

**КААХЕМСКИЙ ПОЛИХРОННЫЙ ГРАНИТОИДНЫЙ БАТОЛИТ
(ВОСТОЧНАЯ ТУВА): СОСТАВ, ВОЗРАСТ, ИСТОЧНИКИ
И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ**

С.Н. Руднев*, А.Г. Владимиров*, В.А. Пономарчук, Е.В. Бибикина***,
С.А. Сергеев****, Д.И. Магуков****, Ю.В. Плоткина*****, Т.Б. Баянова*******

**Институт геологии ОИГГуМ СО РАН
630090, г. Новосибирск, просп. акад. Коптюга, 3
E-mail: rudnev@uiggm.ru*

***Аналитический центр ОИГГуМ СО РАН
630090, г. Новосибирск, просп. акад. Коптюга, 3
E-mail: ponomar@uiggm.ru*

****Институт геохимии и аналитической химии РАН
117975, г. Москва, ул. Косыгина, 19
E-mail: bibikova@geokhi.ru*

*****Всероссийский геологический институт
199026, г. Санкт-Петербург, Средний просп., 7
E-mail: sergeev@mail.wplus.ru*

******Институт геологии и геохронологии докембрия РАН
199034, г. Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2
E-mail: julia@ik4843.spb.edu*

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

Поступила в редакцию 29 июня 2005 г.

В статье приведены новые данные о геологическом строении, вещественном составе, возрасте, источниках и геодинамической позиции гранитоидов Каахемского полихронного батолита ($S \geq 30\ 000\ \text{км}^2$), расположенного в юго-западном складчатом обрамлении Сибирского кратона. Показано, что в его строении участвует ряд магматических ассоциаций, формирование которых происходило в интервале от позднего венда до раннего девона включительно, отражая закономерную смену геодинамических обстановок и магмообразующих источников (от ранних к поздним): коптинский диорит-тоналит-плагиогранитный (563,0±4,5 млн. лет, $\epsilon\text{Nd}(T) = +6,5$) и байсютский тоналит-плагиогранитный (535,7±3,7 млн. лет, $\epsilon\text{Nd}(T) = +6,4$) комплексы, относящиеся к породам толеитового ряда, формирующиеся в островодужной геодинамической обстановке; зубовский габбро-монцодиорит-граносиенитовый комплекс (512,4±2,1 млн. лет, $\epsilon\text{Nd}(T) = +2,6$), для которого предполагается участие плюмового источника в магмообразовании; мажалькский перидотит-пироксенит-габбро-норитовый (484-478 млн. лет), раннетаннуольский диорит-тоналит-плагиогранитный (484-473 млн. лет), чарашский тоналит-плагиогранитный (473,9±4,5 млн. лет, $\epsilon\text{Nd}(T) = +3,9$) комплексы; позднеатаннуольский диорит-тоналит-плагиогранитный (451±6 млн. лет, $\epsilon\text{Nd}(T) = +3,4$) и сархойский гранодиорит-граносиенит-гранитный (450±5 млн. лет, $\epsilon\text{Nd}(T) = +1,7$) комплексы, отвечающие аккреционно-коллизийным и трансформным обстановкам, и наконец, бреньский гранодиорит-гранит-лейкогранит-алясцитовый комплекс повышенной щелочности (385±5 млн. лет, $\epsilon\text{Nd}(T) = +2,3$), отвечающий внутриплитной обстановке.

Ключевые слова: *Алтае-Саянская складчатая область, Восточная Тува, ранние каледониды, гранитоидные батолиты, возрастные рубежи, U-Pb и Ar-Ar изотопный возраст, геохимия и изотопная геохимия.*

**КААКHEMSKY POLYCHRONOUS GRANITOID BATHOLITH (EASTERN TUVA):
COMPOSITION, AGE, SOURCES AND GEODYNAMIC POSITION**

S.N. Rudnev*, A.G. Vladimirov*, V.A. Ponomarchuk, E.V. Bibikova***,
S.A. Sergeev****, D.I. Matukov****, Yu.V. Plotkina*****, T.B. Bayanova*******

**Institute of Geology, Siberian Branch of RAS*

***Analytical Centre of United Institute of Geology, Geophysics and Mineralogy, Siberian Branch of RAS*

****Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS*

*****All-Russian Research Geological Institute*

******Institute of PreCambrian Geology and Geochronology RAS*

******Geological Institute, Kola Science Centre of RAS*

The new data about geological structure, composition, age and geodynamic position of granitoids of Kaakhem polychronous batholith ($S \geq 30\,000\text{ km}^2$) in south-western folded frame of Siberian craton are adduced in the article. It was shown that the batholite consists of series of magmatic associations, formed in interval from Late Neoproterozoic to Early Devonian reflecting appropriate change of geodynamic conditions and composition of magma-forming sources (from Early to Late): Koptinsky diorite-tonalite-plagiogranite ($563,0 \pm 4,5\text{ Ma}$, $\epsilon\text{Nd}(T) = +6,5$) and Baisyutsky tonalite-plagiogranite ($535,7 \pm 3,7\text{ Ma}$, $\epsilon\text{Nd}_d(T) = +6,4$) complexes refers to rocks of tholeiitic range formed in island arc geodynamic condition; Zubovsky gabbro-monzodiorite-granosyenite complex ($512,4 \pm 2,1\text{ Ma}$, $\epsilon\text{Nd}(T) = +2,6$) for which it is expect the participation of plume source of magma; Mazhalyksky peridotite-pyroxenite-gabbro-norite ($484-478\text{ Ma}$), Rannetannuolsky diorite-tonalite-plagiogranite ($484-473\text{ Ma}$), Charashsky tonalite-plagiogranite ($473,9 \pm 4,5\text{ Ma}$, $\epsilon\text{Nd}(T) = +3,9$) complexes, Pozdnetannuolsky diorite-tonalite-plagiogranite ($451 \pm 6\text{ Ma}$, $\epsilon\text{Nd}(T) = +3,4$) and Sarkhoisky granodiorite-granosyenite-granite ($450 \pm 5\text{ Ma}$, $\epsilon\text{Nd}(T) = +1,7$) complexes, are reflected the accretion-collision and transform geodynamic condition, and at last, Bren'sky granodiorite-granite-leucogranite-alaskite complex of alkaline rocks ($385 \pm 5\text{ Ma}$, $\epsilon\text{Nd}(T) = +2,3$) which was formed in intra-plate geodynamic conditions.

Key words: *Altai-Sayan fold region, Eastern Tuva, Early Caledonides, granitoid batholites, age borders, U-Pb and Ar-Ar isotopic age, geochemistry and isotopic geochemistry.*

Введение

Каахемский гранитоидный батолит, расположенный в юго-западном складчатом обрамлении Сибирского кратона, среди раннекаледонских структур Восточной Тувы, является одним из наиболее крупных магматических образований в Алтае-Саянской складчатой области (АССО). Общая площадь на современном эрозионном срезе составляет более $30\,000\text{ km}^2$, а сложная конфигурация плутона обусловлена наличием крупных «заливов» вмещающих пород и провесов кровли (рис. 1). Вмещающими

породами являются вулканогенно-осадочные отложения венд(?)–раннекембрийского возраста.

История изучения геологического строения, состава, возраста и генезиса магматических пород, образующих этот и ряд других батолитов Восточной Тувы, охватывает длительный период, начиная с конца 40-х годов XX века [Кузнецов, 1946; Кузнецов, Пинус, 1949, и др.], и продолжается до настоящего времени. К магматическим образованиям, которые традиционно выделялись в составе этого батолита, относятся гранитоиды таннуольского ($C_{2,3}$) и бреньского (D_1) комплексов [Дистанова, 1981;

КААХЕМСКИЙ ПОЛИХРОННЫЙ ГРАНИТОИДНЫЙ БАТОЛИТ

Телешев, 1981, и др.], считавшиеся эталонными в общей схеме интрузивного магматизма АССО. Особая роль отводилась таннуольскому комплексу, который рассматривался как один из типичных представителей формации гранитоидов «пестрого состава», имеющих необычно разнообразный состав и петрографический облик. В многочисленных публикациях, посвященных их генезису, обосновывались представления о гибридном происхождении пород этой ассоциации, а сам петрогенетический процесс гранитообразования объяснялся с позиций многократного (пульсационного) магматического замещения «in situ» [Пинус, 1961; Кузнецов, 1964, и др.]. За прошедшие годы в литературе накопился большой объем геологических, петрогеохимических и изотопно-геохронологических данных о раннепалеозойских батолитах АССО, которые позволили кардинально пересмотреть их внутреннее строение, вещественный состав и источники магмообразования. На примере Горной Шории, Кузнецкого Алатау, Батеневского кряжа и Тувы установлено, что в строении батолитов принимают участие тесно сопряженные в пространстве и во времени габброидные и гранитоидные ассоциации, отражающие контрастную смену геодинамических обстановок в ходе раннепалеозойского роста Сибирского континента [Владимиров и др., 1999, 2001; Козаков и др., 1999; Шокальский и др., 2000; Сотников и др., 2003; Руднев и др., 2004г; Бабин, 2003]. Одним из наиболее ярких примеров в этом отношении является Каахемский батолит, в строении которого установлен полный ряд магматических ассоциаций (комплексов), отражающих специфику эволюции континентальной коры АССО [Руднев и др., 2004а,б,в]. В настоящей статье суммированы новые и, частично, опубликованные данные об этапах формирования магматических комплексов, участвующих в строении Каахемского батолита, особенностях их вещественного состава, возраста и источников.

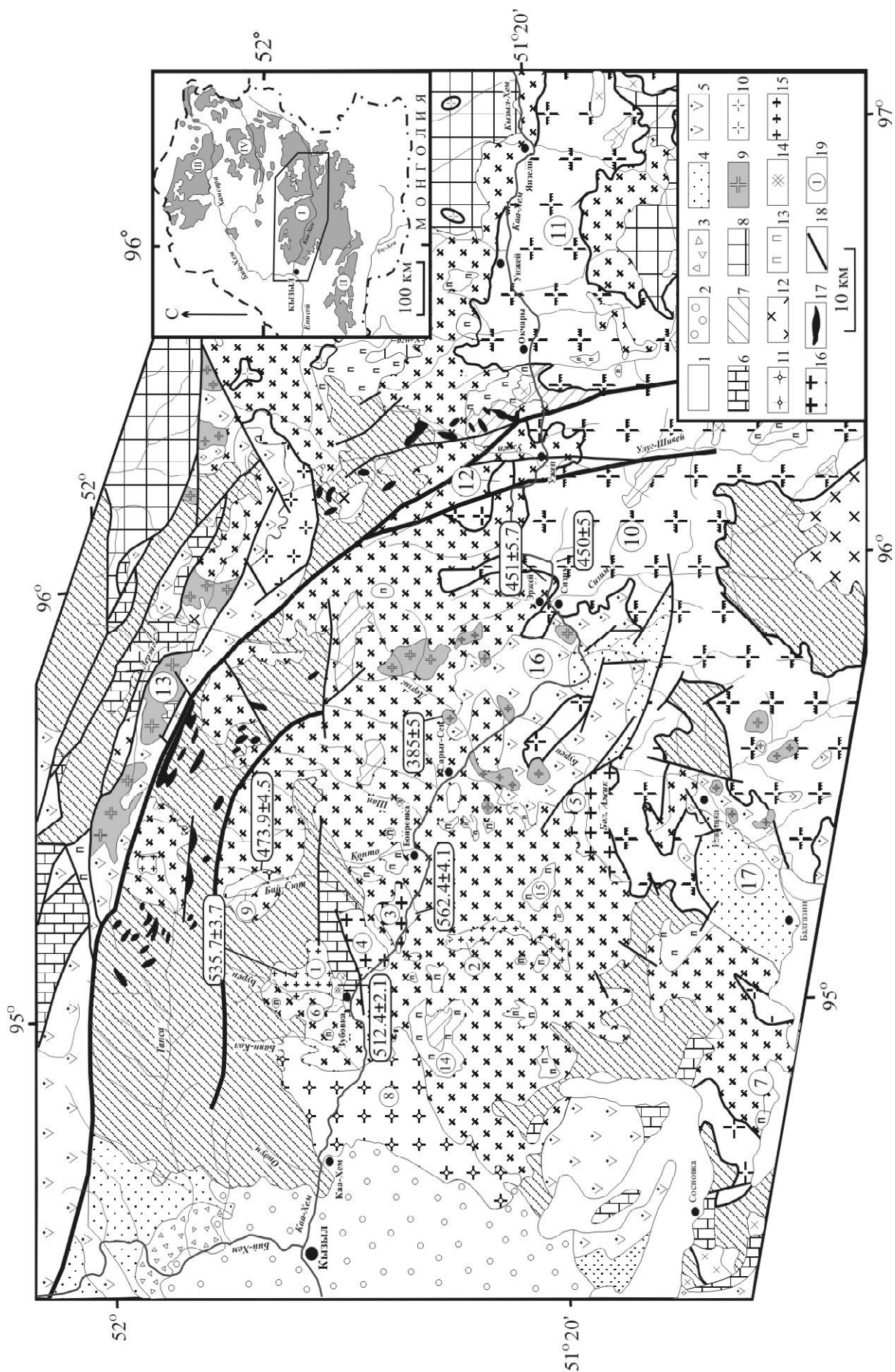
Особенности вещественного состава, возраст и изотопные характеристики пород Каахемского батолита

Наиболее ранние коптинский и байсютский комплексы в качестве самостоятельно картируемых единиц выделены впервые. До 90-х годов XX века они рассматривались в качестве фациальной разновидности гранитоидов

таннуольского комплекса средне-позднекембрийского возраста [Дистанова, 1981; Маликова и др., 1991, и др.]. Позднее их стали относить к раннекембрийским образованиям по аналогии с аккреционно-островодужными плагиогранитоидами Западного Саяна, Кузнецкого Алатау и Горной Шории [Дистанова, 2000]. Нижняя возрастная граница определялась по интродуированию и ороговикованию венд(?) раннекембрийских вулканогенных отложений туматтайгинской и тапсинской свит. При этом вмещающие вулканические породы обнаруживают петрохимическое сходство с интрузивными образованиями коптинского и байсютского комплексов, что позволяет рассматривать их в качестве единой островодужной толеитовой вулканоплутонической серии. В региональном плане интрузивные образования этих комплексов слагают небольшие массивы (останцы и ксеноблоки), общая площадь которых составляет около 150 км² (рис. 1).

Коптинский диорит-тоналит-плагиогранитный комплекс представлен линейно вытянутыми интрузивами – Коптинским, Усть-Буренским и Большеажикским (рис. 1), имеющими многофазное гомодромное строение [Руднев и др., 2004б,в] и варьирующие по составу от амфиболовых диоритов и амфиболовых кварцевых диоритов через тоналиты и меланоплагиограниты до амфиболсодержащих лейкоплагиогранитов. Среди всех породных разновидностей наблюдаются многочисленные ксенолиты основного и ультраосновного составов, имеющие округлую форму и характеризующиеся разной степенью дезинтегрированности, вплоть до образования темных структур. По минералого-петрографическим особенностям они сопоставляются с габброидами вендских офиолитов Юго-Восточной Тувы и Западной Монголии [Изох и др. 1988; Хаин и др., 1995].

Плагиограниты и тоналиты являются наиболее распространенной группой пород, характеризующейся средне- и мелкозернистым, иногда крупнозернистым строением, массивными и гнейсовидными текстурами. Структура плагиогранитов преимущественно порфировидная, обусловленная присутствием большого количества крупных выделений кварца, в связи с чем их ранее сопоставляли с плагиогранитами майнского комплекса Западного Саяна. По петрохимическому составу (табл. 1) они отвечают натровой низкощелочной серии, на диаграмме Ab–An–Or попадают в поле по-



КААХЕМСКИЙ ПОЛИХРОННЫЙ ГРАНИТОИДНЫЙ БАТОЛИТ

род тоналит-трондьемитового ряда (рис. 2). Для них характерны низкие концентрации K_2O (0,2-0,7 мас. %), Na_2O (2,4-3,0 мас. %), Rb (0,9-5 г/т), Sr (112-430 г/т), Zr (14-28 г/т), Hf (0,7-0,9 г/т), УРЗЭ (25-33 г/т) (рис. 2). Спектры распределения редкоземельных элементов (РЗЭ), нормированные по хондриту, характеризуются преобладанием тяжелых лантаноидов над легкими (рис. 3) и наличием минимума по европию практически для всех породных разновидностей ($La/Yb_N = 0,5-0,7$; $Eu/Eu^*_N = 0,6-1,0$). Из других особенностей можно отметить наличие отрицательных аномалий по Nb, Ta, Ti, Zr, Hf. По своим петрогеохимическим параметрам плагиогранитоиды коптинского комплекса сопоставляются с островодужными гранитоидами толейтового ряда, то есть резко отличаются от известково-щелочных плагиогранитоидов майнского комплекса Западного Саяна [Руднев и др., 1998, 2004в, 2005]. По содержанию Yb (1,9-2,2 г/т), Al_2O_3 (<15 мас. %), Eu и отношениям La/Yb и Sr/Y породы комплекса отвечают низкоглиноземистому типу (табл. 1, рис. 4), формирование которого связывается с плавлением метабазитов при $P < 10$ кбар в равновесии с плагиоклаз-пироксеновым реститом [Арт, 1983; Туркина, 2000, 2002].

