

УДК 552.3

МЕЗОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ГРАНИТОИДЫ ФУНДАМЕНТА КОКЧЕТАВСКОГО МИКРОКОНТИНЕНТА

© 2011 г. О. М. Туркина, академик Ф. А. Летников, А. В. Левин

Поступило 15.09.2010 г.

Кокчетавский микроконтинент, или Кокчетавская глыба, выделен Е.Д. Шлыгиным [1] и представляет собой субплатформенную докембрийскую структуру среди завершенных и незавершенных каледонид. Кокчетавский докембрийский микроконтинент хорошо выделяется в геофизических полях, когда мощность коры в его пределах колеблется от 42 до 45 км [2], а его ограничения трассируются глубинными разломами. Метаморфические породы микроконтинента разделяются на две серии. Наиболее мощная нижняя (зерендинская) серия [3] представлена преимущественно метаморфическими породами амфиболитовой фации метаморфизма. Верхняя (шарыкская) серия сложена позднедокембрийскими породами, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой фации. Между этими двумя сериями установлено метаморфическое и стратиграфическое несогласие [3]. Докембрийские породы обеих серий интродуцированы аномально большими массами гранитоидов каледонского возраста [4, 8].

Возраст пород Кокчетавского микроконтинента остается дискуссионным. Анализ величин модельного Nd-возраста метатерригенных пород зерендинской серии (2.1–2.5 млрд. лет) [4] и алмазоносных гнейсов Кумды-Куль (2.2–2.3 млрд. лет) [5] позволяет заключить, что формирование терригенного материала происходило при эрозии коры преимущественно палеопротерозойского возраста. Этот вывод отчасти согласуется с результатами U–Pb-датирования детритовых цирконов из палеороссыпей в породах шарыкской серии [4], поскольку наиболее древние из них имеют возраст 2.6 млрд. лет. Возраст доминирующих детритовых цирконов, 1.4–1.35 и 1.05–0.95 млрд. лет, позволяет оценить время седиментации не древнее ~1.0 млрд. лет, т.е. связать осадконакопление с неопротерозойским этапом. Ксеногенные (детритовые) ядра

циркона с возрастом ~2.0 млрд. лет были установлены и в высокобарических алмазоносных породах [6]. Приведенные выше данные, безусловно, свидетельствуют в пользу докембрийского возраста коры, но не дают ответа на вопрос о времени образования Кокчетавского микроконтинента как стабильного корового блока. Единственным указанием на проявление раннего метаморфизма в породах фундамента служит возраст метаморфогенных цирконов из гнейсов зерендинской серии, оцениваемый в 1150 ± 50 млн. лет [7], а наиболее древние граниты, прорывающие породы зерендинской серии, образовались 1128 ± 12 млн. лет назад [8].

Целями настоящей работы являются оценка времени формирования фундамента Кокчетавского микроконтинента и выявление роли допалеозойского гранитоидного магматизма в эволюции коры этой структуры. Формирование стабильной коры континентальных блоков происходит в результате метаморфизма и гранитообразования. Поэтому для достижения поставленной цели были изучены состав и изотопно-геохимические характеристики гнейсогранитов фундамента, а также определен их возраст, что позволило установить вероятную геодинамическую обстановку формирования гранитоидов и провести корреляцию с магматическими комплексами кислого состава других континентальных блоков в каледонских складчатых структурах Казахстана. Объектом исследования служили гнейсограниты, которые обнажены в береговых обрывах Чаглинского водохранилища в окрестностях г. Кокчетав.

