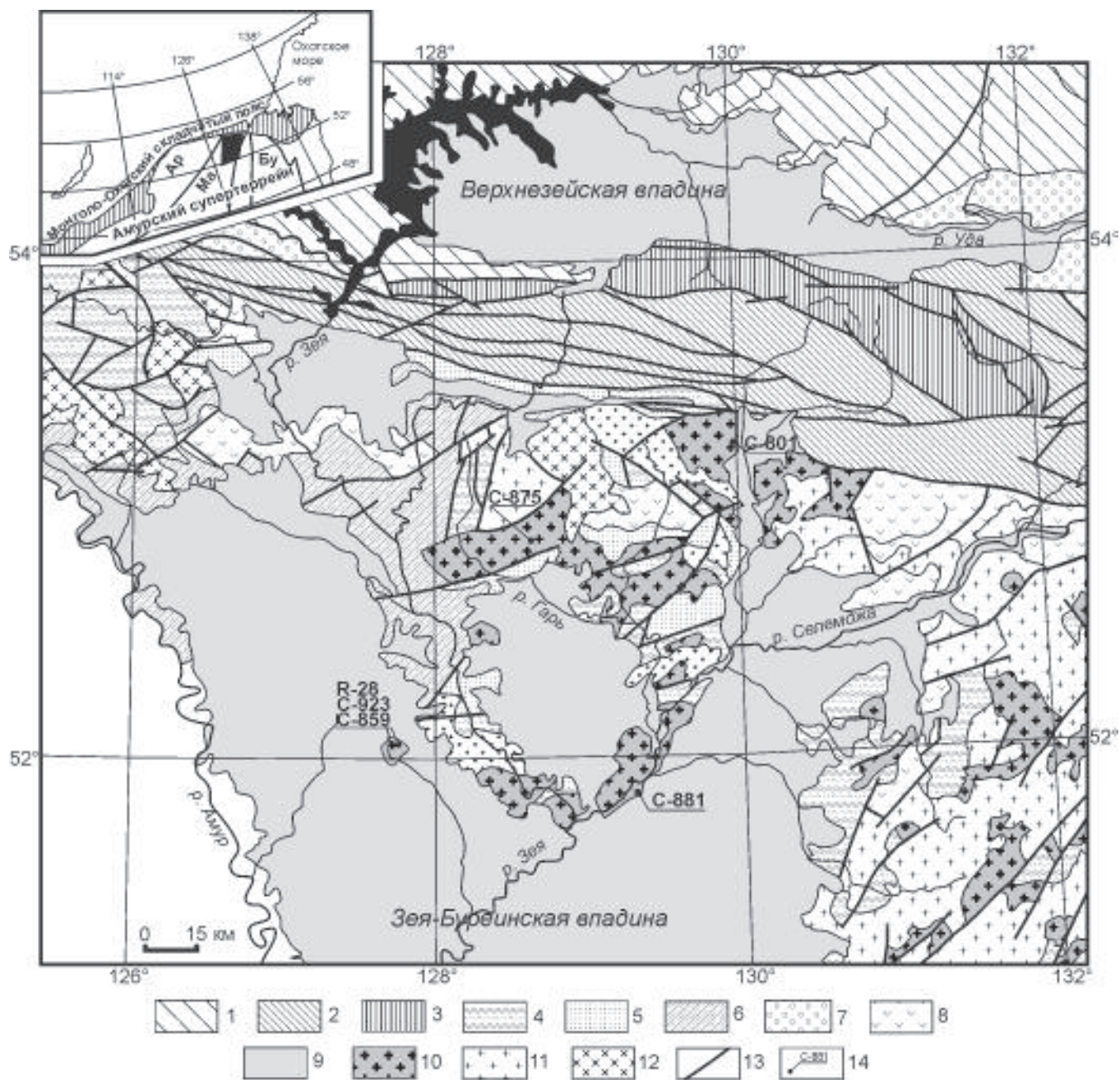


Рис. 1. Геологическая схема расположения раннепалеозойских гранитов. Составлена по материалам [1] с упрощениями авторов.

1 – докембрийские метаморфические и магматические образования южной окраины Северо-Азиатского кратона; 2–3 палеоокеанические комплексы Монголо-Охотского складчатого пояса среднего–верхнего палеозоя (2) и нижнего мезозоя (3); 4–5 – геологические образования Аргунского, Мамынского и Буреинского (Туранского) террейнов: 4 – докембрийские (?) метаморфические и магматические комплексы, 5 – среднепалеозойские терригенно-карбонатные отложения Гага-Сагайского прогиба, 6–8 – перекрывающие комплексы: 6 – нижнемезозойские флишеидные отложения Зeya-Депского прогиба, 7 – верхнеюрские–нижнемеловые грубообломочные отложения, 8 – ниже- и верхнемеловые вулканиты, 9 – кайнозойские рыхлые отложения; 10–12 – интрузивные комплексы условно раннепалеозойского (10), раннемезозойского (11), мелового (12) возраста; 13 – разломы; 14 – места обора и номера образцов для изотопно-геохронологических исследований.

На врезке (по [9]) затенен район исследований. Террейны Амурского супертеррейна: Ар – Аргунский, Ма – Мамынский, Бу – Буреинский.

Многочисленные плутоны гранитоидов многофазового октябрьского комплекса, в составе которого преобладают крупнозернистые лейкограниты и субщелочные лейкограниты, условно отнесены к раннему палеозою [8].

Значительный объем террейна сложен среднепалеозойскими терригенными (мамынская свита) и терригенно-карбонатными образованиями; существенно менее распространены верхнепермские терригенные алевролито-песчаников отложения (адамхинская свита) и поля трахириолитов, трахибазальтов, трахиандезитов (манегрская толща) [8, 10]. В его строении весомую роль играют также позднепалеозойские и раннемезозойские гранитоидные комплексы, как правило, не имеющие собственных названий, но параллелизуемые с, соответственно, тырмо-бурейским и харинским комплексами Бурейского (Туранского) террейна [1, 2, 8]. Мезозойские образования представлены триасово-юрскими отложениями Зей-Депского палеобассейна и раннемеловыми интрузивными и вулканическими ассоциациями Умлекано-Огоджинского вулканоплутонического пояса.

Из приведенного материала следует, что возрастное положение абсолютного большинства выделяемых интрузивных комплексов определено с большой долей условности. Это обстоятельство является серьезным препятствием как для реконструкции истории формирования террейна, так и корреляции геологических комплексов Мамынского террейна и граничных с ним структур.

Объектом данного исследования является октябрьский интрузивный комплекс, слагающий, как принято считать, значительную часть Мамынского террейна (рис.1). В его рамках, как правило, объединяются интрузии, прорывающие октябрьский вулканический комплекс условно ордовикского возраста и перекрывающиеся нижнесилурийской мамынской свитой [2, 8]. В составе комплекса обычно выделяется четыре фазы: 1-я фаза – габбро, габбродиориты, диориты; 2-я фаза – кварцевые диориты; 3-я фаза – граниты, лейкограниты, гранодиориты, субщелочные лейкограниты; 4-я фаза – лейкограниты, субщелочные лейкограниты, граниты, субщелочные граниты. Наиболее широко развиты крупнозернистые гранитоиды третьей и четвертой фаз [8]. С целью установления возраста и основных геохимических особенностей нами были исследованы выходы гранитоидов на левобережье р. Селемджи в нижнем ее течении (Усть-Селемджинский массив), в нижнем течении р. Уллучи – левого притока р. Гарь (Гарь-Уллучинский массив), в приустьевой части р. Дугда (Усть-Дугдинский массив) в верховьях р. Бол. Пера вблизи г. Ши-

мановск (Шимановский массив) (рис.1). Усть-Селемджинский и Шимановский массивы представлены в эрозионных окнах среди кайнозойских отложений Амуро-Зейской впадины, в связи с чем, их можно рассматривать как выходы фундамента впадины, а контуры самих массивов только предполагать по геофизическим данным. В этой связи не исключено, что Шимановский выход является фрагментом крупного Тротовского плутона [7]. Комплекс работ включал исследование геохимических особенностей гранитоидов и U-Pb изотопное датирование по цирконам.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Исследования химического состава пород проводилось с использованием методов РФА (основные петрогенные компоненты, Sr, Zr, Nb) в Институте геохимии СО РАН (г. Иркутск) А.Л. Финкельштейном и ICP-MS (Ga, Ge, Rb, Cs, Sr, Ba, Pb, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Y, Th, U, Zr, Hf, Nb, Ta, Sc) в ИМГРЭ (г.Москва) Д.З. Журавлевым. Для рентгено-флуоресцентного анализа выполнялась гомогенизация порошковой пробы сплавлением с боратным флюсом – метаборатом лития – в высокочастотной печи при температуре 1050–1100°C. Измерения проводились на рентгеновском спектрометре СРМ-25. Величины интенсивности аналитических линий корректировались на фон, эффекты поглощения и вторичной флуоресценции. Для анализа по технологии ICP-MS вскрытие образцов осуществлялось по методике кислотного разложения в микроволновой печи MULTIWAVE. Измерения проводились на приборе Elan 6100 DRC в стандартном режиме. Калибровка чувствительности прибора по всей шкале масс осуществлялась с помощью стандартных растворов, включающих все анализируемые в пробах элементы. Точность анализа составляла 3–10 отн.%.