Для определения возраста гранитоидов коптинского комплекса была исследована мо-

нофракция циркона из порфировидных биотит-амфиболовых тоналитов (проба Д828) Коптинского массива (рис. 1). Кристаллы циркона из этой пробы желтые идиоморфные, прозрачные и полупрозрачные, призматического и короткопризматического габитуса ($K_{удл.} = 2,0-3,0$) (рис. 5). Основными элементами огранки являются грани призмы {100} и дипирамиды {111}, {101}, {121}. Исследование кристаллов оптическим и катодолюминесцентным методами показало, что они имеют тонкозональное внутреннее строение с большим количеством газовых, жидких и твердых минеральных включений (рис. 5). В отдельных зернах отмечаются реликты «древних» ядер. В целом, морфологические особенности циркона указывают на его магматическое происхождение. U-Pb изотопные исследования цирконов были выполнены в Изотопном центре ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) на SHRIMP-II по единичным зернам (табл. 2, рис. 5). Результаты этих исследований показали, что возраст кристаллизации циркона составляет $563,0 \pm 4,5$ млн. лет. Учитывая магматическую природу исследуемых цирконов, эту дату можно принять за возраст кристаллизации тоналитов коптинского комплекса. Следует отметить, что полученная оценка хорошо согласуется с рубежами становления плагиогранитоидов вендского возраста, входящих в

Рис. 1. Схема геологического строения Каахемского гранитоидного батолита (составлена с изменениями и дополнениями, с учетом данных [Дистанова, 1981; Телешев, 1981; Ковалев и др., 1997 и др.]).

Стратифицированные образования: 1 – рыхлые отложения, Q_{III-IV} ; 2 – осадочные и терригенные отложения, J_{1-2} ; 3 – осадочные и терригенные отложения, C_1 ; 4 – красноцветные отложения балгазинской свиты, D_3 ; 5 – отложения сайлыгской свиты (кварцевые и безкварцевые липаритовые и дацитовые плагиопорфириты, туфы, игнимбриты, андезитовые порфириты), D_{1-2} ; 6 – терригенные и карбонатные отложения дерзигской свиты, S_{1-2} ; 7 – осадочно-вулканогенные отложения тапсинской (туффиты, туфы, туффопесчаники, алевролиты, туфобрекчии, известняки, порфириты среднего и основного состава) и туматтайгинской свит (кварцевые альбитофиры, кварцевые порфиры, порфириты кислого, среднего и основного составов), $V(?) - C_1$; 8 – метаморфические образования Тувино-Монгольского массива, $R_3 - C_1$. *Интрузивные образования:* 9 – бреньский граносиенит-гранит-лейкогранитный комплекс, D_1 ; 10 – сархойский гранодиорит-граносиенит-гранитный комплекс, O_3 ; 11 – чарашский плагиогранитный комплекс, O_1 ; 12 – ранне- и поздне-таннуольский диорит-тоналит-плагиогранитный комплекс (нерасчлененные), $O_1 - O_3$; 13 – мажалькский перидотит-пироксенит-габброноритовый комплекс, O_1 ; 14 – зубовский габбро-монцодиорит-граносиенитовый комплекс, C_2 ; 15 – байсютский тоталит-плагиогранитный комплекс, $V - C_1$; 16 – коптинский диорит-тоналит-плагиогранитный комплекс, V ; 17 – основные и ультраосновные образования актовракского комплекса, $V - C_1(?)$; 18 – тектонические нарушения; 19 – результаты U-Pb и Ar-Ar изотопного датирования (в млн. лет). Цифрами в кружках показаны массивы: 1 – Буренский, 2 – Тарбаган-Бедик, 3 – Коптинский, 4 – Усть-Буренский, 5 – Большеажикский, 6 – Зубовский, 7 – Мажалькский, 8 – Теректыг-Чедерский, 9 – Байсютский, 10 – Бреньский, 11 – Каргинский, 12 – Байбалыгский, 13 – Дерзигский, 14 – Калбаг-Дагский, 15 – Брунган, мульды; 16 – Бельбейская и 17 – Балгазинская. На врезке серым цветом показаны раннепалеозойские гранитоидные батолиты Восточной Тувы (I – Каахемский, II – Восточно-Таннуольский, III – Хамсаринский, IV – Бийхемский). Контуром показана область, где проводились исследования.

Содержания петрогенных (мас. %), редких и редкоземельных (г/т) элементов

Компо- ненты	Комплексы									
	коптинский				байсютский			зубовский		
	Д375/1	Д404	Д23	Д828	Д675/1*	Д550	Д71	Д44/1	Д35*	Д5
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
SiO ₂	54,20	60,20	63,10	66,40	68,36	70,70	73,48	58,80	62,40	70,00
TiO ₂	0,84	0,56	0,67	0,64	0,43	0,41	0,51	0,84	0,62	0,34
Al ₂ O ₃	18,80	16,00	15,42	13,90	14,10	14,76	12,10	16,00	16,40	15,20
Fe ₂ O ₃	3,66	3,02	2,41	2,51	2,16	1,37	1,55	3,49	2,14	0,44
FeO	4,81	5,02	4,59	4,87	3,13	3,10	2,81	4,15	3,38	2,30
MnO	0,14	0,15	0,16	0,07	0,07	0,10	0,03	0,11	0,11	0,04
MgO	2,50	2,50	2,61	1,47	1,34	0,92	0,08	2,78	2,03	0,60
CaO	9,51	6,72	5,74	5,11	4,07	4,07	3,51	5,38	4,17	1,52
Na ₂ O	2,81	2,63	2,89	2,80	3,83	3,36	3,18	3,00	3,13	3,00
K ₂ O	0,51	0,40	0,19	0,27	0,37	0,57	0,38	3,83	3,67	5,00
П.п.п	1,87	3,11	1,83	0,86	1,86	0,84	1,37	1,24	1,42	0,98
P ₂ O ₅	0,10	0,07	0,10	0,06	0,06	0,05	0,09	0,13	0,26	0,11
Сумма	99,35	100,38	99,71	98,96	99,78	100,15	99,09	99,75	99,73	99,53
Cs	–	0,17	–	–	0,4	–	0,11	–	2,5	–
Rb	4,7	1,98	1,8	1,90	1,1	7,7	2,1	77	144	172
Sr	434	113	310	146	114	161	106	558	570	274
Y	16,0	17,3	15,5	23,9	41,7	26,8	32,6	18,3	19,3	17,9
Zr	38	17	14	15	80	38	57	187	205	145
Nb	2,1	0,58	2,1	0,17	0,3	2,5	0,76	23,9	53,0	48,5
Ba	320	74	102	89	98	150	136	913	636	530
La	5,37	1,68	3,70	2,09	3,90	2,20	3,91	41,59	43,80	54,42
Ce	11,22	4,69	9,40	6,57	10,7	6,50	10,33	81,15	68,40	105,26
Pr	1,68	0,76	1,60	1,36	–	1,20	1,74	10,93	–	12,73
Nd	7,21	4,24	7,70	6,46	8,8	6,10	9,17	37,97	29,50	38,63
Sm	2,00	1,51	2,00	2,15	3,06	2,00	2,87	5,73	6,20	7,03
Eu	0,72	0,62	0,73	0,52	0,85	0,75	0,89	1,30	1,20	0,96
Gd	2,88	2,18	2,70	3,33	4,20	3,40	3,30	4,57	4,70	4,06
Tb	0,40	0,46	0,41	0,57	0,79	0,68	0,70	0,56	0,74	0,67
Dy	2,80	3,18	2,80	3,89	–	4,50	5,03	3,97	–	3,56
Ho	0,56	0,77	0,57	0,84	–	0,98	1,06	0,57	–	0,58
Er	1,76	2,32	1,60	2,63	–	3,00	3,15	2,28	–	1,74
Tm	0,29	0,37	0,24	0,34	–	0,53	0,53	0,21	–	0,26
Yb	1,84	2,17	1,60	1,92	3,74	3,20	3,24	1,76	1,60	1,75
Lu	0,32	0,33	0,24	0,31	0,58	0,53	0,52	0,30	0,22	0,29
Hf	1,50	0,92	0,57	0,68	2,00	1,70	1,71	5,63	6,00	4,56
Ta	0,16	0,07	0,10	0,04	0,1	0,06	0,39	0,49	1,50	1,53
Th	1,50	0,47	0,32	0,24	0,6	0,45	0,73	24,58	14,50	16,60
U	0,56	0,21	0,16	0,50	0,4	0,30	0,27	2,55	2,30	2,92

Содержания петрогенных элементов, Rb, Sr, Y, Nb, Zr определены рентгенфлуоресцентным методом Глухова, Ю.П. Колмогоров. Звездочкой отмечены пробы, в которых содержания редких и редкоземельных элементов (аналитики С.Т. Шестель, В.С. Пархоменко. В остальных пробах содержания микроэлементов установлена «VG Plasmquad PQ-2» в ЦКП ИНЦ СО РАН (г. Иркутск), аналитики С.В. Пантеева, В.В. Марко ния) в АНЦ ОИГТМ СО РАН (г. Новосибирск), аналитики И.В. Николаева, С.В. Палесский; прочерк – нет

Петрографические составы пород. 1-4 – *коптинский комплекс* (1 – средне-крупнозернистые амфи

КААХЕМСКИЙ ПОЛИХРОННЫЙ ГРАНИТОИДНЫЙ БАТОЛИТ

Таблица 1

в представительных образцах пород Каахемского гранитоидного батолита

Компо- ненты	Комплексы										
	раннетаннуольский			чарашский					позднетаннуольский		
	Д966	Д634*	Д895*	Д624*	Д628	Д816/2	Д108*	Д2270в	Д1000	Д214*	Р102/1
	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO ₂	59,40	62,16	65,20	68,60	69,48	70,50	71,06	72,30	62,30	66,89	69,15
TiO ₂	0,90	0,76	0,60	0,33	0,25	0,29	0,33	0,27	0,68	0,55	0,21
Al ₂ O ₃	15,90	15,61	15,66	15,45	15,08	15,48	15,53	15,40	16,40	16,37	16,40
Fe ₂ O ₃	2,05	2,05	0,99	1,03	1,40	1,02	1,02	0,42	2,19	0,96	0,87
FeO	4,77	4,28	3,79	2,35	1,72	2,32	1,48	1,37	3,61	2,44	2,41
MnO	0,12	0,10	0,09	0,05	0,05	0,05	0,05	0,04	0,11	0,04	0,03
MgO	3,83	2,59	1,95	1,00	1,17	0,48	0,51	0,33	2,44	1,62	0,79
CaO	6,27	5,24	4,14	3,02	2,79	3,90	2,58	3,60	5,56	3,75	2,67
Na ₂ O	3,80	3,67	4,00	3,82	4,40	3,50	3,91	4,54	3,80	3,83	5,08
K ₂ O	1,46	1,71	1,73	2,29	2,14	1,47	1,71	1,36	1,73	1,33	1,08
П.п.п	1,35	1,59	1,40	1,70	1,57	1,22	1,24	0,84	1,09	1,74	0,83
P ₂ O ₅	0,20	0,14	0,21	0,05	0,05	0,15	0,10	0,08	0,17	0,11	0,11
Сумма	100,05	99,90	99,76	99,59	100,10	100,38	99,52	100,55	100,08	99,63	99,63
Cs	1	2	2,2	0,8	–	–	1,8	0,71	1,19	0,5	–
Rb	32	47	55	47	46	20	30	26	37	26	44
Sr	472	362	479	479	418	430	470	387	373	495	561
Y	25,9	18,9	19,7	16,8	11,7	11,6	7,0	7,62	18,5	8,4	17,0
Zr	130	95	280	122	81	73	50,3	98	20	72	109
Nb	8,25	5,2	3,70	1,4	3,0	4,9	0,7	3,66	5,92	6,8	9,5
Ba	390	372	517	487	539	906	427	536	583	391	243
La	16,90	13,80	25,40	19,4	13,00	32,69	16,6	20,75	21,10	17,50	23,00
Ce	40,76	27,80	40,70	32,0	24,00	60,15	25,3	37,77	41,80	29,20	39,00
Pr	4,94	–	–	–	3,00	6,93	–	4,18	5,42	–	4,70
Nd	21,68	15,70	18,00	14,7	11,00	21,92	10,7	13,74	20,60	13,60	15,00
Sm	4,41	4,10	3,90	3,20	2,20	3,08	2,21	1,93	4,12	3,00	2,60
Eu	1,01	0,91	0,90	0,55	0,53	0,98	0,50	0,65	1,18	0,93	0,90
Gd	4,20	3,80	3,90	2,74	2,30	2,11	1,90	1,44	3,87	2,90	2,70
Tb	0,60	0,65	0,64	0,46	0,30	0,36	0,30	0,20	0,65	0,45	0,41
Dy	3,40	–	–	–	2,00	2,00	–	0,79	3,61	–	2,70
Ho	0,72	–	–	–	0,38	0,35	–	0,16	0,74	–	0,58
Er	2,11	–	–	–	1,10	1,20	–	0,43	2,06	–	1,90
Tm	0,30	–	–	–	0,16	0,19	–	0,07	0,35	–	0,33
Yb	1,72	2,02	1,70	0,70	1,30	0,90	0,66	0,43	1,98	1,33	2,10
Lu	0,32	0,30	0,24	0,2	0,23	0,23	0,09	0,07	0,31	0,24	0,33
Hf	2,42	3,20	4,50	3,2	2,70	2,03	2,0	2,21	0,86	2,60	3,10
Ta	0,47	0,20	0,50	0,2	0,30	0,04	0,2	0,43	0,41	0,30	0,99
Th	2,91	3,50	5,60	8,3	4,80	3,97	6,2	7,33	3,24	2,00	6,70
U	0,74	0,90	1,40	1,0	0,68	0,58	0,9	0,60	0,89	1,00	1,20

дом с использование установки СРМ-25 в ОИГТМ СО РАН, (г. Новосибирск), аналитики А.Д. Киреев, Н.М. элементов определены инструментальным нейтронно-активационным методом в ОИГТМ СО РАН (г. Новосибирск) методом индукционно-связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием (ICP-MS) на ва и на установке масс-спектрометрическим окончанием (ICP-MS) ELEMENT фирмы Finigan Mat (Германия).

боловые диориты, 2 – средне-крупнозернистые амфиболовые кварцевые диориты, Большеажигский мас-

Компо- ненты	Комплексы							
	сархойский						бреньский	
	Д2071*	Д1019е*	Д2088	Д97в	Д2019	Р147	Д515*	489/72*
	22	23	24	25	26	27	28	29
SiO ₂	65,10	66,60	68,50	69,00	72,40	74,79	68,00	68,48
TiO ₂	0,63	0,54	0,39	0,42	0,31	0,15	0,47	0,57
Al ₂ O ₃	16,10	15,85	15,70	14,90	13,70	13,27	15,37	14,33
Fe ₂ O ₃	2,55	0,52	1,97	0,97	1,86	0,50	1,09	1,89
FeO	2,29	2,87	1,36	2,37	0,57	1,06	2,55	2,41
MnO	0,12	0,07	0,06	0,05	0,08	0,03	0,07	0,10
MgO	1,48	0,98	0,89	1,00	0,39	0,20	1,34	0,95
CaO	3,20	2,84	2,52	2,55	2,75	1,23	3,02	2,08
Na ₂ O	4,07	4,75	4,20	3,77	4,20	3,25	4,10	4,57
K ₂ O	3,33	3,14	3,00	3,38	4,17	4,59	2,85	3,40
П.п.п	0,60	1,28	0,28	1,26	0,30	0,42	0,88	0,62
P ₂ O ₅	0,19	0,12	0,15	0,12	0,11	0,04	0,12	0,23
Сумма	99,66	99,56	99,02	99,79	100,84	99,53	99,86	99,86
Cs	1,0	1,0	–	3,13	–	3,55	2,2	3,2
Rb	50	81	66	88	98	190	68	121
Sr	490	588	360	328	210	155	285	200
Y	21,0	32,7	14,8	18,5	23,3	13,7	22,2	57,6
Zr	228	200	118	109	95	76,9	253	466
Nb	10,9	9,1	6,57	9,88	1,8	11,1	10,4	31,2
Ba	2740	1386	1049	608	756	895	542	–
La	23,9	48,4	34,29	30,8	32,83	25,7	36	39,7
Ce	41,7	89,0	59,22	55,3	73,37	51,6	57,2	72,5
Pr	–	–	7,03	6,85	9,83	5,58	–	–
Nd	20,3	44,0	22,94	25,5	34,87	19,5	25,2	36,9
Sm	4,7	10,5	4,01	4,46	6,70	3,55	5,4	8,9
Eu	1,39	1,80	0,93	1,03	1,07	0,79	1,04	1,63
Gd	4,8	7	2,88	4,22	4,77	3,13	4,2	8,7
Tb	0,79	1,55	0,46	0,66	0,84	0,49	0,7	1,48
Dy	–	–	2,66	3,53	4,39	2,42	–	–
Ho	–	–	0,58	0,72	0,93	0,51	–	–
Er	–	–	1,74	2,19	2,79	1,44	–	–
Tm	–	–	0,26	0,35	0,40	0,23	–	–
Yb	2,1	2,95	1,74	1,97	2,61	1,37	2,07	4,58
Lu	0,29	0,42	0,28	0,29	0,40	0,23	0,3	0,67
Hf	5,8	4,8	3,61	3,69	3,42	2,53	5,0	8,6
Ta	0,2	1,2	0,34	1	0,24	1,31	0,3	1,2
Th	7,5	8,1	6,08	17,5	13,53	14,5	4,8	9,2
U	1,4	1,8	0,95	3,25	2,52	1,8	1,3	2,6

сив; 3 – среднезернистые порфиroidные амфибол-биотитовые тоналиты; 4 – среднезернистые порфиroidные амфибол-биотитовые тоналиты, Коптинский массив); 5-7 – байсютский комплекс (5 – средне-крупнозернистые порфиroidные меланоплагииграниты, Буренский массив; 6 – средне-крупнозернистые порфиroidные плагиограниты, гора Чурек; 7 – средне-крупнозернистые порфиroidные биотит-амфиболовые лейкоплагииграниты, Буренский массив); 8-10 – зубовский комплекс (8 – среднезернистые амфибол-биотитовые кварцевые монцодиориты, 9 – средне-крупнозернистые амфибол-биотитовые кварцевые монцодиориты, 10 – средне-крупнозернистые амфибол-биотитовые граносиениты, Зубовский массив); 11-13

состав офиолитовых ассоциаций Агардагской зоны в Юго-Восточной Туве, а также баяннурского и хантайширского комплексов в Западной Монголии [Хаин и др., 1995; Гибшер и др., 2001; Pfander et al., 2002; Федотова, Хаин, 2002; Козаков и др., 2002]. Таким образом, полученный возраст формирования толеитовых плагиогранитоидов коптинского комплекса позволяет отнести их к реликтовым фрагментам вендской островодужной системы Центральной Азии, запечатанным среди более поздних гранитоидов.