Структура и состав гранитоидов. В строении Кокчетав–Улутау–Северо-Тянь-Шаньской складчатой зоны выделяется ряд древних блоков или микроконтинентов: Кокчетавский, Улутауский, Актау-Моинтинский, Мойынкумский, Илийский (?), которые, возможно, представляют собой фрагменты единого, более крупного, континентального массива. Породы фундамента Кокчетавского блока, или микроконтинента, представлены биотитовыми гнейсогранитами и гранитогнейсами, высокоглиноземистыми биотит-гранат-кианитовыми (\pm силлиманит) и слюдястыми сланцами. Гнейсограниты, обнаженные на правом борту Чаглин-

*Институт геологии и минералогии
Сибирского отделения Российской Академии наук,
Новосибирск*

*Институт земной коры
Сибирского отделения Российской Академии наук,
Иркутск*

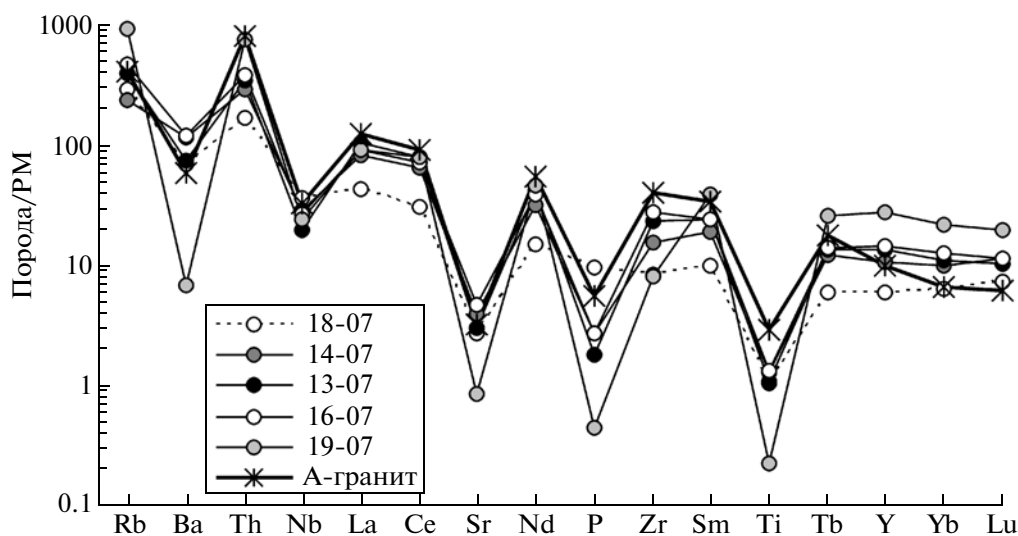


Рис. 1. Мультиэлементные спектры гнейсогранитов Кокчетавского микроконтинента. Для сравнения показан спектр А-гранитов по [9].

ского водохранилища, интенсивно деформированы, рассланцованы и местами вследствие диафтореза и динамометаморфизма приобретают облик слюдяных сланцев. Гранитоиды инъецированы согласными с рассланцеванием телами полевошпатовых амфиболитов, которые несут более слабые следы деформаций. Породы имеют гипидиоморфно-зернистые до катакластической структуры и гнейсовидные, грубополосчатые текстуры. Деформации сопровождались регрессивными изменениями, выраженными в развитии мусковита и серицита по плоскостям разгнейсования. Гранитоиды сложены плагиоклазом, микроклином, кварцем и биотитом, в качестве аксессуарных минералов присутствуют циркон и апатит.

По содержанию петрогенных элементов (SiO_2 73–77 мас. %) изученные породы соответствуют преимущественно лейкогранитам нормального ряда щелочности с преобладанием калия над натрием ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1.5\text{--}2.2$). Слабо пералюминиевый характер и высокая железистость ($\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) = 0.86\text{--}0.97$) гранитоидов позволяют относить их к А-типу гранитов, образующихся в обстановках растяжения: внутриплитных и постколлизийных. Это заключение подтверждается и высокими концентрациями высокочарядных элементов, особенно Nb (14–26 г/т), а также тяжелых РЗЭ и Y. Редкоземельные слабо фракционированные спектры гранитоидов характеризуются низким отношением $(\text{La}/\text{Yb})_n$ (4.0–8.8) и отчетливым $E_{\text{минимум}}$ (0.02–0.64). На мультиэлементных спектрах отчетливо проявлены отрицательные аномалии Sr, P, Ti, тогда как отрицательная аномалия по Nb выражена слабо. Все это подчеркивает сходство изученных гранитоидов с А-гранитами [9] (рис. 1). Исследованные гранитоиды