Изотопное U-Pb датирование выполнено как по стандартной процедуре в Геологическом институте Кольского НЦ РАН (г. Апатиты), так и по технологии SHRIMP в Институте геологии Академии геологических наук (г. Пекин). Выделение акцессорных цирконов в обоих случаях проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей, а их химическое разложение и выделение U и Pb – по методике Т.Е. Кроу [14].

В ГИ КНЦ РАН U-Pb геохронологические исследования (обр. С-801, С-875, С-881) выполнены на масс-спектрометре МИ-1201-Т. 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 [17] и ISOPLOT [16].

В Институте геологии Академии геологических наук (г. Пекин) геохронологические исследования (обр. R-2-2) выполнены с использованием вторично-ионного микрозонда SHRIMP II. При анализе использовались стандартные методические процедуры [19, 27, 28]. Обработка полученных данных проводилась с использованием программного пакета Squid 1.02 [18].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Петрографический состав пород

Образец, характеризующий Гарь-Ултучинский массив (обр. С-875), представлен биотитовым гранитом. В минеральном составе – олигоклаз (35–45%) незначительно преобладает над микроклином (35%), кварцем (20%); содержание биотита не превышает 10%. Зерна микроклина шириной до 3 мм более ксеноморфны по отношению к широкотаблитчатым кристаллам плагиоклаза такого же размера. Биотит представлен чешуйками, часто образующими скопления. Структура пород гипидиоморфнозернистая.

Граниты Усть-Селемджинского массива (обр. С-881) представлены интенсивно катаклазированными, бластомилонитизированными двуполевошпатовыми лейкогранитами. В минеральном составе калиево-натриевый полевой шпат (35–40%), преобладает над плагиоклазом (25%) и кварцем (30–35%), в небольших количествах (2–5%) отмечается биотит. Породообразующие минералы разбиты трещинами кактаклаза, изогнуты. Структура пород бластокластическая, кластокристаллическая.

Граниты Усть-Дугдинского массива (обр. С-801) представлены катаклазированными биотитовыми разновидностями. Они сложены плагиоклазом и калиево-натриевым полевым шпатом в количествах 30–35% при незначительном преобладании плагиоклаза, кварцем (30%) и биотитом (5%). Плагиоклаз присутствует в виде крупных удлиненных призматических кристаллов размером до 4 мм с идиоморфным обликом и полисинтетическим строением; по составу отвечает олигоклазу. Калиево-натриевый полевой шпат представлен таблитчатыми зернами размером до 1.5–2 мм с пертитовыми вростками плагиоклаза. Биотит образует мелкочешуйчатый агрегат или присутствует в виде мелких чешуек на контакте полевых шпатов, кварца. Структура пород бластокластическая.

Преобладающими в составе Шимановского массива (обр. С-859, С-923, R-28) являются лейкократовые биотитовые крупно-среднезернистые раз-

новидности. Они сложены плагиоклазом (35–40%), микроклином (30–35%), кварцем (25–30%) с некоторым количеством биотита (3–5%). Плагиоклаз присутствует в виде крупных удлиненных призматических, иногда зональных кристаллов размером до 3 мм. Микроклин образует таблитчатые кристаллы шириной до 4 мм, часто с пертитовыми вростками плагиоклаза. Биотит встречается в виде чешуек разме-

Таблица 1. Химический состав гранитоидов Гарь-Ултучинского, Усть-Селемджинского, Усть-Дугдинского, Шимановского массивов.

	С-875	С-881	С-801	С-859	С-923
SiO ₂	71.59	75.12	72.26	76.30	75.09
TiO ₂	0.34	0.23	0.25	0.16	0.18
Al ₂ O ₃	13.97	12.37	13.72	12.45	12.91
Fe ₂ O ₃ *	3.37	2.75	3.14	1.66	2.28
MnO	0.06	0.04	0.06	0.07	0.10
MgO	0.77	0.14	0.56	0.30	0.38
CaO	2.41	0.53	1.72	1.10	1.13
Na ₂ O	4.21	3.68	3.48	3.91	3.74
K ₂ O	2.74	4.90	3.95	3.72	3.97
P ₂ O ₅	0.08	0.03	0.06	0.04	0.05
ppp	0.30	0.05	0.77	0.20	0.08
сумма	99.84	99.84	99.97	99.21	99.91
Ba	820	274	507	684	619
Rb	70	112	120	95	110
Sr	263	45	138	95	95
Li	30.3	5.7	42.0	34.4	24.8
Cs	1.4	0.7	3.1	1.8	1.9
Ga	17.4	21.0	19.1	13.8	14.4
La	33.25	47.16	36.81	33.40	28.45
Ce	92.74	104.41	81.82	55.07	63.75
Pr	6.08	14.21	7.13	6.52	6.32
Nd	20.54	56.23	23.89	24.72	21.29
Sm	3.52	14.00	3.99	4.89	4.49
Eu	0.58	1.07	0.70	0.58	0.49
Gd	2.85	14.03	3.70	5.80	4.05
Tb	0.46	2.75	0.53	0.98	0.72
Dy	2.71	15.69	2.87	6.28	4.50
Ho	0.55	3.28	0.58	1.35	1.00
Er	1.50	8.41	1.74	3.90	2.92
Tm	0.23	1.27	0.26	0.60	0.50
Yb	1.42	6.94	1.71	4.06	3.47
Lu	0.22	0.92	0.27	0.62	0.55
Y	16.8	76.9	18.0	36.7	29.4
Zr	152	400	192	105	117
Ta	0.57	0.77	0.70	0.89	1.01
Nb	12.4	12.7	8.6	11.4	12.4
Hf	4.6	3.9	3.2	3.1	3.0
Th	8.58	6.97	19.20	9.27	12.78
U	1.08	1.37	1.99	2.89	1.97
Sc	4.8	2.0	8.8	3.2	3.7
V	37	1.8	16.3	22	9.8

Примечание. Оксиды даны в мас.%, элементы – в ppm. С-875 – гранит Гарь-Ултучинского массива, С-881 – субщелочной лейкогранит Усть-Селемджинского массива, С-801 – гранит Усть-Дугдинского массива, С-859 и С-923 – лейкограниты Шимановского массива.

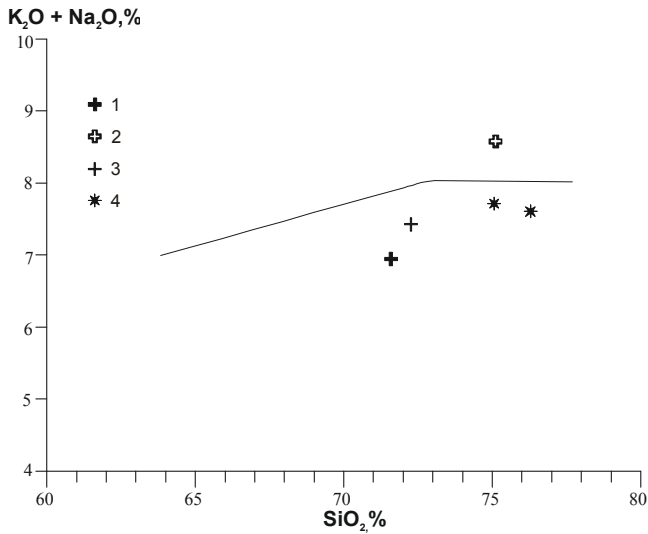


Рис. 2. Диаграмма $K_2O+Na_2O - SiO_2$ для гранитоидов Гарь-Ултучинского (1), Усть-Селемджинского (2), Усть-Дугдинского (3) и Шимановского (4) массивов.