Результаты Nd изотопных исследований, проведенные для тоналитов коптинского комплекса (проба Д828, табл. 3), показали, что они близки к деплетированному мантийному источнику с параметрами: $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,2345$ и $\epsilon_{\text{Nd}}(0) = +9,2$. Значение параметра $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$, рассчитанное на возраст кристаллизации пород, составляет +6,5 (необходимо, однако, учитывать, что высокое $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ отношение приводит к большой погрешности в расчетах). В целом же, изотопный состав Nd тоналитов коптинского комплекса подтверждает их идентичность с офиолитами Тувы и Западной Монголии [Хаин и др., 1995; Козаков и др., 2002; Pfander et al., 2002].

Байсютский тоналит-плагиогранитный комплекс. Породы этого комплекса входят в состав небольших массивов – останцов и ксеноблоков, расположенных среди гранитоидов раннетаннуольского комплекса (рис. 1). Они прорывают вулканогенные отложения туматтайгинской свиты венд(?)–раннекембрийского возраста и, в свою очередь, интродуцированы субщелочными породами зубовского комплекса среднекембрийского возраста. В наиболее полном объеме комплекс представлен

в Буренском массиве и массиве горы Тарбаган-Бедик. Эти массивы имеют многофазное гомодромное строение, в их составе выделяются тоналиты, плагиограниты и лейкоплагиограниты. Жильные образования представлены дайками и жилами тоналит-порфиров, плагиогранит-порфиров и аплитовидных плагиогранитов. По структурно-текстурным особенностям и минералого-петрографическому составу они практически не отличаются от интрузивных образований коптинского комплекса, что затрудняло их диагностику при полевом картировании. В то же время, по-своему вещественному составу они отличаются более высокими содержаниями щелочей (за счет повышенных K_2O) и РЗЭ (рис. 2; табл. 1). На диаграмме Ab–An–Or породы этого комплекса образуют закономерный эволюционный тренд тоналит-грандземитового ряда (рис. 2). По мере увеличения кремнекислотности пород отмечается повышение содержаний Rb, Y, Nb, Zr, Hf, Ta, Th, U и снижение Sr, Ba (табл. 1, рис. 2). Спектры распределения РЗЭ, нормированные по хондриту (рис. 3), характеризуются преобладанием тяжелых лантаноидов над легкими и наличием минимума по европию ($\text{УРЗЭ} = 37\text{--}46$ г/т; $\text{La}/\text{Yb}_N = 0,7\text{--}0,8$; $\text{Eu}/\text{Eu}_N^* = 0,7\text{--}0,9$). По общему уровню содержания Al_2O_3 , Yb, Eu и величине отношений La/Yb и Sr/Y (табл. 1, рис. 4) плагиограниты отвечают низкоглиноземистому типу, формировавшемуся при $P < 10$ кбар в равновесии с плагиоклаз-пироксеновым реститом [Арт, 1983; Туркина, 2000, 2002]. Из других особенностей пород комплекса следует отметить наличие минимумов по Nb, Ta и Ti. По вышеперечисленным петрогеохимическим параметрам породы байсютского комплекса, так же, как и коптинского, относятся к гранитоидам толе-

– раннетаннуольский комплекс (11-12 – среднезернистые амфибол-биотитовые кварцевые диориты, 13 – среднезернистые амфибол-биотитовые тоналиты); 14-18 – чарашский комплекс (14-15 – среднезернистые биотитовые мелаплагиограниты, Байсютский массив; 16 – средне-крупнозернистые биотитовые плагиограниты, Коптинский массив; 17 – средне-крупнозернистый гранат-биотит-мусковит плагиограниты, Теректыг-Чедерский массив; 18 – средне-крупнозернистые биотитовые плагиограниты); 19-21 – позднетаннуольский комплекс (19 – среднезернистые амфибол-биотитовые кварцевые диориты, 20 – среднезернистые амфибол-биотитовые тоналиты, 21 – среднезернистые биотитовые плагиограниты); 22-27 – сархойский комплекс (22-23 – средне-крупнозернистые биотит-амфиболовые гранодиориты, 24-25 – средне-крупнозернистые биотит-амфиболовые мелаграниты, 26 – средне-крупнозернистые биотит-амфиболовые граниты, 27 – мелко-среднезернистые биотит-амфиболовые лейкограниты); 28-29 – бреньский комплекс (28 – среднезернистые биотит-амфиболовые гранодиориты (шток в нижнем течении р. Дерзиг, правый борт), 29 – среднезернистые биотит-амфиболовые гранодиориты (Дерзигский массив)). Авторы проб: А.Н. Дистанова (1-20, 22-26, 28), С.Н. Руднев (21-27), А.Е. Телешев (29) (ИГ СО РАН, г. Новосибирск).

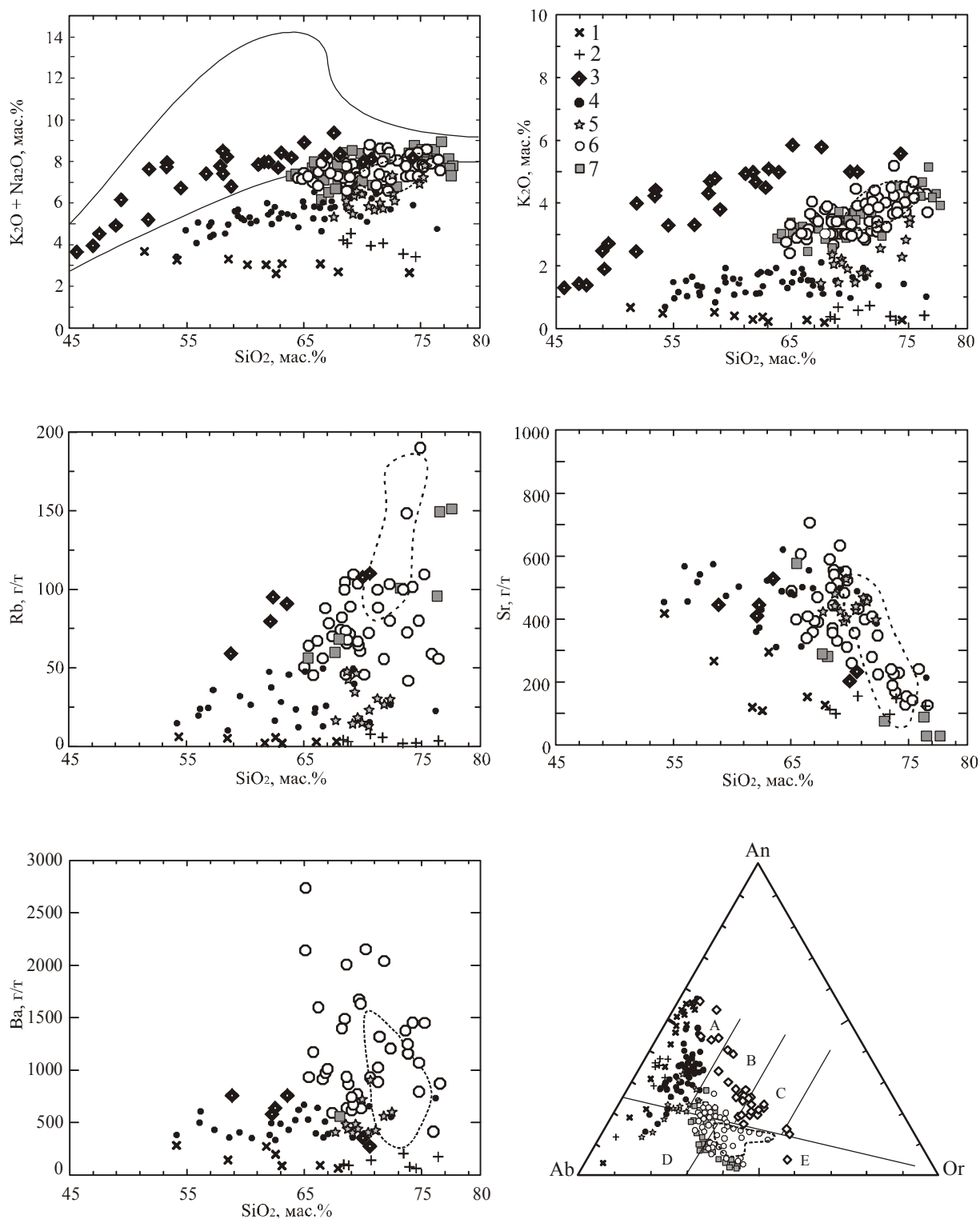


Рис. 2. Вариационные диаграммы Харкера и классификационная диаграмма Ab–An–Or для гранитоидов Каахемского батолита.

1 – коптинский диорит-тоналит-плагиигранитный комплекс; 2 – байсютский тоналит-плагиигранитный комплекс; 3 – зубовский габбро-монцодиорит-граносиенитовый комплекс; 4 – ранне- и позднеаннуольский диорит-тоналит-плагиигранитный комплекс (нерасчлененные); 5 – чарашский плагиигранитный комплекс; 6 – сархойский гранодиорит-граносиенит-гранитный комплекс; 7 – бреньский гранодиорит-гранит-лейкогранитный комплекс. Пунктирной линией показано поле составов гранитоидов сархойского комплекса Восточного Саяна [Кузьмичев, 2004]. А – тоналиты, В – гранодиориты, С – адамеллиты, D – трондьемиты, Е – граниты, An – анортит, Ab – альбит, Or – ортоклаз.

итового ряда, характерным для островодужных геодинамических обстановок.

Для определения возраста формирования пород байсютского комплекса было проведено $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ изотопное датирование [Руднев и др., 2004б] по первичной магматической роговой обманке из средне-крупнозернистых порфириовидных амфиболовых меланоплагиогранитов (обр. Д675/1) Буренского массива (рис. 1). Результаты исследований показали, что $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ изотопный возраст (рис. 6) меланоплагиогранитов, рассчитанный по плато амфиболовой монофракции, составляет $535,7 \pm 3,7$ млн. лет (65 % выделенного ^{39}Ar), а по изохроне – $540,6 \pm 6,3$ млн. лет (по 3-7 ступеням).

Результаты Nd изотопных исследований, проведенных по породам байсютского комплекса (проба Д675/1, табл. 3), показали, что они также характеризуются повышенным отношением $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,20975$, а также величинами $\epsilon\text{Nd}(0) = +7,3$ и $\epsilon\text{Nd}(T) = +6,4$. По этим параметрам они сопоставляются с плагиогранитоидами коптинского комплекса, с которыми, вероятнее всего, имеют один и тот же источник, а также раннекембрийскими островодужными плагиогранитоидами Западного Саяна, Северо-Восточного Алтая [Руднев и др., 2005; Крук и др., 2005] и вулканитами Озерной зоны Западной Монголии [Коваленко и др., 2003; Ковач и др., 2004].

Зубовский габбро-диорит-монцодиорит-монцогранодиорит-граносиенитовый комплекс впервые выделен в качестве самостоятельной единицы магматической шкалы П.Ф. Ковалевым и Н.В. Роговым [Ковалев, Рогов, 1981; Ковалев, 1990] на основании прямых геологических наблюдений и специфики вещественного состава. Интрузивные образования этого комплекса слагают Зубовский массив и ряд более мелких массивов на водоразделе рек Бурен и Бай-Сют (правобережье р. Каа-Хем), общая площадь которых не превышает 20-30 км² (рис. 1). Они прорывают осадочно-вулканогенные отложения венда(?)-нижнего кембрия и в свою очередь рвутся гранитоидами раннетаннуольского комплекса (O_1), вместе с которыми трансгрессивно перекрываются терригенно-карбонатными отложениями силура. Петролитом комплекса является Зубовский массив (~14 км²), расположенный в правом борту р. Каа-Хем вблизи пос. Зубовка (рис. 1). В строении этого массива участвуют две интрузивные фазы, формирование которых про-

ходило в гомодромной последовательности (от ранней к поздней): 1-я фаза – трахитоидные габбро, диориты, монцодиориты, 2-я фаза – кварцевые монцодиориты, монцогранодиориты и граносиениты, что подтверждается наличием зон закалки и присутствием мелких апофиз кварцевых монцодиоритов второй фазы среди пород первой. По петрогеохимическому составу (табл. 1, рис. 2) они относятся к породам монцонитового (латитового) ряда и характеризуются высоким уровнем содержания $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (3,7-9,4 мас. %), K_2O (1,4-6,5 мас. %), P_2O_5 (0,1-2,2 мас. %), Nb (24-53 г/т) и Ta (0,49-1,53 г/т). В эволюционном ряду от габбро до граносиенитов наблюдается закономерное возрастание содержания Rb (77-172 г/т) и снижение Sr (570-274 г/т), Ba (760-270 г/т), Zr (205-145 г/т), Hf (6,0-4,6 г/т). По содержанию РЗЭ и спектрам их распределения (см. рис. 3) породы характеризуются резким преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми и наличием минимума по европию ($\text{URЗЭ} = 156-232$ г/т; $\text{La}/\text{Yb}_N = 15,9-20,9$; $\text{Eu}/\text{Eu}_N^* = 0,5-0,8$). Из других особенностей отметим наличие минимума по Ti, в то время как по Nb, Zr и Hf эти минимумы практически отсутствуют.

Для выяснения возраста пород зубовского комплекса проведено $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопное исследование первично-магматической роговой обманки из средне-крупнозернистых амфиболовых кварцевых монцодиоритов (проба Д35) Зубовского массива (рис. 1). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст, рассчитанный по плато (рис. 7), равен $512,4 \pm 2,1$ млн. лет (85 % выделенного ^{39}Ar), по изохроне – $514,8 \pm 6,6$ млн. лет, что отвечает среднему кембрию [Руднев, 2004б].

Результаты Nd изотопных исследований показывают, что кварцевые монцодиориты (проба Д35, см. табл. 3) характеризуются величинами $\epsilon\text{Nd}(T) = +2,6$ при $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,105840$, а модельный Nd возраст пород отвечает позднему рифею ($T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st}) = 1,04$ млрд. лет). В целом по изотопно-геохимическим признакам можно предположить, что в формировании калиевых субщелочных монцонитоидов Зубовского комплекса существенную роль играл плюмовый источник, признаки которого на этом возрастном уровне сейчас установлены в Кузнецком Алатау (карбонатитсодержащая щелочно-габброидная ассоциация [Врублевский и др., 2004]).