имеют повышенные отношения Y/Nb (1.1–7.1) и Yb/Ta (1.0–4.7), что характерно для А-гранитов, образующихся за счет коровых источников [10], тогда как дифференциаты основных магм обладают низкими Y/Nb- (менее 1.2) и Yb/Ta-отношениями, более близкими к значениям для базальтов океанических островов (~0.6). Гранитоиды характеризуются палеопротерозойскими значениями модельного Nd-возраста $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 2.3\text{--}2.4$ млрд. лет и низкими отрицательными величинами ϵ_{Nd} (–7.8) на время образования (~1.15 млрд. лет). Это свидетельствует об их формировании за счет плавления раннедокембрийской коры, очевидно, представляющей фундамент Кокчетавского микроконтинента.

Результаты U–Pb-датирования циркона. Для определения возраста гранитоидов отобрана проба в скальном обнажении на берегу Чаглинского водохранилища (53°13'44" с.ш., 69°15'20" в.д.). Датирование выполнено U–Pb-методом (SHRIMP-II) в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург). Методика датирования и обработки данных соответствует описанной в работе [11]. Циркон из гнейсогранита представлен коричневыми прозрачными до полупрозрачными призматическими кристаллами ($K_{\text{уд}} = 1.5\text{--}2$), имеет корродированную поверхность и внутренние трещины, что, вероятно, связано с наложенными деформациями. В катодолюминесцентном изображении (рис. 2) циркон характеризуется отчетливо выраженной осцилляторной зональностью. Характер зональности, так же как содержания U (117–388 г/т), Th (47–202 г/т) и отношение Th/U (0.4–0.5), являются типичными для магматических цирконов. По семи точкам рассчитан конкордантный возраст циркона, составляющий 1148 ± 16 млн. лет (СКВО = 6.2) (рис. 3). Этой

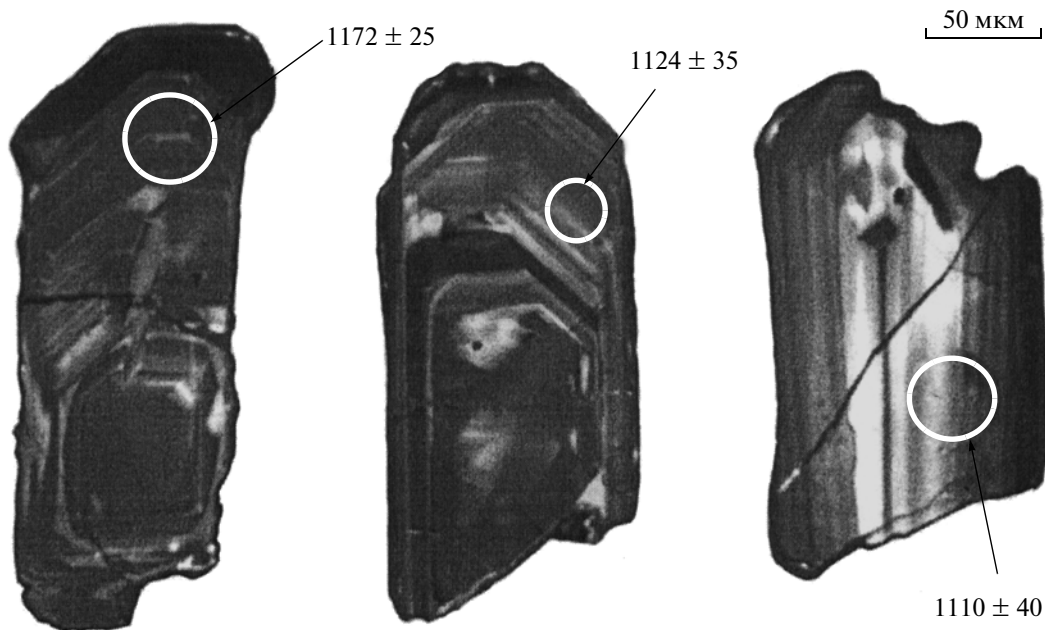


Рис. 2. Катодолюминесцентное изображение циркона из гнейсогранита. Указаны точки датирования и значения возраста (млн. лет) по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