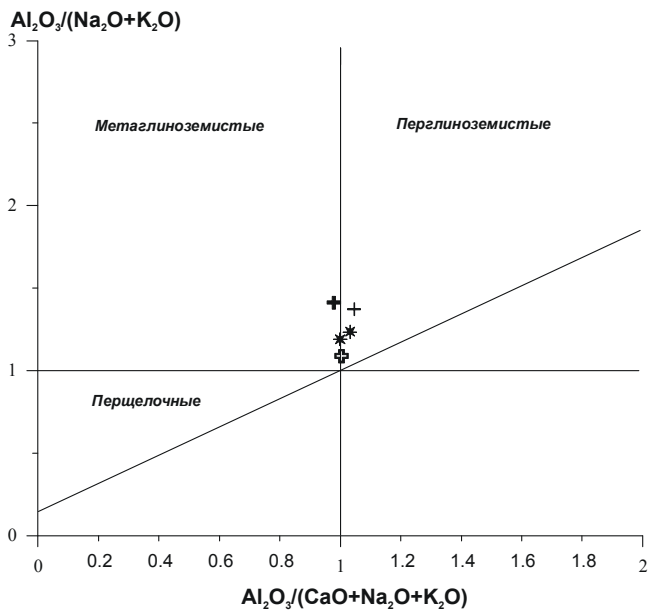


Рис. 3. Диаграмма $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O) - Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ [19] для гранитоидов Мамынского террейна.

Условные обозначения на рис. 2.

ром до 1–1.5 мм. Структура пород гипидиоморфно-зернистая.

Петрохимические и геохимические особенности. Гранитоиды, за исключением двуполевошпатовых гранитов Усть-Селемджинского массива, отвечают породам нормальной щелочности, и лишь последние являются субщелочными (табл.1, рис. 2). Все образцы характеризуются индексом ASI, близким к

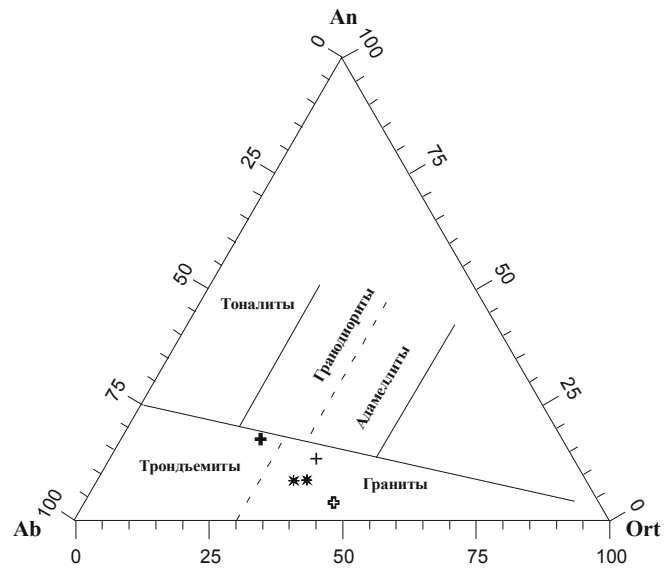


Рис. 4. Диаграмма Ab-An-Ort для гранитоидов Мамынского террейна.

Условные обозначения на рис. 2.

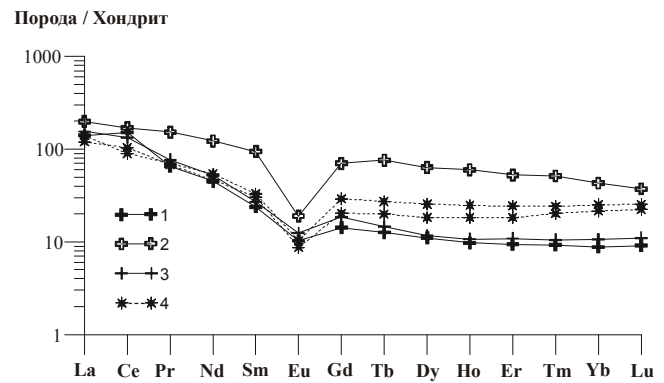


Рис. 5. Распределение редкоземельных элементов в гранитоидах Гарь-Ултучинского (1), Усть-Селемджинского (2), Усть-Дугдинского (3) и Шимановского (4) массивов.

Использован состав хондрита по [20].

1, а на диаграмме ANC–ACNK к полю перщелочных пород наиболее тяготеет состав того же Усть-Селемджинского массива (рис. 3). На классификационной диаграмме Ab–An–Ort точки составов рассматриваемых пород располагаются в поле гранитов, и лишь состав образца Гарь-Ултучинского смещен в сторону полей трондьемитов и гранодиоритов (рис. 4). В целом, петрохимические особенности гранитов Гарь-

Ултучинского, Шимановского, Усть-Дугдинского массивов достаточно близки между собой, и обособляется лишь состав гранита Усть-Селемджинского массива. Это выражается в более высокой общей щелочности ($K_2O+Na_2O=8.53\%$), низкими количествами CaO (0.53%), MgO (0.14%).

Графики распределения редкоземельных элементов в рассматриваемых гранитоидах имеют достаточно близкую форму, но значительно различаются по уровню содержаний REE, величине европиевой аномалии и степени дифференцированности спектра (рис. 5). Наиболее высокие содержания лантаноидов на уровне 100 хондритовых норм свойственны субщелочным лейкогранитам Усть-Селемджинского массива, при этом сам спектр слабо дифференцирован ($(La/Yb)_n = 4.62$) и имеет глубокую отрицательную европиевую аномалию ($(Eu/Eu^*)_n = 0.23$). При близкой кремнекислотности лейкограниты Шимановского массива характеризуются несколько более эволюционированным графиком распределения REE ($(La/Yb)_n = 5.56-5.59$) и менее выраженным европиевым минимумом ($(Eu/Eu^*)_n = 0.33-0.34$) (рис. 5). Наконец, наиболее быстрый спад нормированных содержаний от легких лантаноидов к тяжелым отмечается для гранитов Гарь-Ултучинского массива ($(La/Yb)_n = 15.9$), при этом на графиках в значительной степени нивелируется европиевая аномалия ($(Eu/Eu^*)_n = 0.54$). Практически аналогичное распределение REE свойственно и гранитам Усть-Дугдинского массива ($(La/Yb)_n = 14.6$, $(Eu/Eu^*)_n = 0.54$).

В связи с тем, что образование гранитоидов в большинстве случаев связано с коровыми процессами, проанализируем геохимические особенности пород изучаемых массивов в сравнении с составом верхней континентальной коры (рис. 6). Несмотря на ряд общих тенденций в распределении в рассматри-

ваемых гранитоидах HFSE, LILE, REE, можно выделить некоторые различия в их составах. Так, лейкограниты Усть-Селемджинского массива характеризуются отчетливым дефицитом U, Th, Ba, Nb, Ta и Sr, причем отрицательная Sr-аномалия на спайдер-диаграмме самая глубокая по сравнению с графиками составов гранитоидов других массивов. Содержания в них лантаноидов как легких, так и тяжелых, а также Y в два – три раза выше, чем в верхнекоровом эталоне (рис. 6). Графики нормированных содержаний литофильных элементов в гранитоидах Шимановского и Усть-Дугдинского массивов комплементарны между собой и, в целом, отвечают составу верхней континентальной коры, за исключением умеренной деплетированности в отношении Nb, Ta и Sr. Достаточно своеобразен график распределения элементов в гранитах Гарь-Ултучинского массива (рис. 6). В этих породах не отмечается дефицита Sr, свойственного гранитоидам других массивов, при этом они отчетливо истощены в отношении Rb, U, Th, Nb, Ta.

Таким образом, составы пород всех рассматриваемых массивов трудно считать тождественными, хотя определенное сходство отмечается для гранитоидов Усть-Дугдинского и Шимановского массивов.

Результаты U-Pb геохронологических исследований приведены в таблицах 2 и 3, а так же на рисунках 7–12.

Цирконы, выделенные из биотитовых гранитов Гарь-Ултучинского массива (обр. С-875), представлены длиннопризматическими, хорошо ограниченными прозрачными кристаллами с розоватым оттенком, $K_{удл} = 2-5$ (рис. 7). Для изотопного датирования использовались четыре навески наиболее идиоморфных кристаллов, отобранных из классов: менее $100 \mu m$, $100-125 \mu m$, $125-150$, более $125 \mu m$ (табл. 2). Фигуративные точки изотопного состава цирконов из всех фракций образуют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 495 ± 2.5 млн лет, а нижнее – современным потерям свинца при СКВО = 1.5 (рис. 8).