Мажалыкский перидотит-пироксенит-габбро-норитовый комплекс представлен как мелкими, так и крупными массивами, сре-

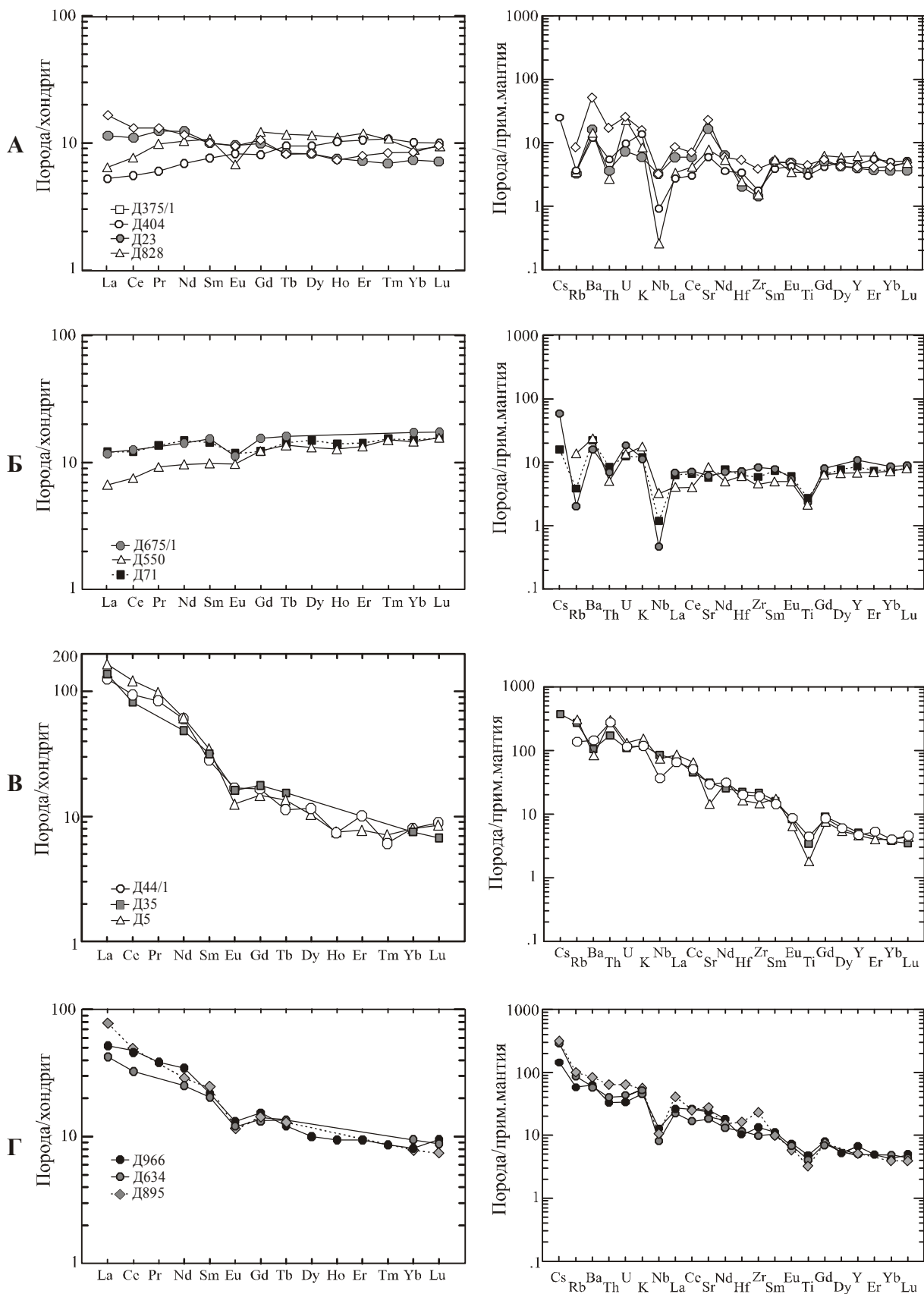
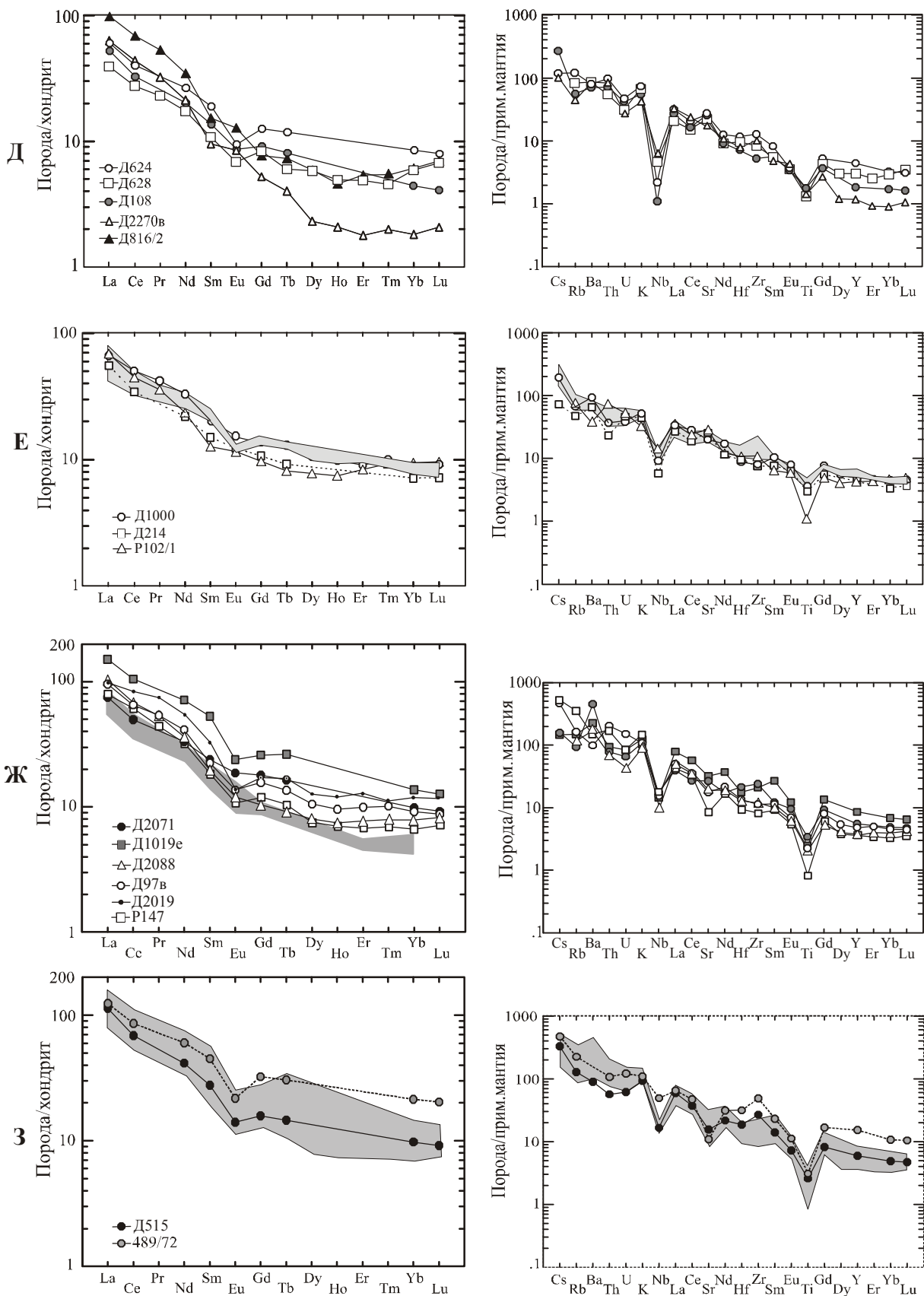


Рис. 3. Спектры распределения РЗЭ и спайдер-диаграммы в породах коптинского (А), бай сархойского (Б) и бреньского (В) комплексов Каахемского гранитоидного батолита.

Поле на рис. 3а отвечает составу гранитоидов раннетаннуольского комплекса, на рис. 3б – сархойска. Номера проб на диаграммах соответствуют табл. 1. Нормирование проб проводилось по хондриту

КААХЕМСКИЙ ПОЛИХРОННЫЙ ГРАНИТОИДНЫЙ БАТОЛИТ



сютского (Б), Зубовского (В), раннетаннуольского (Г), чарашского (Д), позднеатаннуольского (Е), ского комплекса Восточного Саяна [Кузьмичев, 2004], на рис. 3з – сархойского комплекса Бренского мас- [Sun et al., 1989].

ди которых выделяются Мажалыкский, Калбагдаг, Брунган и ряд других, расположенные вдоль р. Каа-Хем (см. рис. 1). Их геологическое положение, особенности внутреннего стро-

ения, состав и возраст достаточно полно освещены в литературе [Волохов и др., 1972; Поляков, Богнибов, 1978; Поляков и др., 1984; Бородина и др., 2004]. В составе массивов выделяются породы краевой фации и расслоенной серии, включающей ультрамафитовую, субультрамафитовую, мафитовую и анортозитовую группы пород. В строении расслоенной серий, наряду с преобладающими габброидами (габбро, оливиновые габбро и габбро-нориты, амфиболвые габбро, анортозиты и габбро-анортозиты), существенную роль играют ультраосновные породы (дуниты, верлиты, лерцолиты и пироксениты). Петрохимические особенности пород мажалыкского комплекса согласуются с фракционной дифференциацией родоначального расплава пикритового состава. Средний состав массивов отвечает меланобазитовым ассоциациям, которые имеют высокую магнезиальность, крайне низкую щелочность и титанистость. Низкое содержание щелочей (не более 1-2 мас. %), а также накопление суммарного железа в более поздних дифференциатах, согласно петрохимическим исследованиям, проведенным на примере Мажалыкского массива [Бородина и др., 2004; Сальникова и др., 2003], позволяет отнести родоначальный расплав к толеитовой серии нормального ряда. Породы этого массива характеризуются однотипным слабодифференцированным трендом распределения РЗЭ. Содержание РЗЭ составляет менее 10 хондритовых единиц и лишь в 2-4 раза превышает содержание РЗЭ в примитивной мантии и в источнике N-MORB. Из других геохимичес-

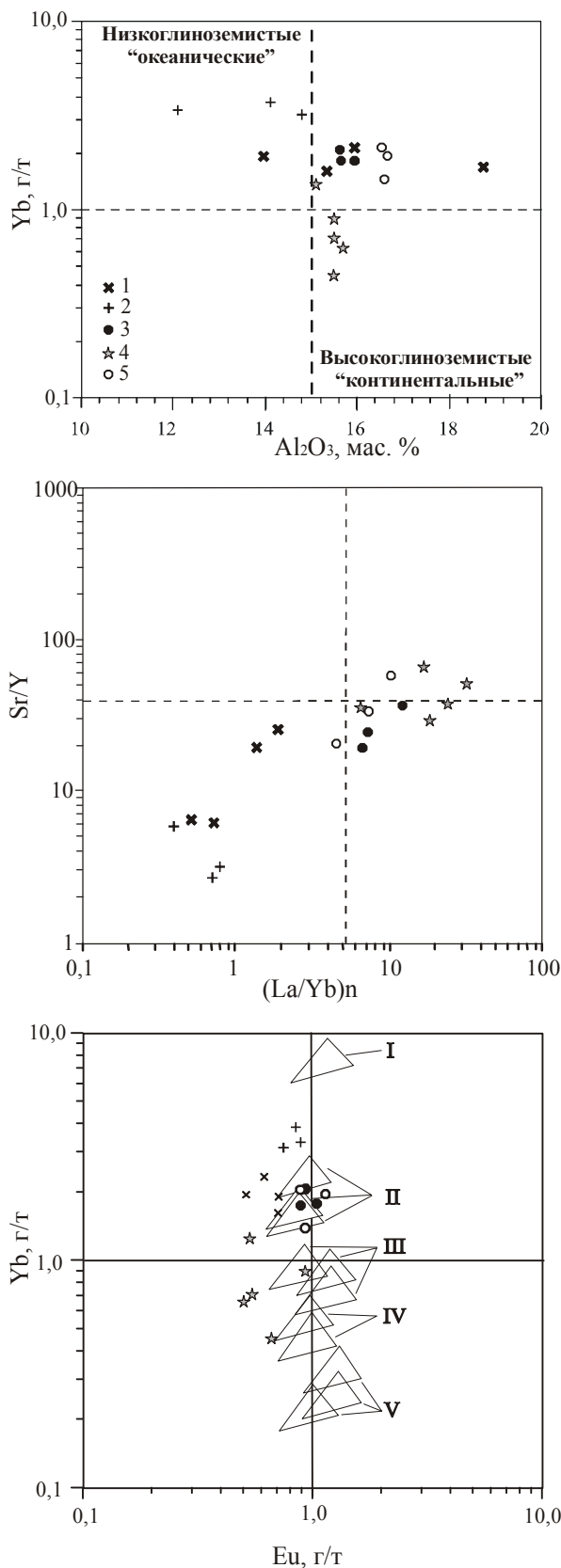


Рис. 4. Диаграммы Al₂O₃ – Yb по [Арт, 1983], Sr/Y – La/Yb и Eu – Yb по [Туркина, 2000, 2002], демонстрирующие принадлежность тоналит-плагиогранитных комплексов Каахемского батолита к высоко- и низкоглиноземистому типам и их модельные расплавы.

Комплексы: 1 – коптинский, 2 – байсютский, 3 – раннетаннуольский, 4 – чарашский, 5 – позднетаннуольский. Области содержания элементов в расплавах, образующиеся при дегитратационном (сплошные линии) и водном (штриховые линии) плавлении источников в равновесии с пятью типами реститов: I – Pl+Срх+Орх, II – Нб+Pl±Срх±Орх, III-IV – Нб+Срх+Pl±Gar, V – Срх+Gar±Нб. Pl – плагиоклаз, Срх – клинопироксен, Орх – ортопироксен, Нб – амфибол, Gar – гранат.

КААХЕМСКИЙ ПОЛИХРОННЫЙ ГРАНИТОИДНЫЙ БАТОЛИТ

ких особенностей пород Мажалыкского массива отметим наличие минимумов по Eu, Nb, Ta, Hf, Zr, Ti, а также обеднение тяжелыми лантаноидами, что может свидетельствовать о присутствии граната в мантийном источнике.

Возраст пород мажалыкского комплекса, согласно результатам $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопных исследований по амфиболу из габбро-норитов Мажалыкского массива [Бородина и др., 2004] и U-Pb изотопных исследований по циркону из

жильных габбро-анортозитов [Сальникова и др., 2003], секущих породы расслоенной серии этого же массива, отвечает раннему ордовику ($484,2 \pm 2,3$ и $478 \pm 1,4$ млн. лет соответственно).

Раннетаннуольский диорит-тоналит-плагиогранитный комплекс выделяется впервые. Эта ассоциация преимущественно распространена в западной части Каахемского батолита, где слагает сплошные поля или крупные изолированные массивы среди вмещаю-

Рис. 5. U-Pb изотопная диаграмма с конкордией для цирконов из порфирированных амфиболовых тоналитов коптинского комплекса (Коптинский массив, проба Д828, см. привязку на рис. 1).

В нижней части рисунка представлены микрофотографии внутреннего строения кристаллов циркона, полученные оптическим и катодолюминесцентным методами. На отдельных зернах циркона показаны точки и их номера, в которых проводились изотопные измерения. Результаты анализов приводятся в табл. 2. и на рис. 9.

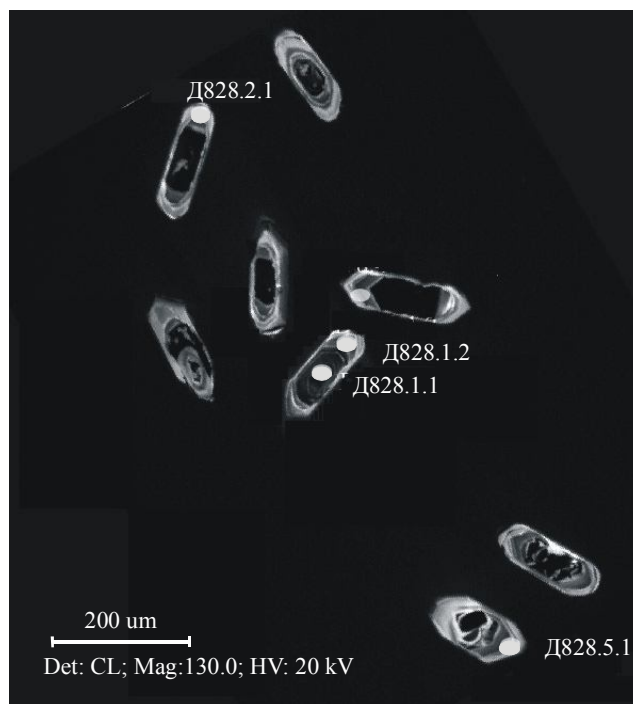
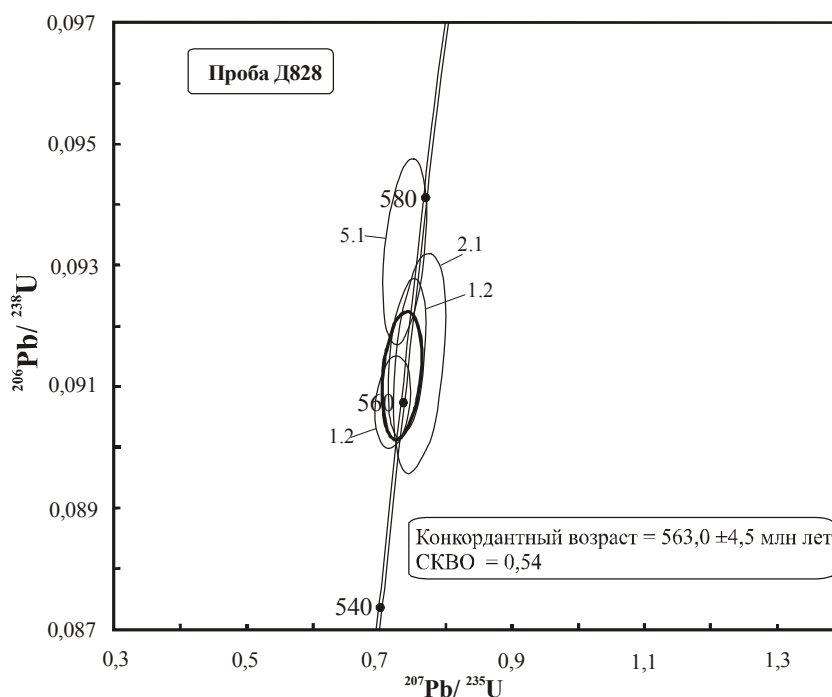


Таблица 2
 Результаты U-Pb изотопных исследований единичных зерен циркона из плагиогранитоидов коптинского и чарашского комплексов (SHRIMP-II)