величине в пределах ошибки соответствует средне-взвешенный возраст 1169 ± 12 млн. лет, характеризующийся низким значением СКВО (0.34). Изотопная система трех зерен циркона была, очевидно, нарушена, и по ним установлены более молодые значения возраста — от 400 до 1021 млн. лет, которые не использованы при оценке возраста циркона (табл. 2). С учетом магматического происхождения датированного циркона полученное возрастное значение — ~ 1150 млн. лет — соответствует времени образования гнейсогранитов.

Обсуждение и выводы. Результаты датирования позволяют заключить, что формирование гнейсогранитов было связано с гренвилевскими орогеническими событиями и, судя по геохимическим характеристикам гранитоидов, происходило на стадии постколлизийного растяжения. Ранее гренвилевский возраст (1128 ± 12 млн. лет) был установлен для гранодиоритов из небольших интрузивных тел в породах зерендинской серии (в 4 км к северо-востоку от Боровского гранитного массива) [8]. В совокупности эти геохронологические данные свидетельствуют о более масштабном проявлении гранитоидного магматизма гренвилевского этапа в структуре Кокчетавского микроконтинента. Раннепротерозойские (~ 920 млн. лет) кислые вулканы и гранитоиды выявлены в Актау-Моинтинском массиве [12]. Подобно исследованным нами гнейсогранитам риолиты, трахириолиты и лейкограниты геохимически соответствуют гранитоидам А-типа и характеризуются палеопротерозой-

ским модельным Nd-возрастом, $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 1.73\text{--}1.95$ млрд. лет.

Эти данные позволяют предположить определенное сходство состава и возраста коры Кокчетавского и Актау-Моинтинского массивов и их принадлежность к одному континентальному блоку. В этом случае формирование мезо-неопротерозойских гранитоидов и кислых вулканиитов, вероятно, отражает различные стадии эволюции континентальной коры: коллизионную (гнейсограниты Кокчетавского микроконтинента) и

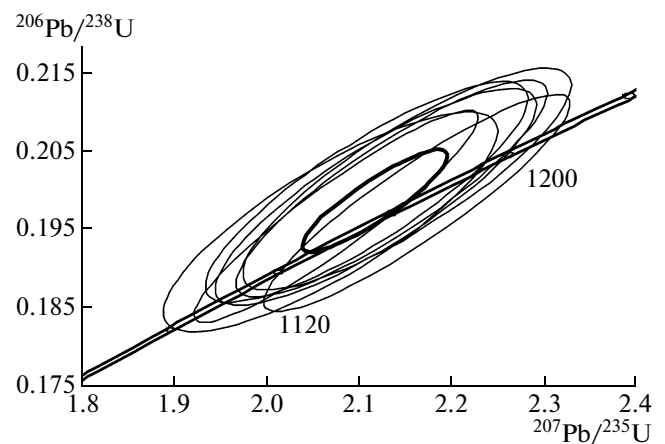


Рис. 3. Диаграмма с конкордией для цирконов из гнейсогранита (обр. 13-07).