В субщелочных двуполевошпатовых гранитах Усть-Селемджинского массива (обр. С-881) циркон представлен дипирамидально-призматическими прозрачными и полупрозрачными бесцветными и желтоватыми кристаллами, $K_{удл} = 2-3$. Ребра граней призмы $\{100\}$ и дипирамиды $\{101\}$ сглажены, поверхность граней часто трещиновата (рис. 9). Внутреннее строение однородное, зональность не наблюдается, присутствуют мелкие включения. Для изотопных исследований были использованы три навески различных фракций наиболее прозрачного и хорошо ограниченного циркона, отобранных из классов: менее

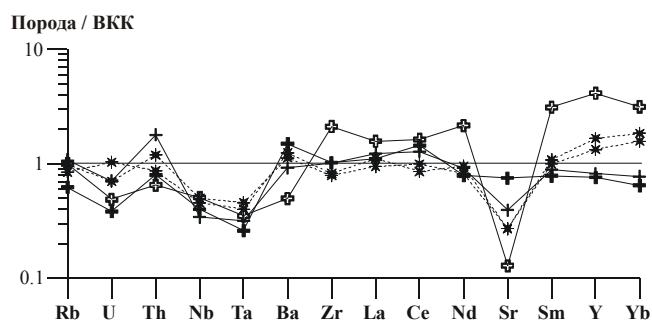


Рис. 6. Спайдер-диаграмма для гранитоидов Мамынского террейна. ВКК – верхняя континентальная кора, по [25].

Условные обозначения на рис. 5.

Таблица 2. Результаты U-Pb изотопных исследований цирконов Гарь-Ултучинского, Усть-Дугдинского и Усть-Селемджинского массивов Мамынского террейна.

№ обр./ № фрак- ции	Размер фракции, μm навеска, мг	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн лет		
		Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^*$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
Биотитовые микроклиновые граниты Гарь-Ултучинского массива												
C-875/1	+125, 1.3	61.4	730	1400	0.06720±5	0.1365±1	0.08006±24	0.6290±25	0.86	496.5±2.0	495.5±2.2	491±5
C-875/2	-125+150, 1.4	54.2	692	8170	0.05877±3	0.1129±1	0.07759±54	0.6110±49	0.98	481.7±3.4	484.2±3.9	496±3
C-875/3	-150+100, 6.4	56.9	735	5360	0.05959±2	0.1193±1	0.07617±30	0.5987±30	0.94	473.2±1.9	476.4±2.4	492±4
C-875/4	-100, 2.0	55.3	668	1255	0.06850±5	0.1438±1	0.07844±39	0.6176±37	0.90	486.8±2.4	488.3±2.9	496±6
Субщелочные двуполевошпатовые граниты Усть-Селемджинского массива												
C-881/1	+100, 1.5	61.1	783.2	211	0.1231±2	0.2682±5	0.05931±30	0.4427±44	0.59	371.4±1.9	372.2±3.7	377±20
C-881/2	-100+75, 1.4	48.7	797.5	1484	0.06393±6	0.1281±1	0.05877±29	0.4390±31	0.80	368.1±1.8	369.5±2.6	378±10
C-881/3	-75, 1.3	57.3	830.1	390	0.09132±5	0.1909±1	0.05952±12	0.4433±22	0.56	372.7±0.7	372.6±1.9	372±10
Биотитовые микроклиновые граниты Усть-Дугдинского массива												
C-801/1	+100, 7.2	43.3	1167	640	0.07296±6	0.1793±1	0.03343±10	0.2316±9	0.73	212.0±0.6	211.5±0.8	206.6±7
C-801/2	-75, 6.9	40.2	1162	1400	0.06061±7	0.1548±1	0.03264±7	0.2263±7	0.72	207.0±0.6	207.1±0.6	208.2±6
C-801/3	-100+75, 1.2	43.5	1215	1680	0.05888±5	0.1422±1	0.03425±10	0.2375±9	0.82	217.1±0.7	216.4±0.9	208.5±5

Примечание. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана [24]. 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-Крамерса [23].

Таблица 3. Результаты U-Pb-Th изотопных исследований цирконов по технологии SHRIMP из лейкогранитов Шимановского массива (обр. R-28).

Номер зерен	Содержание, мкг/г			Изотопные отношения					Возраст, млн лет	
	U	Th	$^{206}\text{Pb}^*$	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$
1	516	265	0.14	0.53	0.1665±6	9.413±47	0.4101±2	0.1102±9	2215.4±7.7	2113±17
2	93	77	6.40	0.85	-	-	0.0278±7	0.0062±1	176.8±4.2	126±26
3	662	302	1.40	0.47	0.0455±38	0.183±16	0.0291±3	0.0087±6	184.8±2.1	175±12
4	295	288	1.41	1.01	0.0435±43	0.177±17	0.0295±3	0.0089±4	187.6±1.8	179±7
5	338	168	0.83	0.51	0.0482±14	0.191±6	0.0288±2	0.0089±2	183.0±1.5	180±4
6	966	371	0.37	0.40	0.0486±14	0.202±6	0.0301±2	0.0091±3	191.3±1.5	184±6
7	830	395	0.62	0.49	0.0461±16	0.190±7	0.0298±2	0.0092±3	189.5±1.0	185±5
8	288	152	1.08	0.54	0.0420±16	0.180±7	0.0311±2	0.0084±2	197.3±1.6	168±5
9	871	360	0.47	0.43	0.0484±13	0.204±6	0.0305±2	0.0084±2	193.9±1.0	170±5
10	356	186	1.17	0.54	0.0447±21	0.186±9	0.0301±2	0.0088±3	191.4±1.4	177±7
11	163	137	1.58	0.87	0.0423±59	0.174±25	0.0299±4	0.0089±6	189.6±2.4	179±12

Примечание. * Радиогенная часть свинца. Изотопные отношения скорректированы по ^{204}Pb .

При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана [24]. Все ошибки приведены на уровне 1σ . Погрешности соответствуют последним значащим цифрам после запятой. Прочерк – изотопные отношения не рассчитаны ввиду аномально высокого содержания ^{206}Pb .