Образец, точка	$^{206}\text{Pb}^c$	U, ppm	Th, ppm	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$, ppm	Возраст по изотопным отношениям		Дискордант- ность, %	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$	±%	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	±%	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	±%	Корреляционный коэффициент
						$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$								
Д-828.1.1	1,19	652	210	0,33	51,4	558,8 ±3,1	428 ±86	-23	0,0554	3,8	0,692	3,9	0,0905	0,58	0,149
Д-828.1.2	0,10	161	26	0,17	12,6	562,7 ±5,2	471 ±77	-16	0,0565	3,5	0,710	3,6	0,0912	0,97	0,267
Д-828.2.1	0,08	80	13	0,17	6,28	554,4 ±7,4	-7 ±250	-101	0,0459	10	0,569	11	0,0898	1,4	0,133
Д-828.5.1	0,06	108	16	0,15	8,68	578,6 ±6,2	720 ±91	24	0,0634	4,3	0,820	4,5	0,0939	1,1	0,252
Д-624.1.1	0,36	145	85	0,61	9,33	464,4 ±4,6	443 ±66	-5	0,0558	3,0	0,575	3,1	0,0747	1,0	0,330
Д-624.2.1	-	83	33	0,41	5,41	474,2 ±8,1	509 ±74	7	0,0575	3,4	0,605	3,8	0,0763	1,8	0,464
Д-624.3.1	0,11	191	117	0,64	12,5	474,6 ±4,0	453 ±69	-4	0,0560	3,1	0,590	3,2	0,0764	0,87	0,272
Д-624.4.1	-	92	31	0,35	6,11	480,2 ±5,6	505 ±68	5	0,0573	3,1	0,612	3,3	0,0773	1,2	0,362
Д-624.5.1	0,07	133	71	0,55	8,77	477,6 ±4,8	568 ±64	19	0,0590	3,0	0,626	3,1	0,0769	1,0	0,334

Примечание. Выделение акцессорных цирконов проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Изотопные анализы по единичным зернам циркона выполнены в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского (г. Санкт-Петербург), на ионном микрозонде SHRIMP-II. Отобранные вручную зерна цирконов были имплантированы в эпоксидную смолу вместе с зернами цирконовых стандартов TEMORA и 91500. Затем зерна цирконов были сошлифованы и приполированы на половину своей толщины. Для выбора участков (точек) датирования на поверхности зерен использовались оптические (в проходящем и отраженном свете) и катодолюминесцентные изображения, отражающие внутреннюю структуру и зональность цирконов. Катодолюминесцентные изображения получены на сканирующем электронном микроскопе. Рабочее расстояние составляло 25-28 mm, ускоряющее напряжение – 20 кV, ток сфокусированного пучка на цилиндре Фарадея – 4-6 nA. Измерения U-Pb отношений на SHRIMP-II проводились по методике [Williams, 1998]. Интенсивность первичного пучка молекулярных отрицательно заряженных ионов кислорода составляла 4 nA, диаметр пятна (кратера) составлял 18 мкм. Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программы SQUID [Ludwig, 2000]. U-Pb отношения нормализовались на значение 0,0668, приписанное стандартному циркону TEMORA [Black, Kato, 2003]. Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приведены на уровне 1σ, погрешности вычисленных корреляционных возрастов и пересечений с коррелией приведены на уровне 2σ. Построение графиков с коррелией проводилось с использованием программы ISOPLOT/EX [Ludwig, 1999]. Pb^c and Pb* соответственно обыкновенный и радиогенный свинец. Поправка на присутствие обыкновенного свинца введена по измеренному ^{204}Pb .

Таблица 3

Sm-Nd изотопные данные для гранитоидов Каахемского полихронного батолита

№ пробы	Комплексы	Содержание, ppm		Изотопные отношения		εNd(0)	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t$	εNd(T)	T _{Nd} (DM)	T _{Nd} (DM-2st)
		Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$					
Д828	Коптинский	2,078	5,357	0,234509	0,513107±11	9,2	0,512247	6,5	—	—
Д675/1	Байсютский	2,983	8,598	0,209733	0,513012±13	7,3	0,512277	6,4	—	—
Д35	Зубовский	5,331	30,447	0,105840	0,512468±9	-3,3	0,512113	2,6	966	1036
Д624	Чарашский	2,459	13,863	0,107225	0,512561±7	-1,5	0,512228	3,9	846	898
5563	Позднетаннуольский (по [Козаков и др., 2003])	4,730	23,250	0,123500	0,512596±8	-0,8	0,512232	3,4	939	921
Д1019е	Сархойский	8,969	50,863	0,106600	0,512459±11	-3,5	0,512145	1,7	986	1064
Д515	Бренский	4,875	26,597	0,110792	0,512540±17	-1,9	0,512261	2,3	906	959

Примечание. Изотопные Sm-Nd исследования были проведены в лаборатории геохронологии и геохимии изотопов Геологического института КНЦ РАН (г. Апатиты), аналитик П.Н. Серов. Нормирование изотопных отношений Nd осуществлялось по отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$. Ошибка воспроизводимости Sm-Nd отношений принята при статистическом обчете концентраций Sm и Nd в стандарте BCR и составляет 0,2% (2σ). Химические процедуры разложения проб и минералов проводятся по методике [Журавлев и др., 1987]. Все изотопные исследования проводятся на семинальном масс-спектрометре Finnigan-MAT-262 в статическом режиме. Холостое внутрилабораторное загрязнение на период измерений по Sm равно 0,06 нг, по Nd составляло 0,3 нг. Значение параметра εNd (T) рассчитано относительно однородного хондритового резервуара (CHUR) с современными характеристиками $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512638$; $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1967$ [Jacobsen, Wasserburg, 1984]. Модельные возраста T_{Nd}(DM) вычислены по данным [Goldstein, Jacobsen, 1988] для резервуара деглетированной мантии с $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 = 0,513151$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,21365$. При расчете возрастов прогиотов по двухстадийной модели [Liew, Hofmann, 1988] среднее значение $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ отношения принято равным 0,12 [Taylor, McLennan, 1985]. Средние значения по стандартам (2σ) за период измерений равны: La Jolla = 0,511833±6 (11) и JNd1 = 0,512072±2 (44).

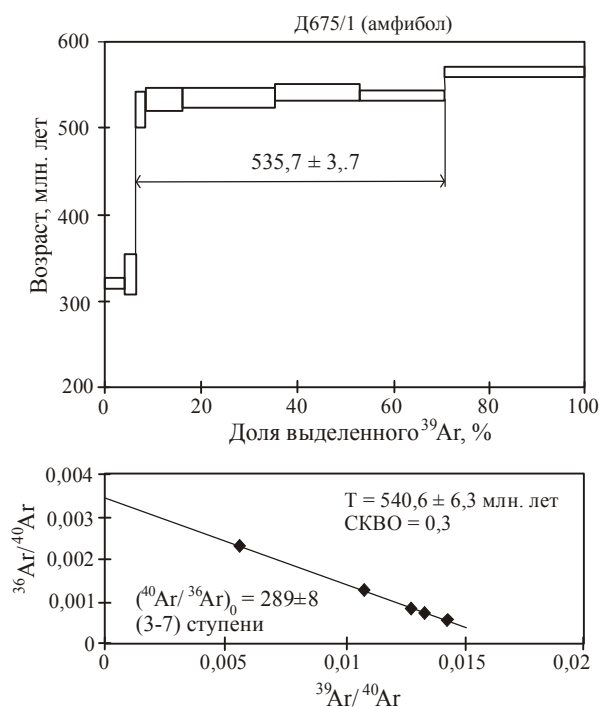


Рис. 6. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастные спектры и изохронные диаграммы для первично-магматической роговой обманки из порфировидных меланоплаггиогранитов байсютского комплекса (Буренский массив, проба Д675/1).

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопные исследования проводились в Аналитическом центре ОИГТиМ СО РАН (г. Новосибирск). Методика проведения эксперимента приведена в работе [Пономарчук и др., 1998]. Корреляция полученных данных выполнялась методом [Dalrymple et al., 1971] с учетом атмосферной контаминации и интерферирующих пиков от побочных нейтронно-индуцированных реакций. В результате облучения солей K_2SO_4 и CaF_2 были получены следующие коррекционные коэффициенты: $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 1,015 \times 10^{-3}$, $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 3,91 \times 10^{-4}$, $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}} = 0,00158$. J-значение (параметры облучения) вычислялись путем измерения стандартов из различных позиций ампулы и построения аппроксимирующих функций по полученным точкам с учетом разброса для каждого отдельного J-значения. Изохронные построения проводились полиномиальным методом наименьших квадратов [York, 1966]. Погрешности датировок приведены в интервале $\pm 1\sigma$. Значения K/Ca отношения вычислялись исходя из константы $(\text{K}/\text{Ca}) / (^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar}) = 1,785$. Идентификация плато проводилась с использованием критериев [Fleach et al., 1977]. То же на рис. 8.

щих вулканогенно-осадочных отложений туматтайгинской и тапсинской свит венд(?)–нижекембрийского возраста (см. рис. 1). Геологические взаимоотношения с вмещающими породами, а также особенности вещественного состава детально описаны в работах [Благонравов, Шенкман, 1956; Пинус, 1961; Иванова, 1963; Дорофеева, 1965; Ковалев, Бухаров, 1979; Дистанова, 1981, 1984; Телешев, Дистанова, 1983; Маликова и др., 1991; Руднев и др., 2004б,в и др.]. Интрузивные образования этого комплекса в отличие от более ранних пород коптинского и байсютского комплексов, характеризуются равномернозернистым обликом, наличием как массивных, так и гнейсовидных текстур. В составе комплекса выделяется ряд интрузивных фаз, формирование которых происходило в гомодромной последовательности (от ранних к поздним): диориты, кварцевые диориты, тоналиты, меланоплаггиограниты и лейкоплаггиограниты. Тоналиты и плагиограниты наиболее широко распространены и составляют 80-85 % объема комплекса. Набор породообразующих минералов в породах раннетаннуольского комплекса практически постоянен и отличается лишь их количественными соотношениями плагиоклаза, кварца, амфибола и биотита. Иногда отмечается присутствие единичных зерен калиевого полевого шпата. Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом, цирконом, магнетитом и пиритом. По петрохи-

мическому и редкоэлементному составу (см. табл. 1, рис. 2) породы комплекса, в отличие от плагиогранитоидов коптинского и байсютского комплексов, имеют существенно более высокие содержания $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, главным образом за счет K_2O (1,0-2,1 мас. %), а также Rb (16-55 г/т), Sr (250-570 г/т), Ba (300-600 г/т), Nb (3,7-8,2 г/т), Ta (0,2-0,47 г/т), Zr (73-130 г/т), Hf (0,86-4,5 г/т), Th (2,0-5,6 г/т), U (0,7-1,4 г/т). Спектры распределения РЗЭ (см. рис. 3) характеризуются резким преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми и наличием минимума по Eu (УРЗЭ = 69-186 г/т; $\text{La}/\text{Yb}_N = 4,6-16,5$; $\text{Eu}/\text{Eu}_N^* = 0,69-0,71$). Эти геохимические признаки позволяют относить магматические образования раннетаннуольского комплекса к породам андезитового ряда. На диаграмме «Ab–An–Or» (см. рис. 2) они образуют самостоятельный эволюционный тренд, отличающийся от тренда островодужных толеитовых плагиогранитоидов коптинского и байсютского комплексов. Несмотря на то, что плагиогранитоиды раннетаннуольского комплекса характеризуют-

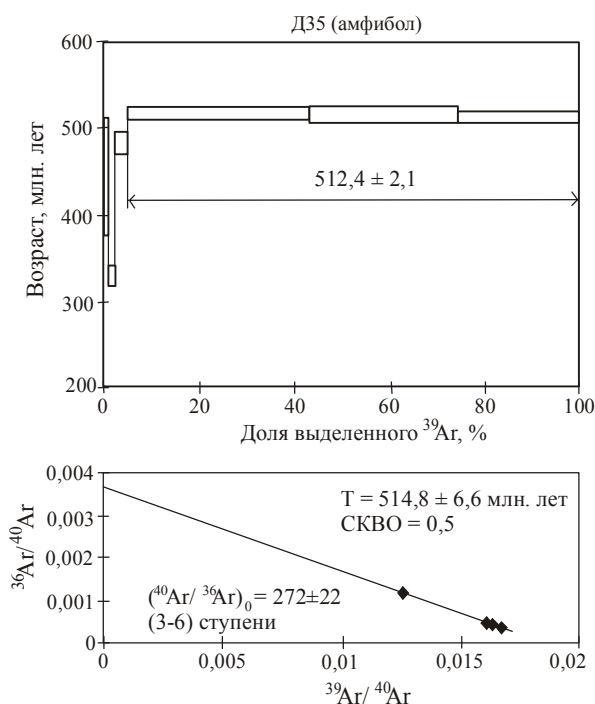
ся повышенными содержаниями Al_2O_3 (15,6-16,4 мас. %), Sr (>250 г/т) и отношениями Sr/Y и La/Yb (табл. 1, рис. 4), их нельзя относить к высокоглиноземистому типу тоналит-плагиогранитных ассоциаций [Арт, 1983; Туркина, 2002], так как они имеют значительно более высокие содержания Yb (1,3-2,0 г/т) и более низкие отношения $(La/Yb)_N = 4,2-13,1$ в сравнении с типичными архейскими высокоглиноземистыми тоналит-трондьемитами и адакитами ($Yb < 1,0$ г/т, $(La/Yb)_{N_{перд.}} = 38,4$ по [Martin, 1994]). Судя по фигуративному расположению точек составов на диаграммах Yb–Eu, Yb– Al_2O_3 , они в большей степени отвечают породам низкоглиноземистого типа, формирующимся при $P < 10$ кбар в равновесии с амфибол-плагиоклаз-пироксеновым рститом (рис. 4).

Раннеордовикский возраст комплекса (484-474 млн. лет) достоверно установлен для западной части Каахемского батолита. С одной стороны, они прорывают габброиды мажальского комплекса (484-478 млн. лет) и сами рвутся породами чарашского тоналит-плагиогранитного комплекса ($473,9 \pm 4,5$ млн. лет, см. ниже) [Руднев и др., 2004в]. Кроме того, в Восточной Туве обнаружен ряд мест, где красноцветные отложения фаунистически охарактеризованного нижнего ордовика трансгрессивно перекрывают гранитоиды раннетаннуольского комплекса и содержат гальку этих пород в основании типовых разрезов [Благонравов, 1959; Шенкман, 1959; Зайков и др., 1971; Чучко, 1971, и др.].

Чарашский тоналит-плагиогранитный комплекс. Породы этого комплекса впервые описаны в составе петротипического Теректыг-Чедерского (>300 км²), Байсютского (>25 км²) массивов и мелких штоков (рис. 1), где они интерпретировались либо как фаза дополнительных интрузий таннуольского комплекса [Дистанова, 1981], либо выделялись в самостоятельный комплекс высокоглиноземистых плагиогранитов [Ковалев и др., 1997]. По геологическим данным породы чарашского комплекса в Теректыг-Чедерском и Байсютском

массивах прорывают гранитоиды раннетаннуольского комплекса и в свою очередь перекрываются осадочными отложениями юры. В строении Теректыг-Чедерского и Байсютского массивов участвуют несколько интрузивных фаз, формирование которых проходило в гомодромной последовательности (от ранних к поздним): 1-я фаза (главная) – равномернозернистые, реже порфириовидные биотитовые, гранатсодержащие биотитовые и биотит-мусковитовые плагиограниты и лейкоплагиограниты; 2-я фаза – мелкозернистые гранатсодержащие биотитовые плагиограниты и лейкоплагиограниты, образующие небольшие штоки среди пород первой фазы; 3-я фаза – дайки и жилы гранатсодержащих аплитов, пегматитов и аплитопегматитов. Примечательной особенностью пород чарашского комплекса является наличие в них крупных идиоморфных выделений биотита, а в отдельных случаях – граната. По петрогеохимическим особенностям (см. табл. 1, рис. 2) они относятся к метаалюминиевым гранитоидам известково-щелочного ряда или занимают промежуточное положение с переходом к гранитоидам, пересыщенным алюминием. В отличие от плагиогранитоидов раннетаннуольского комплекса они имеют в среднем более высокие содержания K_2O (1,4-2,5 мас. %), $Na_2O + K_2O$ (5,0-7,2 мас. %), Rb (20-47 г/т), Sr (330-740 г/т) Th (0,58-1,0 г/т), Hf (2,1-3,2 г/т) и меньшие – Nb (0,7-4,9 г/т), Y (7,0-16,8 г/т), УРЗЭ (58-75 г/т).

Рис. 7. $^{40}Ar/^{39}Ar$ возрастные спектры и изохронные диаграммы для первично-магматической роговой обманки из монцогранодиоритов зубовского комплекса (Зубовский массив, проба Д35).