Таблица 1. Содержание петрогенных (мас. %) и редких (ppm) элементов и изотопные характеристики для представительных проб гнейсогранитов Кокчетавского микроконтинента

Компонент, соотношение	18-07	14-07	16-07	13-07	21-07	19-07
SiO ₂	67.04	73.21	73.86	75.21	76.12	76.61
TiO ₂	0.23	0.28	0.29	0.24	0.05	0.05
Al ₂ O ₃	13.11	13.14	12.83	12.62	13.02	13.64
Fe ₂ O ₃	2.86	3.19	4.14	3.31	2.03	1.07
MnO	0.05	0.03	0.04	0.04	0.04	0.01
MgO	0.42	0.21	0.23	0.15	0.06	0.03
CaO	0.77	1.61	1.46	1.35	0.75	0.66
Na ₂ O	1.65	2.30	2.24	2.22	2.69	2.92
K ₂ O	3.64	4.85	4.21	4.57	4.57	4.42
P ₂ O ₅	0.21	0.06	0.06	0.04	0.02	0.01
П.п.п.	0.97	1.25	0.84	0.42	0.77	0.67
Сумма	100.95	100.13	100.20	100.17	100.12	100.09
U	1.3	2.9	1.5	2.0	1.3	3.3
Th	14.5	24.5	21.0	24.7	7.7	46.6
Rb	184	153	304	253	—	589
Ba	485	828	830	520	—	480
Sr	57	84	101	65	—	18
La	29.95	56.42	63	72	—	64
Ce	55.00	114.70	127	142	—	142
Pr	5.40	11.70	14.9	16.1	—	17.9
Nd	20.00	43.43	53	57	—	63
Sm	4.42	8.54	10.8	10.6	—	17
Eu	0.91	1.55	1.29	0.9	—	0.13
Gd	4.10	8.36	9.6	8.8	—	15.1
Tb	0.65	1.34	1.51	1.45	—	2.8
Dy	3.97	7.58	9.5	8.8	—	16.9
Ho	0.89	1.65	1.99	1.88	—	3.6
Er	2.77	4.56	5.8	5.5	—	10.6
Tm	0.44	0.68	0.88	0.88	—	1.69
Yb	3.14	4.98	6.3	5.5	—	10.9
Lu	0.55	0.85	0.85	0.76	—	1.47
Zr	96	172	310	262	—	90
Hf	2.81	5.19	9.1	7.5	—	4.3
Ta	3.18	1.46	1.83	1.17	—	3.6
Nb	25.7	20.4	19.1	13.9	—	17.6
Y	27	49	66	61	—	125
(La/Yb) _n	6.4	7.6	6.7	8.8	—	4.0
Eu/Eu*	0.64	0.55	0.38	0.28	—	0.02
Y/Nb	1.1	2.4	3.5	4.4	—	7.1
Yb/Ta	1.0	3.4	3.4	4.7	—	3.0
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	0.1139	0.1152	—	—	—	—
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.511618 ± 18	0.511626 ± 13	—	—	—	—
ε _{Nd}	-7.8	-7.8	—	—	—	—
T _{Nd} (DM), млн лет	2333	2351	—	—	—	—

Примечание. Прочерк — нет данных.