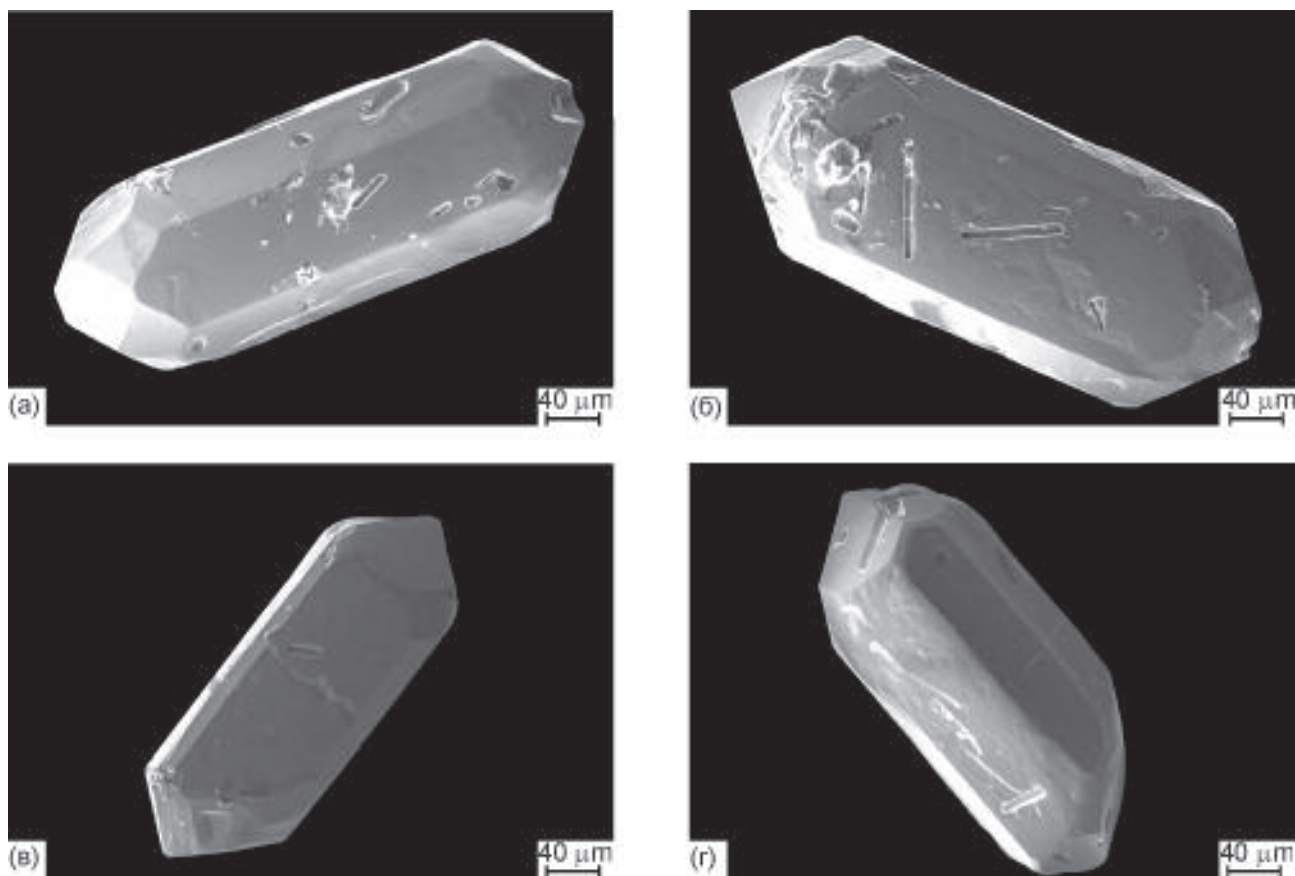


Рис. 7. Микрофотографии циркона из гранитов Гарь-Ултучинского массива (обр. С-875). Выполнены на сканирующем электронном микроскопе LEO 1420 (АмурКНИИ АмурНЦ ДВО РАН, оператор к.ф.-м.н В.И.Палажченко), ускоряющее напряжение 15 кВ.

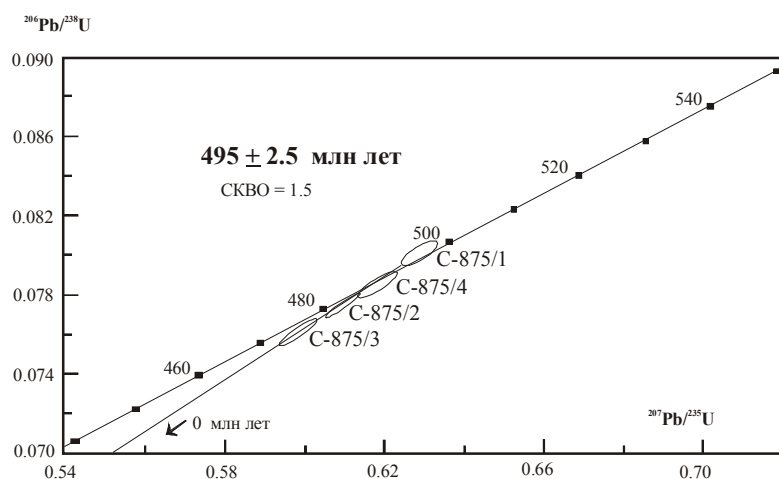


Рис. 8. Диаграмма с конкордией для цирконов из гранитов Гарь-Ултучинского массива (обр. С-875). Номера фракций соответствуют номерам в табл. 2.

75 μm , 75 –100 μm , более 100 μm (табл.2). Фигуративная точка наиболее мелкой фракции оказалась конкордантной, при этом, значение возраста составляет 372.7 ± 0.7 млн лет по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и 372 ± 10 млн лет по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (рис. 10, табл. 2). Дискордия, проведенная через все три точ-

ки изотопного состава циркона соответствует возрасту 376 ± 7.5 млн лет по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (СКВО=0.52), что тождественно возрасту, рассчитанному для конкордантной фракции по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

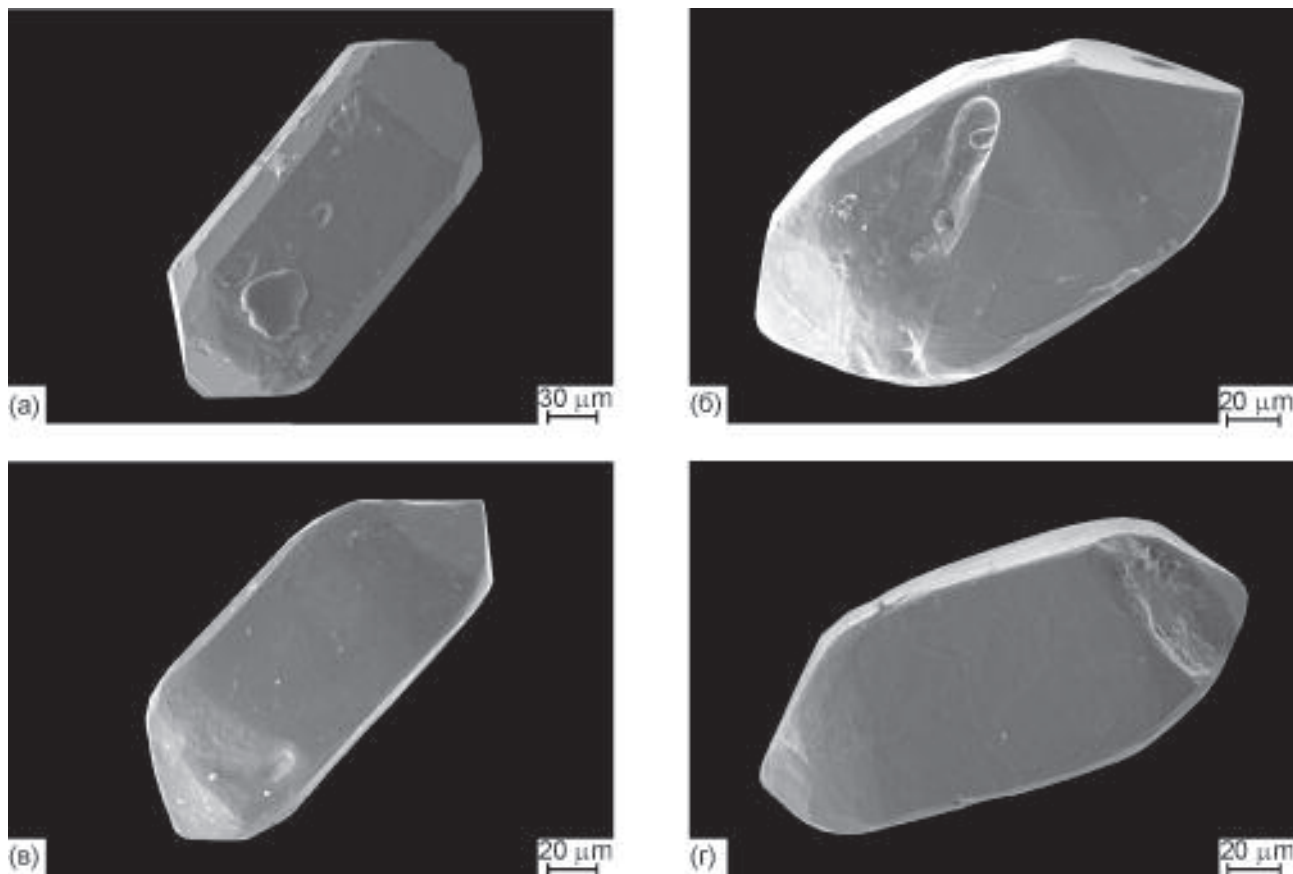


Рис. 9. Микрофотографии циркона из гранитов Усть-Селемджинского массива (обр. С-881). Параметры съемки как на рис. 7.

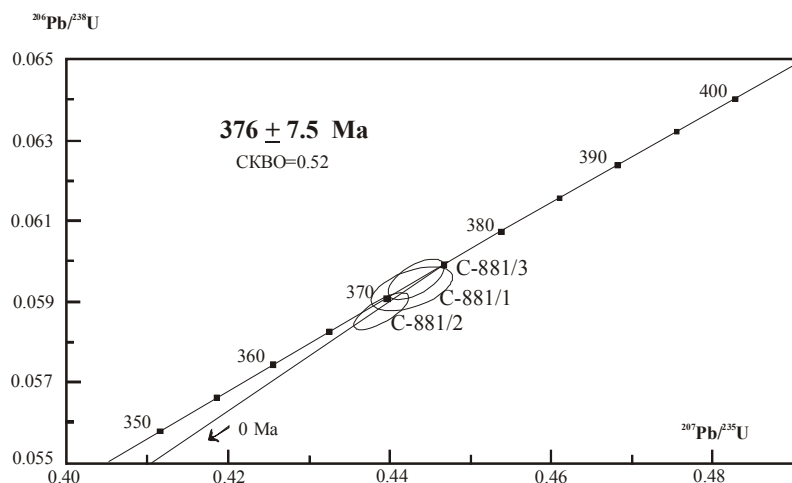


Рис. 10. Диаграмма с конкордией для цирконов из гранитов Усть-Селемджинского массива (обр. С-881). Номера фракций соответствуют номерам в табл. 2.

