

УДК 550.4

ВОЗРАСТНЫЕ РУБЕЖИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПРИРОДА КААХЕМСКОГО ПОЛИХРОННОГО БАТОЛИТА (ВОСТОЧНАЯ ТУВА)

© 2004 г. С. Н. Руднев, А. Г. Владимиров, В. А. Пономарчук, Е. В. Бибикина,
В. Г. Владимиров, Б. Н. Шинтяпин

Представлено академиком Ф.П. Митрофановым 08.04.2004 г.

Поступило 23.04.2004 г.

Одной из главных проблем геологии Алтае-Саянской складчатой области (АССО) является определение возраста, последовательности формирования, генезиса и тектонической позиции магматических ассоциаций, формирующих гигантские по масштабам раннепалеозойские батолиты, нередко соприкасающиеся друг с другом и образующие сплошные гранитоидные поля с фрагментами интенсивно метаморфизованных и метасоматически измененных венд-нижекембрийских осадочно-вулканогенных толщ. При изучении их внутреннего строения и состава еще в 60-х годах прошлого века Ю.А. Кузнецовым и Г.В. Пинусом [1, 2] были выделены в качестве петротипических – мартайгинский в Кузнецком Алатау, улень-туимский на Батеневском кряже и таннуольский в Восточной Туве комплексы ранне-среднекембрийского возраста. Они рассматривались в качестве представителей особой формации гранитоидных батолитов “пестрого состава”, имеющих необычайно разнообразный состав и петрографический облик – от габбро-диоритов через тоналит-гранодиориты до сиенодиоритов с непостоянными количественными отношениями между главными породообразующими минералами, широким развитием такситовых и порфиридных структур. Было высказано предположение о гибридном происхождении этих ассоциаций, а сам петрогенетический процесс батолитообразования объяснен с позиций многократного (пульсационного) магматического замещения *in situ* [2]. За прошедшие годы накоплен большой объем геологических, петрогеохимических и изотопно-геохронологических данных, свидетельст-

вующих о сложном полихронном строении батолитов Горной Шории, Кузнецкого Алатау, Батеневского кряжа и Восточной Тувы [3–7], в составе которых принимают участие тесно сопряженные во времени и пространстве габброидные и гранитоидные формации, отражающие контрастную смену геодинамических обстановок в ходе раннепалеозойского роста Сибирского континента.

В данном сообщении рассматривается крупнейший (≥ 30000 км²) в АССО Каахемский полихронный батолит (рис. 1), на примере которого сейчас можно корректно согласовать геологические наблюдения с результатами U–Pb- и Ag–Ag-изотопного датирования петротипических разновидностей, оценить масштабы и особенности состава разновозрастных магматических комплексов, дать их геодинамическую интерпретацию. Судя по опубликованным [3, 5, 6, 8–10] и нашим данным, схема магматизма Каахемского очагового ареала выглядит следующим образом (от ранних к поздним): “байсютский” габбро(?)-диорит-тоналит-плагиогранитный (E₁), зубовский габбро-монцодиорит-граносиенитовый (E₂), мажалькский перидотит-пироксенит-габбро-норитовый (O₁), таннуольский диорит-тоналит-плагиогранитный (O₂₋₃) и “сархойский” гранодиорит-граносиенит-гранитный (O₂₋₃).

“Б а й с ю т с к и й” комплекс в качестве самостоятельно картируемой единицы в составе Каахемского батолита выделен впервые. До 80-х годов прошлого века плагиогранитоиды этой ассоциации рассматривались в качестве фациальной разновидности гранитоидов таннуольского комплекса ранне-среднекембрийского комплекса. Позднее их стали относить к более древнему раннекембрийскому комплексу по аналогии с аккреционно-островодужными плагиогранитоидами Западного Саяна, Кузнецкого Алатау и Горной Шории [4, 5]. Нижняя возрастная граница определяется достаточно надежно по прорыванию и ороговикованию осадочно-вулканогенных толщ первой половины нижнего кембрия, при этом вулканические породы, участвующие в строении туматтайгинской и тап-

*Институт геологии
Сибирского отделения Российской Академии наук,
Новосибирск*

*Аналитический центр Объединенного института
геологии, геофизики и минералогии
Сибирского отделения Российской Академии наук,
Новосибирск*