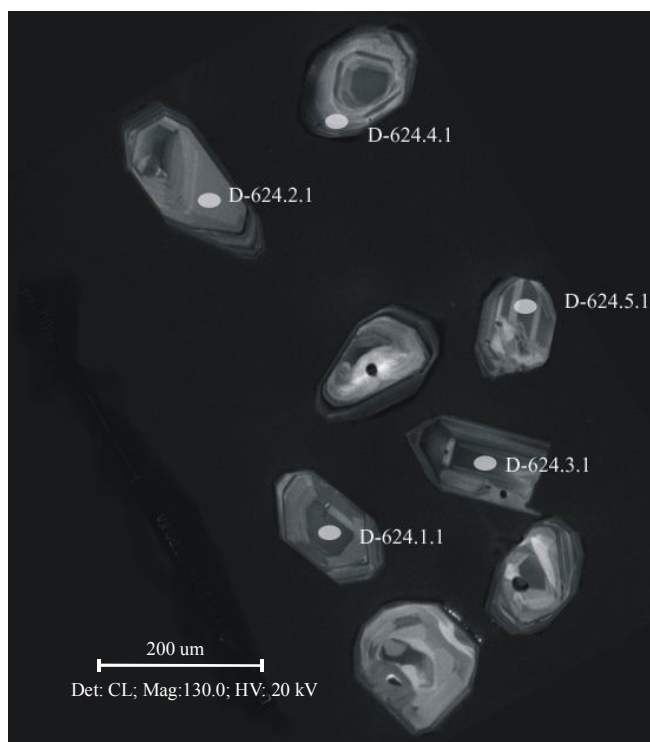
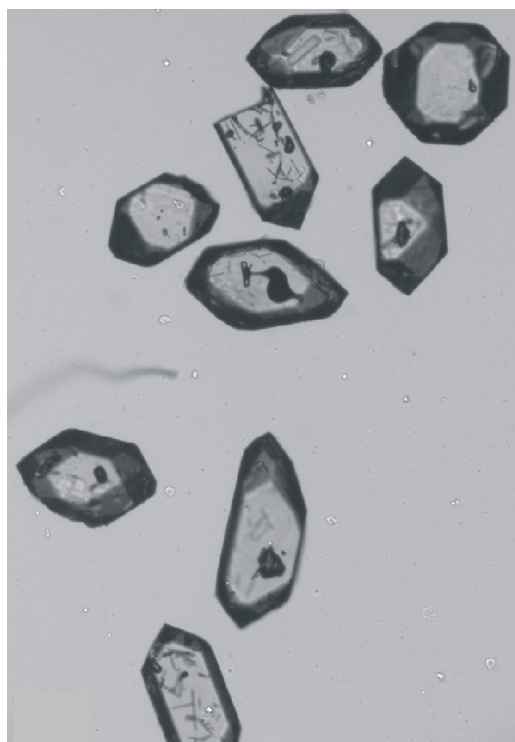
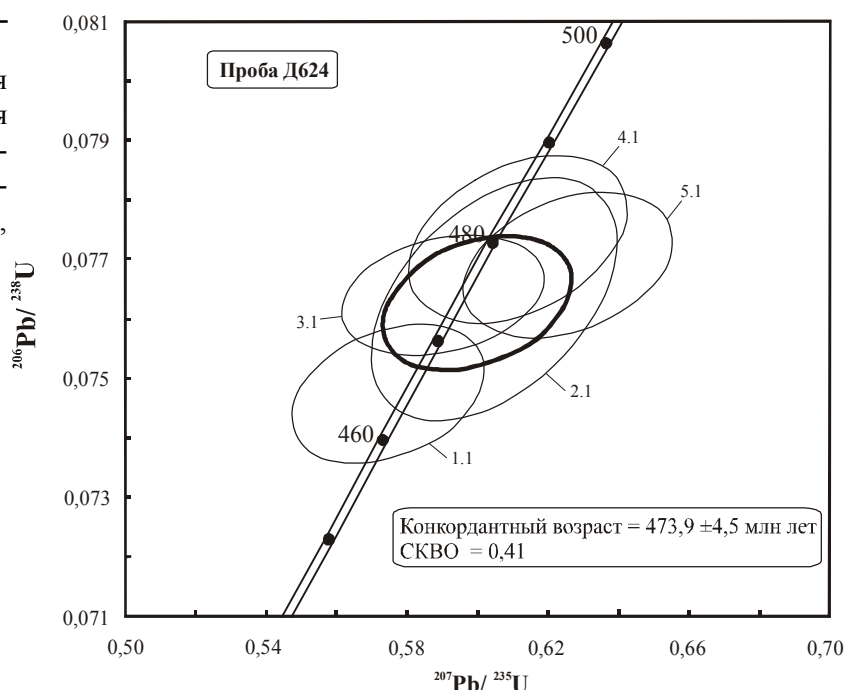


Спектры распределения РЗЭ (рис. 3) характеризуются резким преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми и ярко выраженным минимумом по европию ($УРЗЭ = 58-75$ г/т; $(La/Yb)_N = 17,0-32,5$; $(Eu/Eu^*)_N = 0,5-0,7$). Из других особенностей пород этого комплекса можно отметить наличие минимума по Nb и Ti. По содержанию Yb (0,43-0,90 г/т), Al_2O_3 (15,4-15,5 мас. %), Sr (387-479 г/т) и отношениям Sr/Y =

28-67 и $(La/Yb)_N = 17-32,5$ они отвечают плагиогранитам высокоглиноземистого типа (см. рис. 4), для которых предполагается формированием при $P > 10-12$ кбар в равновесии с гранатосодержащим реститом [Туркина, 2000].

Для определения возраста пород чарашского комплекса было проведено U-Pb изотопное датирование (SHRIMP-II, ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург) по единичным зернам циркона из

Рис. 8. U-Pb изотопная диаграмма с конкордией для цирконов из биотитовых плагиогранитов чарашского комплекса (Байсютский массив, проба Д624).



плагиигранитов (проба Д624) Байсютского массива (рис. 1). Циркон из этой пробы представлен желтыми и желтовато-розовыми идиоморфными, прозрачными, призматическими и короткопризматическими ($K_{удл.} = 1,5-3,0$) кристаллами, ограничение которых представлено призмой {100} и дипирамидами {111}, {101} {121} (рис. 8). В оптическом диапазоне длин волн кристаллы характеризуются незональным строением. Исследование внутреннего строения кристаллов методом катодолюминесценции показало, что они имеют однородное тонкозональное внутреннее строение с большим количеством газовых, жидких и твердых минеральных включений и отсутствием реликтов «древних» ядер. В целом, морфологическое изучение цирконов Байсютского массива свидетельствует об их магматическом происхождении. Результаты U-Pb изотопно-геохронологических исследований (см. табл. 3), проведенных по пяти зернам циркона, показали, что их возраст равен $473,9 \pm 4,5$ млн. лет [Руднев и др., 2004в]. Учитывая магматическое происхождение циркона, эта изотопная дата принимается за возраст кристаллизации пород чарашского комплекса.

Результаты Nd изотопных исследований, проведенные по плагиигранитам Байсютского массива (проба Д624, табл. 3), показали, что породы характеризуются положительными величинами $\epsilon Nd(T) = +3,9$ и $^{147}Sm/^{144}Nd = 0,107225$, а Nd модельный возраст пород отвечает позднему рифею ($T_{Nd}(DM-2st) = 0,90$ млрд. лет).

Позднетаннуольский диорит-тоналит-плагиигранитный комплекс. Интрузивные образования этого комплекса преимущественно развиты в центральной и восточной частях Каахемского батолита, где они образуют сплошные поля или массивы среди вмещающих вулканогенных отложений туматтайгинской свиты венд(?)—нижнекембрийского возраста, а также крупные изолированные останцы-массивы среди более молодых по отношению к ним гранитоидов сархойского комплекса, имеющего позднеордовикский возраст (рис. 1). По петрогеохимическим особенностям породы позднетаннуольского комплекса практически не отличаются от раннетаннуольского (рис. 2), за исключением более низких содержаний Zr и Hf (табл. 1, рис. 3) и наличия слабо выраженного минимума по европию ($Eu/Eu^* = 0,89-0,95$). Как и раннетаннуольский комплекс (см.

рис. 4), они отвечают породам низкоглиноземистого типа, формировавшимся при $P < 10$ кбар в равновесии с амфибол-плагииоклаз-пироксеновым реститом.

Возраст пород позднетаннуольского комплекса согласно результатам U-Pb изотопного датирования по цирконам из кварцевых диоритов равен $451 \pm 5,7$ млн. лет [Козаков и др., 1998], что отвечает среднему-позднему ордовику.

Nd изотопные исследования, проведенные по кварцевым диоритам позднетаннуольского комплекса (см. табл. 3) свидетельствуют, что величины $\epsilon Nd(T)$, варьируют от +3,3 до +3,4, $^{147}Sm/^{144}Nd = 0,123500$, а Nd модельный возраст протолита отвечает позднему рифею ($T_{Nd}(DM-2st) = 0,92-0,93$ млрд. лет) [Козаков и др., 2003].

Сархойский гранодиорит-граносиенит-гранитный комплекс. Этот комплекс в качестве самостоятельной магматической единицы в Каахемском батолите впервые был выделен и описан П.Ф. Ковалевым, который выявил тесные корреляционные связи с гранитоидами сархойского комплекса Восточного Саяна [Митрофанов и др., 1962]. Интрузивные образования сархойского комплекса, как показали геологические наблюдения, широко распространены в составе Бреньского, Каргинского, Байбалыгского и ряда других более мелких массивов, которые в совокупности образуют единый плутон площадью более 15 000 км² [Телешев, 1981; Руднев и др., 2004а] (рис. 1). В составе комплекса выделяются: граниты и лейкограниты (преобладающие разновидности), гранодиориты и крайне редко граносиениты. Петротипом комплекса служит Бреньский массив (~ 1500 км²), расположенный в центральной части Каахемского полихронного батолита (см. рис. 1). Не останавливаясь на особенностях петрографического состава этих гранитоидов, детально описанных ранее [Телешев, 1981], отметим, что общими для них являются крупно- и среднезернистое строение с порфиroidными выделениями полевых шпатов, широкими вариациями содержаний порообразующих и акцессорных минералов даже в пределах одной породной группы. Содержания петрогенных, редких и редкоземельных элементов в породах сархойского комплекса приведены в таблице 1. На петрохимических диаграммах (см. рис. 2) в ряду от гранодиоритов к лейкогранитам отмечается закономерное возрастание содержаний $K_2O + Na_2O$ (6,5-8,4 мас. %), главным образом за счет увеличения

содержаний K_2O (2,3-5,4 мас. %). Содержания Na_2O в породах варьируют незначительно и уменьшаются по мере увеличения кремнекислотности от 4,2 до 3,0 мас. %. На диаграмме «Ab–An–Or» породы этого комплекса образуют «размытое» поле фигуративных точек, расположение которых свидетельствует об ортоклазовом тренде кристаллизующегося расплава. При изучении редкоземельного состава пород установлены широкие вариации содержаний Rb (40-190 г/т) и особенно Ba (608-2700 г/т), даже в пределах одной петрографической группы (интрузивной фазы), что согласуется с вариациями содержаний калиевого полевого шпата. С увеличением кремнекислотности пород, наблюдается закономерное снижение концентраций Sr, Ba (см. табл. 1), Hf, Zr и увеличение Th, U. По содержанию РЗЭ и характеру спектров их распределения (см. рис. 3) породы характеризуются резким преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми и наличием минимума по Eu ($УРЗЭ = 206-100$ г/т; $La/Yb_N = 7,7-12,6$; $Eu/Eu^*_N = 0,9-0,6$). По вышеуказанным параметрам магматические образования сархойского комплекса относятся к гранитоидам известково-щелочного ряда повышенной калиевоности (см. рис. 2, 3), близкими к гранитоидам сархойского комплекса в Восточном Саяне [Кузьмичев, 2004] и, резко отличными от вышеописанных интрузивных образований ранне- и позднеаннуольского комплексов [Руднев и др., 2004а].

Ранее эти интрузивные образования включали в состав бреньского комплекса, которому приписывался раннедевонский возраст. Вместе с тем часть исследователей уже давно обратили внимание на противоречивые геологические факты, свидетельствующие о том, что в так называемый «бреньский» комплекс объединены как «довулканические» образования, так и «послевулканические», являющиеся прямыми комагматами вулканитов сайлыгской свиты нижнего девона в Байбалыгской и Бельбейской мульдах [Лапин, 1969; Телешев, 1981, и др.]. Этот вывод сейчас подтвержден U-Pb изотопным датированием, позволившим «довулканические» гранитоиды выделить в сархойский, а «послевулканические» в значительно меньшем объеме обособить в собственно бреньский комплексы [Руднев и др., 2004г]. Авторами статьи было проведено U-Pb изотопное датирование циркона из главной разновидности сархойского комплекса. Для этой цели исследова-

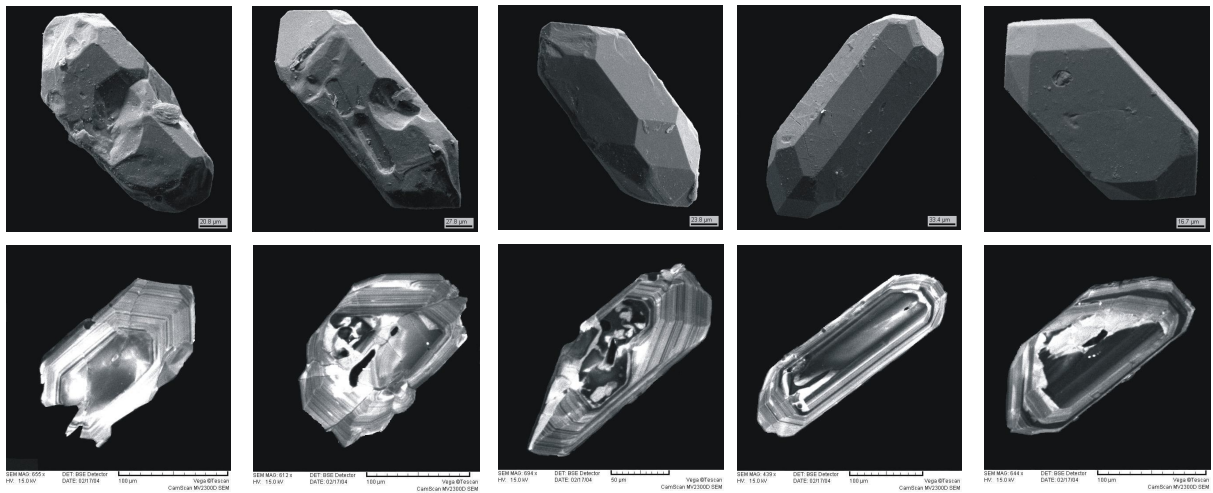
лась монофракция циркона из порфиридных биотит-амфиболовых гранодиоритов (проба Д1019е), отобранная в северо-восточной части Бреньского массива (см. рис. 1). Эта монофракция представлена идиоморфными, прозрачными и полупрозрачными короткопризматическими ($K_{удл.} = 2,0-2,5$) индивидами желтовато-розового цвета, ограниченными призмами {100}, {110} и дипирамидой {111}, {101} (рис. 9). Исследование внутреннего строения кристаллов катодоллюминисцентным методом показало, что он имеет однородное тонкозональное внутреннее строение с большим количеством газовых, жидких и твердых минеральных включений. Для полупрозрачных кристаллов циркона характерна трещиноватость, вдоль которой отмечаются метамиктные зоны. В целом морфологические и кристаллографические особенности циркона указывают на его магматическую природу. Изотопные исследования проводились в ГЕОХИ РАН (г. Москва) по монофракции циркона $-100...+90$ мкм. Установлено, что в цирконе (фракция 1, табл. 4) содержится некоторая примесь более древней компоненты. Она была удалена предварительным селективным растворением (фракция 2), после чего получено конкордантное значение возраста 450 ± 5 млн. лет. Учитывая магматическую природу исследованного циркона, изотопную дату 450 ± 5 млн. лет можно принять за возраст кристаллизации пород сархойского комплекса в Бреньском массиве [Руднев и др., 2004а]. Отметим, что близкий изотопный возраст ($460,4 \pm 2,5$ млн. лет, Rb-Sr изотопный метод) получен по гранитам Ихе-Хайгасского массива сархойского комплекса в Восточном Саяне [Кузьмичев, 2004].

Результаты Nd изотопных исследований, проведенные по порфиридным гранодиоритам сархойского комплекса в Бреньском массиве (проба Д1019е, см. табл. 3) показали, что они характеризуются величинами $\epsilon Nd(T) = +1,7$ и $^{147}Sm/^{144}Nd = 0,106600$, а Nd модельный возраст пород отвечает позднему рифею ($T_{Nd}(DM-2st) = 1,06$ млрд. лет).

Бреньский гранодиорит-гранит-лейкогранит-аляскитовый комплекс на современном эрозионном срезе представлен в виде мелких изометричных или линейно вытянутых массивов в верховьях р. Бурен и в нижнем течении р. Дерзиг (правый борт р. Каа-Хем), в тесной пространственной ассоциации с вулканитами сайлыгской свиты раннего девона Бал-

КААХЕМСКИЙ ПОЛИХРОННЫЙ ГРАНИТОИДНЫЙ БАТОЛИТ

А



Б

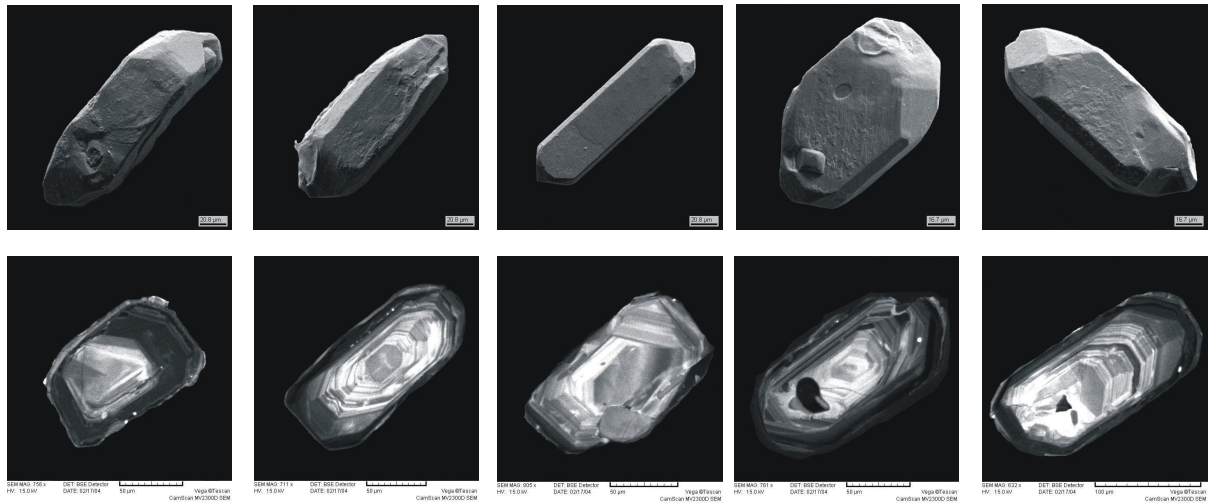


Рис. 9. Морфология кристаллов циркона и результаты изучения их внутреннего строения, полученные катодоллюминесцентным методом.