Цирконы, выделенные из биотитовых микроклиновых гранитов Усть-Дугдинского массива (обр. С-801) представлен дипирамидально-призматическими прозрачными и полупрозрачными бесцветными и желтовато-коричневыми кристаллами цирконового типа, $K_{удл} = 2-3$. Ребра граней призмы {100} и дипирамиды {101} развиты хорошо, поверхность

граней в полупрозрачных разностях имеет трещины (рис. 11). Внутреннее строение однородное, зональность не наблюдается, но присутствуют включения других минеральных фаз. Для изотопных исследований были использованы три навески разноразмерных фракций наиболее прозрачного и хорошо ограниченного циркона, отобранных из классов: менее

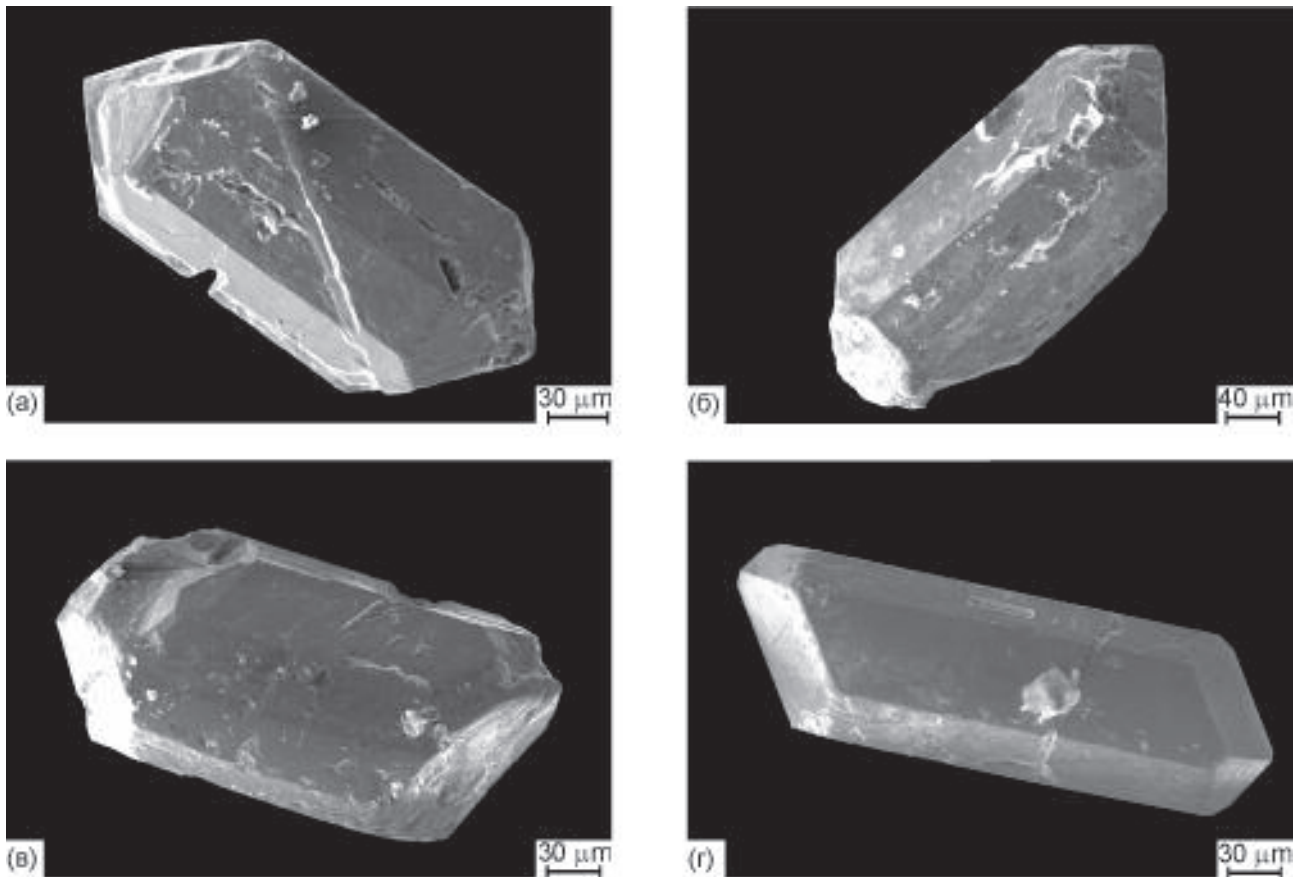


Рис. 11. Микрофотографии циркона из гранитов Усть-Дугдинского массива (обр. С-801). Параметры съемки как на рис. 7.

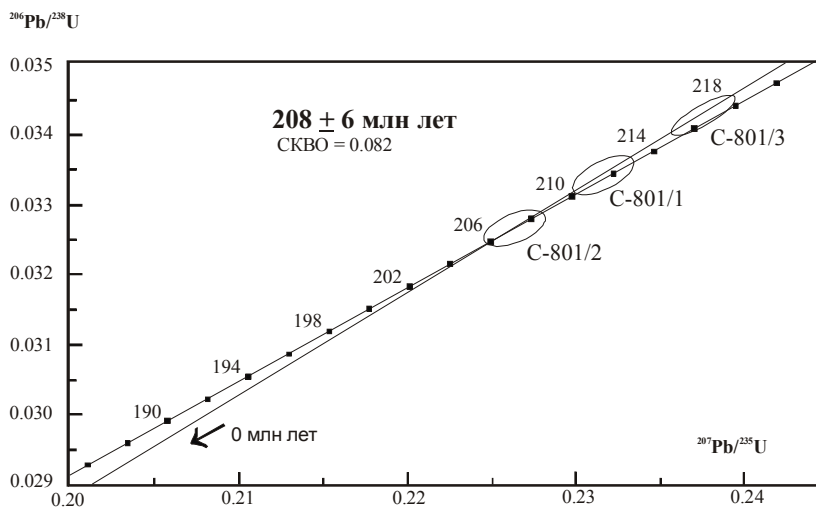


Рис. 12. Диаграмма с конкордией для цирконов из гранитов Усть-Дугдинского массива (обр. С-801). Номера фракций соответствуют номерам в табл. 2.

75 mm, 75–100 mm, более 100 mm (табл. 2). Фигуративная точка наиболее мелкой фракции оказалась конкордантной, при этом, значение возраста составляет 207.0 ± 0.6 млн лет по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и 208.2 ± 6 млн лет по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (рис. 12, табл. 2). Две другие точки характеризуются дискор-

дантностью U/Pb отношений. Дискордия, проведенная через все три точки изотопного состава циркона, соответствует возрасту 208 ± 6 млн лет по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (СКВО=0.082), что тождественно возрасту, рассчитанному для конкордантной фракции по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

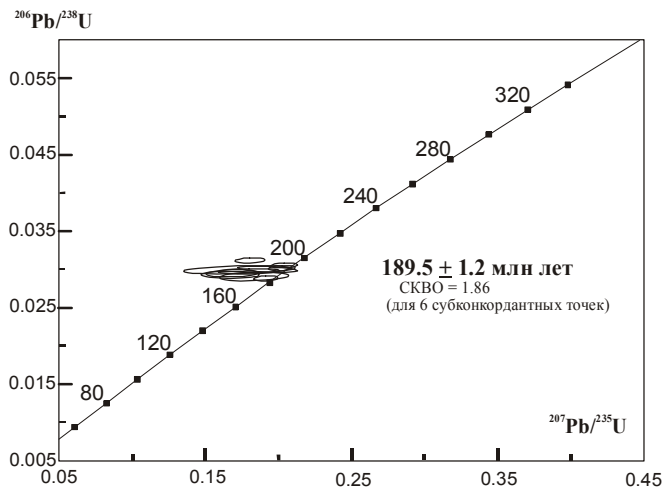


Рис. 13. Диаграмма с конкордией для цирконов из гранитов Шимановского массива (обр. R-28). Пояснения в тексте.