*Институт геохимии и аналитической химии
им. В.И. Вернадского, Москва*

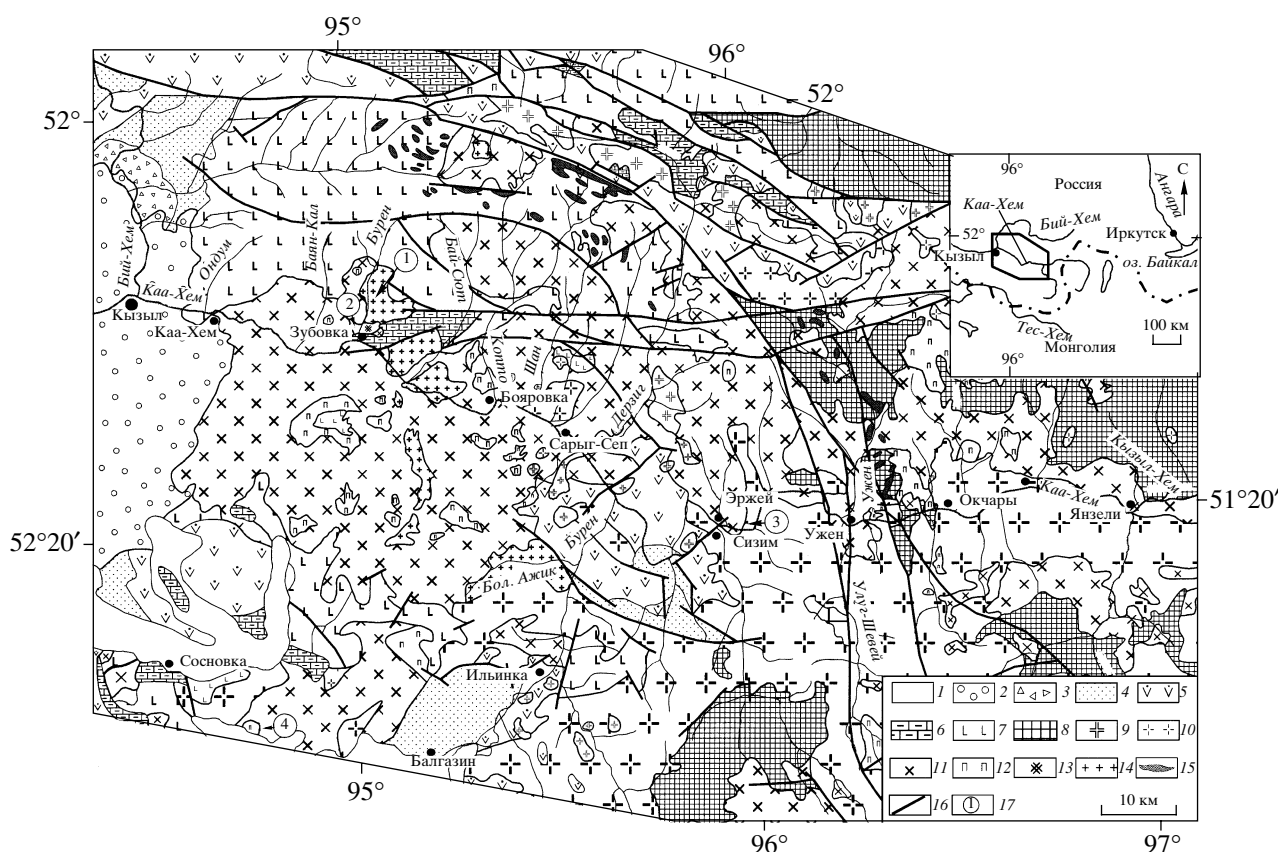


Рис. 1. Схема геологического строения Каахемского гранитоидного батолита. 1–8 – стратифицированные образования: 1 – рыхлые отложения, Q_{III-IV} ; 2 – осадочные и терригенные отложения, J_{1-2} ; 3 – осадочные и терригенные отложения, S_1 ; 4 – терригенно-карбонатные отложения балгазинской свиты, D_3 ; 5 – осадочно-вулканогенные отложения сайлыгской свиты, D_{1-2} ; 6 – терригенные и карбонатные отложения дерзигской свиты, S_{1-2} ; 7 – осадочно-вулканогенные отложения тапсинской и туматтайгинской свит, E_1 ; 8 – вулканогенно-терригенно-карбонатные отложения Тувино-Монгольского массива, $V-E_1$. 9–15 – интрузивные образования: 9 – бреньский граносиенит-гранит-лейкогранитный комплекс, D_{1-2} ; 10 – “сархойский” гранодиорит-граносиенит-гранитный комплекс, O_3 ; 11 – таннуольский диорит-тоналит-плагиогранитный комплекс, O_3 ; 12 – мажалыкский перидотит-перидотит-пироксенит-габбро-норитовый комплекс, O_3 ; 13 – зубовский габбро-монцодиорит-граносиенитовый комплекс, E_2 ; 14 – “байсютский” диорит-тоналит-плагиогранитный комплекс, E_1 ; 15 – мажалыкский габброидный комплекс, E_1-O_3 ; 16 – тектонические нарушения; 17 – массивы, для которых имеются U–Pb- и Ar–Ar-изотопные даты (1 – Буренский массив, 2 – Зубовский массив, 3 – Бреньский массив, 4 – Ма-жалыкский).

синской свит (E_1), обнаруживают петрохимическое сходство с интрузивными образованиями “байсютского” комплекса, что позволяет их рассматривать в качестве единой островодужной вулканоплутонической серии. Верхняя возрастная граница, вероятнее всего, отвечает рубежу между первой и второй половинами раннего кембрия (не моложе) на