А – порфиroidные биотит-амфиболовые гранодиориты сархойского комплекса (Бренский массив, проба Д1019е), Б – биотит-амфиболовые гранодиориты бреньского комплекса (проба Д515).

газинской и Бельбейской мульд (см. рис. 1). В составе комплекса выделяются следующие петрографические группы пород, формирование которых проходило в гомодромной последовательности: гранодиориты, порфиroidные граниты и аляскиты. Субвулканические жильные образования представлены микрогранитами, микрогранит-порфирами, гранофирами, риодацитовыми и риолитовыми порфирами, микрогранодиоритами и микрогранитами, петрографический состав которых подробно описан в работе [Телешев, 1981]. По петрогеохимическим особенностям они относятся к гранитоид-

дам известково-щелочного ряда повышенной калиевости и во многом подобны сархойским гранитоидам Бреньского массива (рис. 2) [Руднев и др., 2004а]. Однако, в отличие от последнего, как видно из диаграммы «Ab–An–Or», они образуют самостоятельный тренд, смещенный к «ортоклазовому» углу. По концентрации редких (Th = 4,8 г/т, U = 1,3 г/т, Ва = 542 г/т, Rb = 55–150 г/т, Sr = 30–570 г/т, Hf = 5,0 г/т, Zr = 253 г/т) и редкоземельных (УРЗЭ = 132 г/т; La/Yb_N = 11,7; Eu/Eu*_N = 0,6) элементов, а также характеру кривых распределения РЗЭ гранитоиды бреньского комплекса не отличаются

Таблица 4

Результаты U-Pb изотопных исследований цирконов из гранитоидов сархойского и бреньского комплексов

№ фракции	Размер фракции (мкм) и ее характеристика	На-веска, мг	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения					Возраст, млн. лет			
			Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^a$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^b$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^b$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	Rho	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
<i>Проба Д1019е, порфировидный гранодиорит, Бреньский массив, сархойский комплекс</i>													
1	-100 +90	2,0	33,18	383,16	826	0,082810	0,253562	0,07390	0,6674	0,65	459,87	519,18	789,46±6,5
2	-100 +90 (CP)	2,9			354	0,097330	0,313991	0,07207	0,5595	0,47	448,64	451,21	464,32±18
<i>Проба Д515, гранодиорит, бреньский комплекс</i>													
3	-90 +60	2,2	37,20	595,31	1760	0,062461	0,108399	0,061700	0,4610	0,49	385,7	384,93	380,28±18
4	-100 +90	1,8	56,07	881,95	1670	0,066120	0,118600	0,061900	0,4906	0,48	387,21	405,3	509,72±17

Примечание. Выделение акцессорных цирконов проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Изотопные анализы выполнены в ГЕОХИ РАН (г. Москва), аналитик – Т.И. Кирилова, на одноколлекторном твердофазном масс-спектрометре TSN 206А фирмы Cameca. Изотопные исследования цирконов проводилось по методу Т.Е. Кроу [Krogh, 1973]. Концентрация U и Pb определены методом изотопного разбавления с применением смешанного трассера $^{208}\text{Pb} + ^{235}\text{U}$. Холостое загрязнение составило 0,1 нг Pb. Процедура предварительной селективной обработки (CP) циркона в $\text{HF} + \text{HNO}_3$ выполнялась при температуре 150°C в течении 8 часов для удаления метамиктных, наиболее нарушенных фаз [Matfison, 1994]. После многократной промывки в 3N HCl остаток наиболее кристаллических фаз разлагался и анализировался по обычной методике. Изотопные возрасты рассчитаны по программе ISOPLOT [Ludwig, 1991]. Ошибки в U/Pb отношениях составили 0,5 %. Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами [Stacey, Kramers, 1975]. Rho – коэффициент коррекции между ошибками определений $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$ и $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$. Привязка проб показана на рис. 1. Морфология кристаллов циркона изучалась на сканирующем электронном микроскопе АВТ-55 при ускоряющем напряжении 20 кВ (ИГД РАН, г. Санкт-Петербург), исследование кристаллов циркона в режиме катодolumинесценции проводилось на сканирующем электронном микроскопе SamScan, оснащенном катодolumинесцентным детектором Sentaugus при ускоряющем напряжении 15 кВ (ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург).

от аналогичных по вещественному составу пород Дергигского массива, расположенного в северной части Каахемского батолита [Телешев и др., 1976] и гранитоидов сархойского комплекса (см. табл. 1, рис. 3).

Возраст пород бреньского комплекса по геологическим данным принимается раннедевонским, поскольку они прорывают фаунистически охарактеризованные вулканогенные образования сайлыгской свиты нижнего девона и трансгрессивно перекрываются красноцветными отложениями балгазинской свиты верхнего девона [Агентов, 1959; Телешев, 1981]. По данным K-Ar изохронного датирования по биотитам установлен возраст 430 ± 10 млн. лет [Амшинский, Мариич, 1972], а U-Pb изотопным методом по циркону, согласно данным А.Г. Рублева, оценивался в интервале 345-395 млн. лет. В связи с широкими вариациями полученных возрастных дат, авторами статьи проведены дополнительные U-Pb изотопные исследования по циркону. Для этой цели исследовалась монофракция циркона из среднезернистых биотит-амфиболовых гранодиоритов (проба Д515), отобранных в небольшом штоке на правом борту р. Дерзиг (правый приток р. Каа-Хем, см. рис. 1). Циркон из пробы Д515, представлен двумя типами. К первому типу относятся субидиоморфные, короткопризматические ($K_{удл.} = 1,5-2,0$) кристаллы цирконового габитуса, окрашенные в желтые и бледно-желтые тона. Поверхности граней кристаллов корродированы. Исследование внутреннего строения кристаллов катодолюминесцентным методом (рис. 9) обнаруживает наличие «древних» ядер. Последние имеют овальную форму, следы растворения, они незональные, полупрозрачные, полуметамиктные и трещиноватые, с нормальным двупреломлением. Включения в кристаллах редки и представлены твердыми минеральными и жидкими образованиями. Оболочка кристаллов составляет до 40 % от общей мощности зерна и имеет полупрозрачное и зональное строение с нормальным двупреломлением. Ко второму типу циркона относятся прозрачные короткопризматические ($K_{удл.} \approx 2,0$) идиоморфные и субидиоморфные зерна светло-желтого цвета. Кристаллы однородные, прозрачные, с высоким двупреломлением и фрагментами зональности. Огранка кристаллов циркона представлена комбинацией призм $\{100\}$, $\{110\}$ и дипирамид $\{111\}$, $\{101\}$. U-Pb изотопные исследования были проведены по фракции цир-

кона с размером зерен $-90...+60$ и $-100...+90$ μm (фракция 3, 4, см. табл. 4). Для фракции циркона с размером зерен $-90...+60$ μm (фракция 3) были получены конкордантные значения возраста 385 ± 5 млн. лет, в то время как в более крупной фракции циркона (фракция 4) присутствует некоторая примесь более древней компоненты. Учитывая магматическую природу циркона из пробы Д515, изотопную дату 385 ± 5 млн. лет можно принимать в качестве оценки времени кристаллизации гранодиоритов бреньского комплекса [Руднев и др., 2004а].

Результаты проведенных Nd изотопных исследований по гранодиоритам бреньского комплекса (проба Д515, см. табл. 3) показали, что они характеризуются величинами $\epsilon\text{Nd}(T) = +2,3$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,110792$, а Nd модельный возраст пород отвечает позднему рифею ($T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st}) = 0,96$ млрд. лет).

Обсуждение результатов и выводы

Полихронная природа Каахемского батолита. Полевые наблюдения, а также результаты петрогеохимических и изотопно-геохронологических исследований свидетельствуют о том, что Каахемский батолит имеет полихронное строение. В его составе необходимо выделять несколько самостоятельных магматических комплексов, резко отличающихся друг от друга по вещественному составу, возрасту и источникам. Наиболее ранними ($563,0 \pm 4,5$ млн. лет) интрузивными образованиями являются породы коптинского диорит-тоналит-плагиогранитного комплекса, которые по геохимическим характеристикам относятся к породам толеитового ряда, характерным для островодужных геодинамических обстановок. С учетом возраста пород и их изотопно-геохимических характеристик, они сопоставляются с плагиогранитоидами, входящими в состав вендских офиолитовых ассоциаций Тувы и Западной Монголии. В раннем кембрии ($535,7 \pm 3,7$ млн. лет) происходило формирование пород байсютского тоналит-плагиогранитного комплекса, также относящихся к островодужной толеитовой серии. По изотопным характеристикам они сопоставляются с аккреционно-островодужными плагиогранитами Западного Саяна и вулканитами Западной Монголии. На рубеже среднего кембрия ($512,4 \pm 2,1$ млн. лет) происходило формирование интрузивных образований зубовского габбро-монцодиорит-граносие-

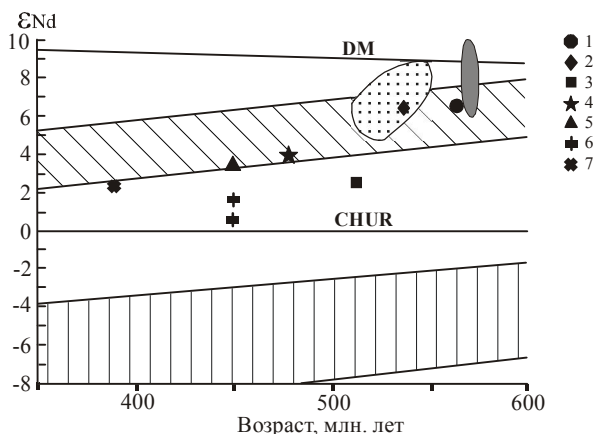


Рис. 10. Диаграмма $\epsilon_{Nd}(T)$ – Возраст для пород Каахемского гранитоидного батолита.

1 – коптинский диорит-тоналит-плагиогранитный комплекс; 2 – байсютский тоналит-плагиогранитный комплекс; 3 – зубовский габбро-монцодиорит-граносиенитовый комплекс; 4 – чарашский плагиогранитный комплекс; 5 – позднеаннуольский диорит-тоналит-плагиогранитный комплекс; 6 – сархойский гранодиорит-граносиенит-гранитный комплекс; 7 – бреньский гранодиорит-гранит-лейкогранитный комплекс. Поле закрашенное серым цветом отвечает плагиогранитам вендского возраста, входящих в состав офиолитовых ассоциаций Юго-Восточной Тувы и Западной Монголии [Хаин и др., 1995; Козаков и др., 2002; Pfander et al., 2002], крапом – ранне- и среднекембрийских островодужных плагиогранитоидов Западного Саяна и Северо-Восточного Алтая [Руднев и др., 2005; Крук и др., 2005] и раннекембрийских островодужных вулканитов Озерной зоны Западной Монголии [Ковач и др., 2004], косой штриховкой – гранитоидов каледонид Центральной Азии [Коваленко и др., 1996], вертикальной штриховкой – супракrustальных комплексов Тувино-Монгольского массива [Козаков и др., 2003].

нитового комплекса, относящиеся к монцони-тоидной (латитовой) серии, для которой можно предполагать участие плюмового источника в магмообразовании. В раннем ордовике были сформированы габброиды мажалыкского перидотит-пироксенит-габбро-норитового (484-478 млн. лет), известково-щелочные гранитоиды раннетаннуольского диорит-тоналит-плагиогранитного (473-484 млн. лет) и чарашского высокоглиноземистого тоналит-плагиогранитного ($473,9 \pm 4,5$ млн. лет) комплексов. На рубеже среднего-позднего ордовика отмечается вторая, вероятно, более мощная вспышка магматизма, представленная известково-щелочными гранитоидами позднеаннуольского диорит-тоналит-плагиогранитного ($451 \pm 5,7$ млн. лет) и сархойского гранодиорит-граносиенит-гранитного комплекса повышенной щелочности (450 ± 5 млн. лет). Завершается интрузивный магматизм в Каахемском батолите становлением гранитоидов повышенной щелочности бреньского гранодиорит-гранит-лейкогранит-аляскитового комплекса (385 ± 5 млн. лет), входящего в состав одноименной вулканоплутонической ассоциации.

Магмообразующие источники. По Nd изотопным характеристикам гранитоиды, участвующие в формировании Каахемского батолита, могут быть разделены на три группы, фиксирующие смену магмообразующих источников. К первой группе относятся толеитовые плагиогранитоиды коптинского и байсютского комплексов, характеризующиеся высокими отношениями $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (0,21-0,23) и имеющие $\epsilon_{Nd}(T) = +6,5 \dots +6,4$, близкие к деплетированной мантии. Главным источником для их формирования, вероятнее всего, служили породы океанического основания островной дуги, сло-

женные преимущественно базальтами N-MORB-типа. Ко второй группе относятся известково-щелочные плагиогранитоиды позднеаннуольского и чарашского комплексов, характеризующиеся $\epsilon_{Nd}(T) = +3,4 \dots +3,9$ и $T_{Nd}(DM-2st) = 0,9-0,92$ млрд. лет. Такие модельные возрасты типичны для гранитоидов ранних каледонид Центральной Азии [Коваленко и др., 1996] и отражают формирование гранитоидных магм за счет ювенильной континентальной коры позднерифейского возраста. К третьей группе относятся интрузивные образования зубовского, сархойского, и вероятно, бреньского комплексов, характеризующиеся минимальными среди пород Каахемского батолита значениями $\epsilon_{Nd}(T) = +1,7 \dots +2,6$ и предельными модельными возрастными протолитов $T_{Nd}(DM-2st) = 0,96-1,06$ млрд. лет. Такие изотопные характеристики (рис. 10) могут быть следствием участия в генерации гранитоидов, наряду с породами позднерифейской коры, дорифейских коровых субстратов, аналогичных слагающим основание Тувино-Монгольского микроконтинента [Козаков и др., 2005], на что указывает наличие древней компоненты в изученных цирконах пород данных комплексов. С другой сто-

КААХЕМСКИЙ ПОЛИХРОННЫЙ ГРАНИТОИДНЫЙ БАТОЛИТ

роны, учитывая повышенную щелочность пород (в первую очередь, зубовского комплекса), эти изотопные характеристики могут быть следствием вклада в генерацию гранитоидных магм плюмового источника. Для окончательного решения этого вопроса необходимы дополнительные исследования.

Геодинамическая природа. В целом можно считать доказанным, что в составе Каахемского полихронного батолита в интервале от позднего венда – раннего кембрия до раннего девона включительно принимают участие гетерогенные по вещественному составу и геодинамической природе магматические образования. Наиболее ранние ассоциации (563–535 млн. лет) островодужного толеитового ряда имеют признаки, характерные для надсубдукционных источников, которые типичны для плагиогранитоидов поздневендских офиолитов и венд–раннекембрийских аккреционно-островодужных сооружений Центральной Азии, формирующихся в низкобарических (<10 кбар) условиях за счет метабазитовых субстратов близких к N-MORB-типу.

На рубеже кембрийского периода произошла кардинальная перестройка магматических систем, которая сначала выразилась в появлении гранитоидов монзонитоидного ряда (зубовский комплекс, плюмовый источник?), а затем привела к первому эпизоду масштабного магмообразования, сопровождавшегося с одной стороны, выплавлением низкощелочных пикритоидных магм, приведших к образованию многочисленных расслоенных габброидных массивов (мажалыкский комплекс), а с другой – андезитовидных и К-андезитовидных магм, отражающих последовательное разрастание очага и вовлечение в плавление крупных объемов ювенильной раннекаледонской коры (484–473 млн. лет). Геодинамическая природа этих гранитоидов дискуссионна и сейчас интерпретируется либо с позиции АКО андийского типа [Козаков и др., 1998], либо с позиции трансформной окраины Сибирского континента [Владимиров и др., 2004]. В той и другой интерпретации, учитывая масштабы батолитообразования, необходимо предполагать существование крупного мантийного источника, инициировавшего масштабное переплавление нижней коры [Ярмолюк и др., 2003; Владимиров и др., 2003; Руднев и др., 2004г].

Второй (наиболее мощный) эпизод гранитообразования охватил интервал от 450 до

385 млн. лет. Он, вероятно, также начался с пикритоидных расплавов, которые пока не удается вычленивать из состава мажалыкского комплекса, но главным образом выразился в повторном выплавлении крупных объемов андезитовидных и К-андезитовидных магм, «запечатанных» более ранние реликты, останцы и массивы в Каахемском очаговом ареале и придавшие ему структуру единого мегабатолита на современном эрозионном срезе. Пульсационный характер магматизма, отразившийся в повторении ряда «пикритоиды – андезиты – К-андезиты» сейчас выявлены не только в Восточной Туве, но и в других районах Центральной Азии (Забайкалье [Цыганков, 2004], Батеневский кряж [Руднев и др., 2004г] и др.), что предполагает единый механизм батолитообразования. По мнению авторов, этот механизм обусловлен одновременным действием двух факторов: 1) длительным существованием мантийного очага, подпитывающего головой плюма (модель андерплейтинга), 2) неоднократным вскрытием кровли этого очага в результате возобновления активности трансформных сдвигов вдоль окраины Сибирского континента (Западно-Кордильерская геодинамическая обстановка).