Для U-Pb-Th изотопного датирования лейкократовых гранитов Шимановского массива (обр. R-28*) использовались 11 выделенных из этих пород наиболее идиоморфных и прозрачных кристаллов цирконов (табл. 3). Фигуративные точки изотопного состава большинства из проанализированных зерен субконкордантны или дискордантны (рис. 13). Величина изотопного возраста, рассчитанная по наиболее точно измеряемому отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ для 9 зерен (номера 3–11) составляет 190.2 ± 2.9 млн лет (СКВО=8.6), а для 6 субконкордантных зерен (номера 3, 4, 6, 7, 10, 11) – 189.5 ± 1.2 млн лет (СКВО=1.86). Последнее значение, по нашему мнению, с наибольшей вероятностью может рассматриваться в качестве оценки возраста этих гранитоидов. Точки изотопного состава, отклоняющиеся от этого значения, характеризуются, по нашему мнению, гипергенными потерями радиогенного свинца (номера зерен 2, 5 в табл. 3) либо присутствием ксеногенной составляющей (номера зерен 8, 9 в табл. 3). Следует отметить, что резко дискордантная точка изотопного состава одного из кристаллов (номер 1 в табл. 3) соответствует возрасту 2215.4 ± 7.7 млн лет по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и 2523 ± 6 млн лет по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (рис. 14) и, скорее всего, характеризует ксеногенное зерно.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные и приведенные выше результаты свидетельствуют о том, что массивы гранитоидов, традиционно относимые к раннепалеозойскому ок-

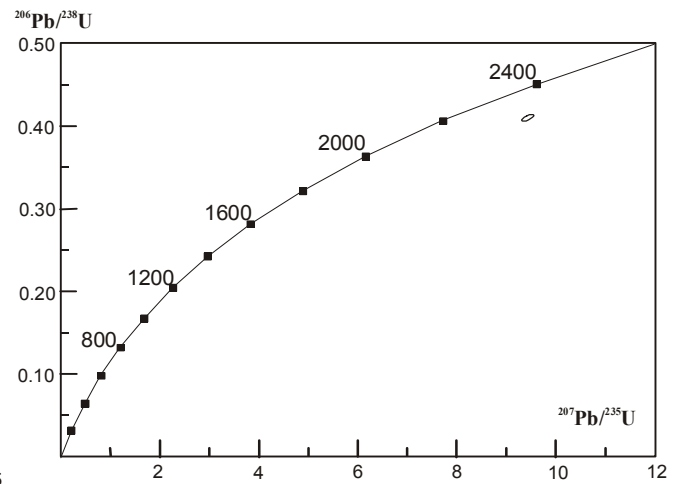


Рис. 14. Диаграмма с конкордией для зерна циркона №1 (см. табл. 3) из гранитов Шимановского массива (обр. R-28). Пояснения в тексте.

тябрьскому комплексу, являются разновозрастными и, соответственно, не могут принадлежать одному и тому же геологическому подразделению. Учитывая, что интрузии собственно октябрьского комплекса перекрыты силурийскими отложениями, из проанализированных нами образцов к нему могут относиться лишь биотитовые граниты Гарь-Ултучинского массива с возрастом 495 ± 2.5 млн лет, что в стратиграфической шкале времени отвечает раннему ордовику. Именно это значение рекомендуется нами в качестве возрастной оценки рассматриваемого комплекса. Для гранитоидов других массивов получены более молодые значения возраста, что свидетельствует о существенно меньшей площади распространения раннепалеозойского магматизма в структуре Мамынского террейна по сравнению с традиционными представлениями.

Возраст субщелочных лейкогранитов Усть-Селемджинского массива, составляет 376 ± 7.5 млн лет и соответствует границе среднего и позднего девона в шкале геологического времени. Ранее гранитоидного магматизма этого возрастного уровня в пределах Мамынского террейна не выделялось [1, 2, 8], при этом рассматриваемые гранитоиды, на первый взгляд, плохо согласуются с девонскими терригенными и терригенно-карбонатными отложениями террейна. Здесь следует отметить два момента. Во-первых, субщелочные лейкограниты Усть-Селемджинского массива обладают определенными геохимическими признаками внутриплитного происхождения (низкие содержания Sr, высокие – Zr, Y, Ga, HREE) и могли формироваться в анорогенной обстановке. Во-вто-

*аналогичен образцу С-859.

рых, в средне-верхнедевонских отложениях северной части террейна отмечаются вулканические и вулканомиктовые породы [5], что фактически подтверждает магматическую активность здесь в этот период геологической истории.

Наиболее молодой возраст получен для гранитоидов Шимановского (189.5 ± 1.2 млн лет) и Усть-Дугдинского (208 ± 6 млн лет) массивов, в стратиграфической шкале отвечающие границе позднего триаса и ранней юры. Выше отмечалось, что в строении Мамынского террейна выделяются раннемезозойские гранитоиды, однако существуют острые дискуссии по поводу их распространенности и взаимоотношений с условно позднепалеозойскими интрузиями (см. обзор в [8]). Нельзя исключить что Шимановский массив является фрагментом более крупного Тротовского массива [7], выделяемого в бассейне р. Зеи. Для последнего известны определения возраста 191 ± 5 и 190.8 ± 4.9 млн лет, выполненные Rb-Sr методом [4]. Следует отметить, что указанные датировки рассчитаны по минеральным парам: титанит – порода и полевой шпат – порода, тогда как наклон линий регрессии для всех проанализированных точек в каждом из двух образцов дает значение возраста 165.3 ± 1.1 и 169 ± 0.9 млн лет при $СКВО > 40$ в обоих случаях [4]. Это обстоятельство заставляло относиться к приведенным значениями очень осторожно. Тем не менее, полученные нами результаты позволяют подтвердить раннемезозойский (позднетриасово-раннеюрский) этап гранитоидного магматизма в пределах рассматриваемой структуры, в то же время остается острой необходимостью получения надежных изотопных датировок для позднепалеозойских гранитоидов.

Очевидный дефицит надежных изотопных датировок существенно затрудняет корреляцию эпизодов гранитоидного магматизма Мамынского террейна и граничащих с ним структур – Аргунского и Буреинского террейнов. В этой связи можно лишь в первом приближении провести такое сопоставление. Так, в строении восточной части Аргунского террейна ранее ни на геологических картах, ни в схемах корреляции геологических формаций раннепалеозойских магматических комплексов не выделялось [1, 2, 8]. Тем не менее, в результате целенаправленных изотопно-геохронологических исследований авторами выявлены гранитоидные массивы с возрастом 467 ± 5.5 млн лет и 472 ± 2 млн лет (U-Pb метод) [11, 12]. Здесь следует обратить внимание на их более молодой возраст и близость в геохимическом отношении к гранитоидам А-типа, что не позволяет предполагать их соответствие раннепалеозойским

гранитоидам Мамынского террейна. В составе Буреинского террейна раннепалеозойские гранитоиды объединены в рамках кивилийского и суларинского комплексов [1, 2, 8]. Надежные определения возраста для них, выполненные современными изотопными методами, авторам не известны, в связи с чем корреляция их с гранитоидами Мамынского террейна может быть только условной. Можно отметить также совпадение возраста гранитоидов октябрьского комплекса (495 ± 2.5 млн лет) Мамынского террейна с возрастом гранулитового метаморфизма (505 ± 4 млн лет и 497 ± 5 млн лет) [26, 27] расположенного рядом Цзямусинского террейна, но говорить о взаимосвязи этих событий преждевременно.

Субщелочные лейкограниты Усть-Селемджинского массива хорошо коррелируют с аналогичными по возрасту (371 ± 5.5 млн лет) и близкими по составу (Rb = 97 ppm, Sr = 82 ppm, Nb=5.4 ppm, La=27 ppm, Th=11 ppm) гранитоидами восточной части Аргунского террейна [11]. Это обстоятельство лишний раз подчеркивает единство геологической истории Аргунского и Мамынского террейнов по крайней мере в среднем палеозое.

Корреляция раннемезозойского гранитоидного магматизма Мамынского террейна и граничащих с ним структур затруднительна ввиду отсутствия необходимого количества достоверных геохронологических данных. Тем не менее, можно отметить, что в пределах южного обрамления западного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса достаточно широко представлены гранитоидные ассоциации с возрастом 190–226 млн лет [6]. Нам не удалось выявить их в пределах восточной окраины Аргунского террейна, но не исключено, что они проявлены вдоль всего южного обрамления складчатого пояса. В пределах Буреинского террейна возрастным аналогом рассматриваемых образований могут быть лейкократовые гранитоиды харинского комплекса [1, 2, 8].