Таблица 2. Изотопные U–Pb-данные и возраст циркона из гнейсогранита

Точка анализа	$^{206}\text{Pb}_c, \%$	U		$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	$^{206}\text{Pb}^*, \text{ppm}$	Возраст, млн лет		$D, \%$	(1)		(1)		(1)		(1)		Rho
		ppm	ppm			$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$		$\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}^*}$	$\pm\%$	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$	$\pm\%$	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	$\pm\%$	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	$\pm\%$	
13.1	—	259	94	0.38	44.2	1171 ± 33	1124 ± 35	—4	5.02	2.8	0.0771	1.8	2.119	3.3	0.1993	2.8	0.848
13.2	0.38	99	97	1.01	7.59	553 ± 19	401 ± 110	—27	11.21	3	0.0547	5	0.673	5.9	0.0892	3	0.519
13.3	—	369	136	0.38	62.4	1160 ± 31	1108 ± 22	—4	5.08	2.8	0.0765	1.1	2.076	3	0.1968	2.8	0.931
13.4	0.07	1106	188	0.18	144	902 ± 24	928 ± 16	2	6.6	2.8	0.06999	0.79	1.463	2.9	0.1516	2.8	0.961
13.5	0.13	117	47	0.42	19.7	1157 ± 33	1110 ± 40	—4	5.1	2.9	0.0766	2	2.07	3.6	0.1961	2.9	0.822
13.6	—	305	110	0.37	52.5	1177 ± 32	1129 ± 31	—4	4.99	2.8	0.0773	1.5	2.135	3.2	0.2004	2.8	0.878
13.7	0.39	388	202	0.54	58.8	1050 ± 29	1021 ± 37	—2	5.69	2.8	0.0732	1.8	1.773	3.4	0.1756	2.8	0.838
13.8	—	175	73	0.43	30	1173 ± 33	1108 ± 35	—6	5	2.9	0.0765	1.8	2.109	3.4	0.1999	2.9	0.853
13.9	—	255	122	0.50	44.1	1183 ± 33	1133 ± 35	—4	4.96	2.9	0.0774	1.8	2.152	3.4	0.2015	2.9	0.851
13.10	0.10	295	111	0.39	50.4	1163 ± 32	1172 ± 25	0	5.04	2.8	0.079	1.3	2.163	3.1	0.1985	2.8	0.913

Примечание. Ошибки приведены на уровне 1σ . Pb_c и Pb^* — обыкновенный и радиогенный свинец соответственно. Ошибка калибровки стандарта составляет 0.70%. (1) — Поправка на обыкновенный свинец проведена по измеренному ^{204}Pb . D — дискордантность, отрицательные величины — обратно дискордантные возрасты. Rho — коэффициент корреляции отношений $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$.

внутриплитную (вулканыты и граниты Актау-Моинтинского массива), что согласуется с временным разрывом в образовании пород, составляющим более 100 млн. лет.

Таким образом, становление докембрийской континентальной коры, представленной рядом микроконтинентов или массивов в каледонских структурах Казахстана, произошло в результате мезопротерозойских коллизионных событий. Вероятно, рассматриваемые континентальные блоки входили в структуру мезопротерозойского суперконтинента Родиния, а их разобщение связано с распадом Родинии в неопротерозое. Изотопные Sm–Nd-характеристики гнейсогранитов подтверждают представление о раннедокембрийском возрасте коры фундамента Кокчетавского микроконтинента.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 08–05–00182), СО РАН (интеграционный проект № 19) и ОНЗ РАН (программа фундаментальных исследований № 10).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Шлыгин Е.Д. Кокчетавский район. Геология СССР. Т. 20. Восточный Казахстан. М.: Госгеолтехиздат, 1941. 197 с.
- Любецкий В.Н., Любецкая Л.Д. В кн.: Тектоника и глубинное строение Северного Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1988. С. 58–74.
- Розен О.М. В кн.: Тектоника Казахстана. М.: Наука, 1982. С. 9–12.
- Летников Ф.А., Ватанабе Т., Котов А.Б. и др. // ДАН. 2001. Т. 381. № 4. С. 518–521.
- Shatsky V.S., Jagoutz E., Sobolev N.V. et al. // Contribs Mineral. and Petrol. 1999. V. 37. P. 185–205.
- Claoue-Long J.C., Sobolev N.V., Shatsky V.S., Sobolev A. // Geology. 1991. V. 19. P. 710–713.
- Тугаринов А.Н., Бибикова Е.В., Розен О.М., Поляков А.Л. // Геохимия. 1970. № 1. С. 112–116.
- Летников Ф.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. // ДАН. 2007. Т. 417. № 2. С. 221–224.
- Whalen J.B., Curie K.L., Chappell B.W. // Contribs. Mineral. and Petrol. 1987. V. 95. P. 407–419.
- Eby G.N. // Lithos. 1990. V. 26. P. 115–134.
- Туркина О.М., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н. и др. // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 1. С. 21–37.
- Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н., Котов А.Б. и др. // ДАН. 2008. Т. 421. № 4. С. 515–519.