Авторы благодарят А.Н. Дистанову, А.Е. Телешева за предоставленные материалы, Н.Л. Добрецова, В.И. Коваленко, Ф.П. Митрофанова, А.Э. Исоха, П.Ф. Ковалева, И.К. Козакова, Н.Н. Крука, В.И. Лебедева, А.М. Сугоракову, О.М. Туркину за плодотворные дискуссии и ценные замечания в ходе проведенных исследований, а также Т.И. Кирнозову, В.В. Маркову, И.В. Николаеву, С.В. Пантееву, С.В. Палесского В.С. Пархоменко, П.Н. Серова, С.Т. Шестеля и О.Г. Шерстеникову принимавших участие в аналитических исследованиях.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 03-05-65081, 03-05-65099, 03-05-64533, 04-05-64443) и Президиума СО РАН (интеграционный проект № 6.7.2).

Список литературы

Агентов В.Б., Агентова В.В., Семенова О.А. Силурийские и нижнедевонские отложения бассейна р. Дерзига в Восточной Туве // *Материалы по региональной геологии.* Москва: Госгеолтехиздат, 1959. С. 44–50.

- Амшинский Н.Н., Мариш И.В.* О возрасте брельского комплекса Тувы // Материалы к третьей конференции по магматизму и металлогении Алтае-Саянской складчатой области: Новые данные к обоснованию региональных магматических схем Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: СНИИГГИМС, 1972. С. 60-62.
- Арт Дж.Г.* Некоторые элементы примеси в трондjemитах – их значение для выяснения генезиса магмы и палеотектонических условий // Трондjemиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 99-105.
- Бабин Г.А.* Магматизм Горной Шории (состав, районирование, геодинамическая интерпретация) // Автореф. канд. дисс. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2003. 20 с.
- Благодаров В.А.* Об аласугской и систигхемской свитах бассейнов рек Систиг-Хема, Узы, Чаваша, Ула-Суга // Материалы по региональной геологии. Труды ВАГТ, Вып. 5. М.: Госгеолтехиздат, 1959. С. 32-38.
- Благодаров В.А., Шенкман Я.Д.* О соотношении между гранитоидами нижнего течения р. Каа-Хем (Восточная Тува) // Материалы по региональной геологии. Труды ВАГТ, Вып. 2. М.: Госгеолтехиздат, 1956. С. 88-93.
- Бородина Е.В., Егорова В.В., Изох А.Э.* Петрология ордовикских коллизионных перидотит-габбровых массивов (на примере Мажалыкского интрузива, Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика. 2004. Т. 45, № 9. С. 1075-1091.
- Владимиров А.Г., Пономарева А.П., Каргополов С.А. и др.* Неопротерозойский возраст древнейших образований Томского выступа (Горная Шория) на основе U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr и Ar-Ar-изотопного датирования // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1999. Т. 7. № 5. С. 28-42.
- Владимиров А.Г., Козлов М.С., Шокальский С.П. и др.* Основные возрастные рубежи интрузивного магматизма Кузнецкого Алатау, Алтая и Калбы (по данным U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 8. С. 1157-1178.
- Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н. и др.* Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 12. С. 1321-1338.
- Владимиров В.Г., Владимиров А.Г., Гибшер А.С. и др.* Ранние каледониды Тувино-Монгольского микроконтинента: модель эволюции коллизионного орогена (на примере нагорья Сангилен, Юго-Восточная Тува) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Мат-лы совещ. Т. 1. Вып. 2. Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2004. С. 72-76.
- Волохов И.М., Иванов В.М., Арнаутков и др.* Мажалыкский габбро-пироксенит-перидотитовый плутон (Восточный Танну-Ола, Тува) // Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. Новосибирск: Наука, 1972. С. 130-145.
- Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Владимиров А.Г. и др.* Геохронологические рубежи и геодинамическая интерпретация щелочно-базитового магматизма Кузнецкого Алатау // Докл. РАН. 2004. Т. 398. № 3. С. 374-378.
- Гибшер А.С., Хаин Е.В., Котов А.Б. и др.* Поздневендский возраст хантайширского офиолитового комплекса Западной Монголии // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 8. С. 1179-1185.
- Дистанова А.Н.* Строение плутонов и особенности состава раннепалеозойских гранитоидов Каа-Хемского района Восточной Тувы // Магматические комплексы складчатых областей юга Сибири. Новосибирск: Наука, 1981. С. 24-62.
- Дистанова А.Н.* Гранитоидные ассоциации раннего палеозоя Восточной Тувы // Плутонические формации Тувы и их рудоносность. Новосибирск: Наука, 1984. С. 107-135.
- Дистанова А.Н.* Раннепалеозойские гранитоидные ассоциации Алтае-Саянской складчатой области: их типы и индикаторная роль в палеомагнитных реконструкциях // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 9. С. 1244-1257.
- Дорофеева Э.Ф.* О гетерогенности пород таннуольского магматического комплекса (Тува) // Записки Ленингр. горного института. 1965. Т. 49. Вып. 2. С. 69-84.
- Журавлев А.З., Журавлев Д.З., Костицын Ю.А., Чернышов И.В.* Определение самарий-неодимового отношения для целей геохронологии // Геохимия. 1987. № 8. С. 1115-1129.
- Зайков В.В., Рогов Н.В., Анастасьев Н.С. и др.* Ордовикский вулканизм Восточной Тувы // Материалы по геологии Тувинской АССР. Кызыл: Тув. кн. изд-во, 1971. Вып. II. С. 3-20.
- Иванова Т.Н.* Закономерности развития раннепалеозойского магматизма в различных структурах Тувы. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 167 с.
- Изох А.Э., Владимиров А.Г., Ступаков С.И.* Магматизм Агардагской шовной зоны // Геолого-петрографические исследования Юго-Восточной Тувы. Новосибирск: ИГ СО АН СССР, 1988. С. 19-75.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др.* Магматизм и геодинамика раннекаледонских структур Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 12. С. 1280-1293.
- Ковалев П.Ф.* Петрохимия зубовского интрузивного комплекса и его апатитоносность // Петрохимия рудоносных габброидных формаций. Новосибирск: Наука, 1990. С. 136-148.
- Ковалев П.Ф., Бухаров Н.С.* Сравнительная характеристика гранитоидных массивов таннуольского комплекса Центральной и Восточной Тувы // Материалы по геологии Тувинской АССР. Кызыл, 1979. Вып. IV. С. 71-85.

КААХЕМСКИЙ ПОЛИХРОННЫЙ ГРАНИТОИДНЫЙ БАТОЛИТ

- Ковалев П.Ф., Добрянский Г.И., Шнай Г.К. и др.* Чарашский комплекс – петротип высокоглиноземистых низкощелочных плагиогранитов // Отечественная геология. 1997. № 11. С. 38-42.
- Ковалев П.Ф., Рогов Н.В.* Зубовский апатитоносный габбро-монцодиоритовый (граносиенитовый)-монцодиоритовый интрузивный комплекс Восточной Тувы // Материалы по геологии Тувинской АССР. 1981. Вып. 5. С. 120-129.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Козаков И.К. и др.* Sm-Nd-изотопные провинции земной коры Центральной Азии // Докл. РАН. 1996. Т. 348. № 2. С. 220-222.
- Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. и др.* Источники и ведущие механизмы формирования и эволюции континентальной коры каледонид Центральной Азии // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Мат-лы совещ. Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2004. Вып. 2. Т. 1. С. 168-171.
- Козаков И.К., Ковач В.П., Ярмолюк В.В. и др.* Корообразующие процессы в геологическом развитии Тувино-Монгольского массива: Sm-Nd изотопные и геохимические данные по гранитоидам // Петрология. 2003. Т. 11. № 5. С. 491-511.
- Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Бибикина Е.В. и др.* О полихронности развития палеозойского гранитоидного магматизма в Тувино-Монгольском массиве: результаты U-Pb геохронологических исследований // Петрология. 1999. Т. 7. № 6. С. 631-643.
- Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Коваленко В.И. и др.* Возраст постколлизийного магматизма каледонид Центральной Азии (на примере Тувы) // Докл. РАН. 1998. Т. 360. № 4. С. 514-517.
- Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Натман А. и др.* Метатерригенные толщи Тувино-Монгольского массива: возраст, источники, тектоническая позиция // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2005. Т. 13. № 1. С. 3-25.
- Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Хаин Е.В. и др.* Этапы и тектоническая обстановка формирования комплексов ранних каледонид Озерной зоны Монголии: результаты U-Pb и Sm-Nd изотопных исследований // Геотектоника. 2002. № 2. С. 80-92.
- Крук Н.Н., Руднев С.Н., Владимиров А.Г. и др.* Плагиограниты Алтае-Северо-Саянского вулканно-плутонического пояса: этапность, источники расплавов и геодинамическая позиция // Петрография XXI век. Мат-лы X Всерос. междунар. петрографического совещ. Т. 1. Апатиты, 2005. С. 114-116.
- Кузнецов В.А.* Новые данные о геологическом строении Тувы // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1946. № 5. С. 91-104.
- Кузнецов В.А., Пинус Г.В.* Интрузивные комплексы Тувы и основные закономерности их проявления // Доклады АН СССР. 1949. Т. 65. № 1. С. 69-71.
- Кузнецов Ю.А.* Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 389 с.
- Кузьмичев А.Б.* Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: Пробел-2000, 2004. 192 с.
- Латин Б.Н.* Девонские палеовулканы и возраст брельского комплекса (Тува) // Геология и геофизика. 1969. № 10. С. 29-38.
- Маликова И.Н., Маликов Ю.И., Дмитриева А.Н.* Геохимическая типизация фанерозойских гранитоидов Восточной Тувы // Потенциальная рудоносность, геохимические типы и формации магматических пород. Новосибирск: Наука, 1991. С. 32-43.
- Митрофанов Ф.П.* Сопоставление нижнепалеозойских гранитоидов Восточной Тувы и восточной части Восточного Саяна // Вестн. ЛГУ. 1962. № 6. С. 46-56.
- Пинус Г.В.* Таннуольский интрузивный комплекс (Тува). Новосибирск: Изд-во СО АН СССР. 1961. 110 с.
- Поляков Г.В., Богнибов В.И.* Раннепалеозойские дифференцированные базитовые интрузии салаирид Юго-Восточной Тувы // Докл. АН СССР. 1978. Т. 240. № 5. С. 1194-1197.
- Поляков Г.В., Богнибов В.И., Изох А.Э. и др.* Перидотит-пироксенит-габброноритовая формация Восточной Тувы и Северо-Западной Монголии // Плутонические формации Тувы и их рудоносность. Новосибирск: Наука, 1984. С. 3-57.
- Пономарчук В.А., Лебедев Ю.Н., Травин А.В. и др.* Применение тонкой магнито-сепарационной технологии в K-Ar, ⁴⁰Ar/³⁹Ar, Rb-Sr методах датирования пород и минералов // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 1. С. 55-64.
- Руднев С.Н., Бабин Г.А., Владимиров А.Г. и др.* Геологическая позиция, возраст и геохимическая модель формирования островодужных плагиогранитоидов Западного Саяна // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 2. С. 170-187.
- Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Бабин Г.А. и др.* Геохимические типы и геодинамическая модель формирования раннепалеозойских гранитоидов Западного Саяна и Тувы // Геологическое строение и полезные ископаемые западной части Алтае-Саянской складчатой области. Мат-лы конф. Кемерово-Новокузнецк, 1998. С. 111-113.
- Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Бибикина Е.В. и др.* U-Pb изотопный возраст гранитоидов Брельского массива (Восточная Тува) // Изв. ТПУ. Томск. 2004а. Т. 307. № 6. С. 35-40.
- Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А. и др.* Возрастные рубежи и геодинамическая природа Каахемского полихронного батолита (Восточная Тува) // Докл. РАН. 2004б. Т. 399. № 4. С. 506-512.
- Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А. и др.* Полихронная природа таннуольского диоритоналит-плагиогранитного комплекса, Южная Сибирь (возрастной диапазон, диагностические признаки и геодинамическая интерпретация) // Геодинами-

ческая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Матлы совещ. Т. 2. Вып. 2. Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2004в. С. 73-76.

Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А. и др. Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Алтае-Саянской складчатой области (латерально-временная зональность и источники) // Докл. РАН. 2004г. Т. 396. № 3. С. 369-373.

Сальникова Е.Б., Козаков И.К., Ковач В.П. и др. Раннеордовикский возраст мажалькского комплекса Восточной Тувы: U-Pb метод по циркону // Материалы совещания: Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. Санкт-Петербург: Центр информационной культуры, 2003. С. 450-452.

Сотников В.И., Пономарчук В.А., Шевченко Д.О. и др. Аксугское порфировое месторождение в Северо-Восточной Туве: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронология, источники вещества // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 11. С. 1119-1132.

Телешев А.Е. Взаимоотношения разновозрастных гранитоидов Бренского плутона с девонскими вулканическими комплексами Восточной Тувы // Магматические комплексы складчатых областей юга Сибири. Новосибирск: Наука, 1981. С. 63-103.

Телешев А.Е., Дистанова А.Н. Типы палеозойских гранитоидных ассоциаций Восточной Тувы и их возраст // Петрология и рудоносность магматических формаций Сибири. Новосибирск: Наука, 1983. С. 183-187.

Телешев А.Е., Поляков Г.В., Балыкин П.А. Дерзигский Плутон – типичный представитель среднепалеозойского граносиенит-гранитного комплекса Восточной Тувы // Геология и геофизика. 1976. № 12. С. 34-46.

Туркина О.М. Модельные геохимические типы тоналит-трондьемитовых расплавов и их природные эквиваленты // Геохимия. 2000. № 7. С. 704-717.

Туркина О.М. Тоналит-трондьемитовые комплексы надсубдукционных обстановок (на примере позднерифейских плагиогранитоидов ЮЗ окраины Сибирской платформы) // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 5. С. 420-433.

Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г. и др. Геохронологические свидетельства синхронно-пульсационного внедрения магм при формировании Ангаро-Витимского гранитоидного ареал-плутона // Материалы совещания: Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2004в. Вып. 2. Т. 2. С. 145-148.

Шенкман Я.Д. К вопросу об интрузивных комплексах Восточной Тувы // Материалы по региональной геологии. Труды ВАГТ. Вып. 5. М.: Госгеолтехиздат, 1959. С. 38-43.

Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г.

и др. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «ГЕО», 2000. 188 с.

Федотова А.А., Хаин Е.В. Тектоника юга Восточного Саяна и его положение в Урало-Монгольском поясе. М.: Научный мир, 2002. 176 с.

Хаин Е.В., Амелина Ю.В., Изох А.Э. Sm-Nd данные о возрасте ультрабазит-базитовых комплексов в зоне субдукции Западной Монголии // Докл. РАН. 1995. Т. 341. № 6. С. 791-796.

Чучко В.Н. К вопросу о возрасте таннуольского комплекса Северо-Восточной Тувы // Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып. II. Кызыл: Тувинское кн. изд-во, 1971. С. 22-36.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. 2003. Т. 11. № 6. С. 556-586.

Black, L.P., Kamo, S.L. et al. TEMORA 1: a new zircon standard for U-Pb geochronology. Chem. Geology. 2003. № 200. P. 155-170.

Dalrymple G.B., Lanphere M.A. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ technique of K-Ar dating: a comparison with the conventional technique // Earth Planet. Sci. Lett. 1971. V. 12. P. 300-308.

Fleach R.J., Sutter J.F., Elliot D.H. Interpretation of discordant $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age-spectra of Mesozoic tholeiites from Antarctica // Geochem. Cosmochim. Acta. 1977. V. 41. P. 15-32.

Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of rivers water suspended material: implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. P. 249-265.

Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67. P. 137-150.

Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // Geochim. Cosmochim. Acta. 1973. V. 37. P. 485-494.

Liew T.C., Hofmann A.W. Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of central Europe: Indications from a Nd and Sr isotopic study // Contrib. Mineral. Petrol. 1988. V. 98. P. 129-138.

Ludwig K.R. PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88-542. 1991. 35 p.

Ludwig, K.R. User's manual for Isoplot/Ex, Version 2.10, A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley: Geochronology Center Spec. Publ., 1999.

Ludwig K.R. SQUID 1.00, A User's Manual. Berkeley: Geochronology Center Spec. Pub. 2000.

Martin H. Archean grey gneisses and the genesis of continental crust // Archean crustal evolution. Amsterdam: Elsevier, 1994. P. 205-259.

Mattinson J.M. A study of complex discordance in zircons using step-wise dissolution techniques //

КААХЕМСКИЙ ПОЛИХРОННЫЙ ГРАНИТОИДНЫЙ БАТОЛИТ

Contrib. Mineral. Petrol. 1994. V. 116. P. 117-129.

Pfander J.A., Jochum K.P., Kozakov I.K. et al.
Completed evolution of back-arc island arc-like mafic crust in the late-Neoproterozoic Agardag Nes-Chem ophiolite, Central Asia: evidence from trace element and Sr-Nd-Pb isotopic data // Contrib. Mineral. Petrol. 2002. V. 143. P. 154-174.

Stacey J.S., Kramers I.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. No. 2. P. 207-221.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes // Magmatism in the ocean

basing. Saunders A.D., Norry M.J. (eds). / Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. №. 42. P. 313-345.

Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: Its evolution and composition. London: Blackwell, 1985. 312 p.

Williams I.S. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe // Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. McKibben M.A., Shanks III W.C. and Ridley W.I. (eds) / Reviews in Economic Geology. 1998. V 7. P. 1-35.

York D. Least squares fitting of a straight line with correlated error // Earth Planet. Sci. Lett. 1966. V. 5. P. 320-324.

Рецензент доктор геол.-мин. наук Г.Б. Феритатер