Отдельно следует коснуться раннедокембрийской датировки (2523 ± 6 млн лет по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$), полученной по технологии SHRIMP для одного из цирконов, выделенных из гранитоидов Шимановского массива. Как было указано выше, это зерно, скорее всего, имеет ксеногенное происхождение и характеризует фрагмент корового протолита. Несмотря на то, что в строении Мамынского террейна предполагаются комплексы раннего докембрия [1, 2, 8], это положение до сих пор не подтверждено изотопно-геохронологическими данными. Не преувеличивая значение оценки возраста, полученной для единичного зерна, можно отметить, что сделан первый шаг в обозначенном направлении. В этой связи

является интересным совпадением указанного выше возраста с возрастом (2.5 млрд лет) активных магматических событий в пределах Северо-Китайского кратона [13, 15, 29].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований получена корректная оценка возраста гранитоидов октябрьского комплекса, составляющая 495 ± 2.5 млн лет, которая в стратиграфической шкале отвечает раннему ордовику. Это значение подтверждается геологическими данными, согласно которым интрузии октябрьского комплекса перекрыты силурийскими терригенными отложениями. В то же время, гранитоиды лишь одного из изученных массивов, традиционно относящихся к этому комплексу, могут реально принадлежать указанному геологическому подразделению. Проанализированные породы трех остальных массивов имеют более молодой возраст, при этом полученные для них аналитические результаты не позволяют допустить омоложение пород в результате наложенных термальных событий. По мнению авторов, эти данные свидетельствуют о существенно меньшей площади распространения раннепалеозойского магматизма в структуре Мамынского террейна по сравнению с традиционными представлениями.

Таким образом, получено фактическое подтверждение трех эпох гранитоидного магматизма: раннеордовикской, средне-позднедевонской и ранне-мезозойской. И если изотопные датировки Гарь-Улутчинского (495 ± 2.5 млн лет), Шимановского (189.5 ± 1.2 млн лет) и Усть-Дугдинского (208 ± 6 млн лет) массивов позволяют существенно уточнить возраст традиционно выделяемых этапов, то гранитоиды средне-позднедевонского (376 ± 7.5 млн лет) возрастного уровня на геологических картах Мамынского террейна отсутствовали, и впервые возникает необходимость их выделения.

Приведенный в статье геохимический материал не претендует на полноту и рассматривается авторами как первые сведения о геохимических особенностях гранитоидов различного возрастного уровня. Выявленные различия в поведении ряда элементов в разновозрастных комплексах, несомненно, нуждаются в статистическом подтверждении.

Исследования выполнены в рамках проектов Президиума ДВО РАН (гранты № 04-3-А-08-061, 04-2-0-00-022), при поддержке РФФИ (грант №00-05-72032).

Ааторы выражают признательность рецензенту А.Ф. Васькину.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1:2500000. Объясн. зап. СПб.–Благовещенск–Харбин, 1999. 135 с.
2. Геология зоны БАМ. Л.: Недра, 1988. Т. 1. 443 с.
3. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Т. 1. 327 с.
4. Иванов А.В., Рассказов С.В., Масловская М.Н. и др. Раннеюрский возраст и средне-позднеюрское тектоническое экспонирование гранитоидов выступа фундамента в северной части Амуро-Зейской впадины: Rb-Sr и K-Ar изотопные данные // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, №4. С. 83–92.
5. Кириллова Г.Л., Турбин М.Т. Формации и тектоника Джагдинского звена Монголо-Охотской складчатой области. М.: Наука, 1979. 113 с.
6. Коваленко В.И., Ярмолук В.В., Сальникова Е.Б. и др. Источники магматических пород и происхождение ранне-мезозойского тектономагматического ареала Монголо-Забайкальской магматической области: 1. Геологическая характеристика и изотопная геохронология // Петрология. 2003. Т.11. №2. С.164–178.
7. Кошков Ю.В. О выделении среднеюрского Тротовского комплекса гранодиорит-гранитового / Мезозойские и кайнозойские магматические и метаморфические образования Дальнего Востока // Материалы пятого Дальневост. регион. петрографич. совещ. Хабаровск, 2001. С.52–54.
8. 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.
9. Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртоого О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 5. С. 24–43.
10. Решения IV межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и восточного Забайкалья: Комплект схем. Хабаровск: ХГГПИ, 1994.
11. Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., Сорокин А.П. Фрагменты палеозойских активных окраин южного обрамления Монголо-Охотского пояса (на примере северо-восточной части Аргунского террейна, Приамурье) // Докл. РАН. 2002. Т. 387, № 3. С. 382–386.
12. Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., Ли Цзинь, Д.З.Журавлев, Ян Пин и др. Раннепалеозойские гранитоиды восточной окраины Аргунского террейна (Приамурье): первые геохронологические и геохимические данные // Петрология. 2004. Т.12, №4. С. 414–424.
13. Guan H., Sun M., Wilde S.A., Zhou X., Zhai M. SHRIMP U-Pb zircon geochronology of the Fuping Complex: implications for formation and assembly of the North China Craton // Precambrian Research. 2002. V. 113. P. 1–18.
14. Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // Geochim. et. Cosmochim. Acta. 1973. V. 37. P. 485–494.
15. Kusky T. M., Jianghai Li. Paleoproterozoic tectonic evolution of the North China Craton // Journ. of Asian Earth Sciences. 2003. V. 22. P. 383–397.

16. Ludwig K.R. ISOPLOT for MS-DOS, version 2.50 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88-557. 1991. 64p.
17. Ludwig K.R. PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88-542. 1991. 35p.
18. Ludwig K.R. SQUID 1.02 // Berkeley Geochronology Center. Spec. Publ. N 2. 2001. 19 P.
19. Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // Geol. Soc. Am. Bull. 1989. V.101. P.635–643.
20. McDonough W., Sun S-s. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120. Is. 3–4. P. 223–253.
21. Nelson D.R. Compilation of SHRIMP U-Pb zircon geochronology data, 1996 // Geologic of Western Australia Record. 1997. V. 2. 189 p.
22. Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H. et al. Circum-North Pacific tectonostratigraphic terrane map: US Geological Survey, Open File Report 94, 1994. 433p., 2 sheets scale 1:500000; 2 sheets scale 1:10000000.
23. Stacey J.S., Kramers I.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. N. 2. P. 207–221.
24. Steiger R.H., Jager E. Subcommission of Geochronology: convention of the use of decay constants in geo- and cosmochemistry // Earth Planet. Sci. Lett. 1976. V. 36. N. 2. P. 359–362.
25. Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: Its composition and evolution. Blackwell: Scientific. Publ., 1985. 312 p.
26. Wilde S.A., Zhang X., Wu F. Extension of a newly identified 500 Ma metamorphic terrane in North East China: further U-Pb SHRIMP dating of the Mashan Complex, Heilongjiang Province, China // Tectonophysics. 2000. V. 328. P. 115–130.
27. Wilde S.A., Wu F., Zhang X. Late Pan-African magmatism in northeastern China: SHRIMP U-Pb zircon evidence from granitoids in the Jamusi Massif // Precambrian Research. 2003. V. 122. P. 311–327.
28. Williams I.S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe // Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing process. Rev. Econ. Geol. 1998. N 7. P. 1–35.
29. Zhao G., Wilde S.A., Cawood P. A., Sun M. Archean blocks and their boundaries in the North China Craton: lithological, geochemical, structural and P-T path constraints and tectonic evolution // Precambrian Research. 2001. V. 107. P. 45–73.

Поступила в редакцию 20 апреля 2003 г.

Рекомендована к печати Л.В. Эйришем

A.A. Sorokin, N.M. Kudryashov, Li Jin Yi

U-Pb geochronology of granitoids of the Oktyabrskiy complex, Mamynskiy terrane (Priamurye)

The paper offers the results of isotopic-and-geochronological (U-Pb method based on zircon) and geochemical investigation of granitoids from a number of massifs of the Mamynskiy terrane, which are traditionally referred to the conventional Early Paleozoic Oktyabrskiy complex. According to the evidence obtained, most of the massifs have different ages, which is indicative of a substantially lesser area of distribution of Early Paleozoic magmatism in the structure of the Mamynskiy terrane as compared with traditional views. The value 495 ± 2.5 Ma obtained for the Gar-Ultuchinskiy massif is recommended for assessment of the age of the Oktyabrskiy granitoids. The analyzed rocks of the three other massifs (Shimanovskiy, Ust-Selemdzhinskiy, and Ust-Dugdinskiy) have a younger age; incidentally, the analytical evidence obtained for these rocks does not suggest their rejuvenation as a result of superimposed thermal events. Thus, the actual proof of three epochs for granitoid magmatism has been obtained: Early Ordovician, Middle-Late Devonian, and Early Mesozoic (the Late Triassic-Early Jurassic boundary). The isotopic datings for the Gar-Ultuchinskiy (495 ± 2.5 Ma), Shimanovskiy (189.5 ± 2 Ma) and Ust-Dugdinskiy (208 ± 6 Ma) massifs allow us to essentially specify the age of the traditionally distinguished stages, while granitoids of the Middle-Late Devonian (376 ± 7.5 Ma) age level were not previously distinguished in the structure of the Mamynskiy terrane.