основании Ar–Ar-изотопного датирования первично-магматической роговой обманки из средне-крупнозернистых порфировидных амфиболовых мелаплагиогранитов, относящихся к завершающей интрузивной фазе “байсютского” комплекса (обр. Д675/1, Буренский массив, см. рис. 1).

$^{39}Ar/^{40}Ar$ -возраст мелаплагиогранитов, рассчитанный по плато амфиболовой монофракции, равен 535.7 ± 3.7 млн. лет (65% выделенного ^{39}Ar), а по изохроне – 540.6 ± 6.3 млн. лет (по 3–7 ступеням) (рис. 2). В региональном плане интрузивные образования “байсютского” комплекса слагают субмеридиональную цепочку небольших массивов-останцов и (или) ксеноблоков, вмещающей рамой для которых служат гранитоиды более молодого по отношению к ним таннуольского комплекса (O_3). Наиболее крупные из них (Буренский, массив гор Тарбаган-Бедик и Чурек, массив р. Большой Ажик) имеют многофазное гомо-

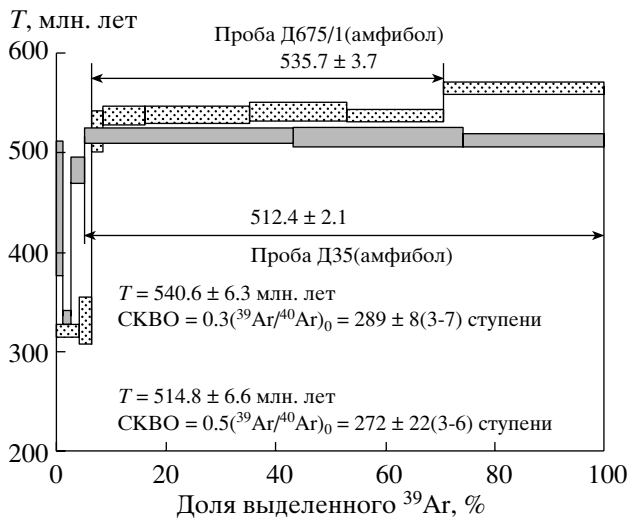


Рис. 2. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возрастные спектры для первично-магматической роговой обманки из порфировидных мелаплагиогранитов Буренского массива “байсютского” комплекса (крап) и кварцевых монцогранодиоритов Зубовского массива зубовского комплекса (показано серым цветом). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -изотопные исследования проводились в Аналитическом центре ОИГ-ГИМ СО РАН (г. Новосибирск) по стандартной методике [15]. Коррекция полученных данных проводилась по общеизвестным принципам с учетом атмосферной контаминации и интерферирующих пиков от побочных нейтронно-индуцированных реакций. В результате облучения солей K_2SO_4 и CaF_2 получены следующие коррекционные коэффициенты: $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 1.0156 \cdot 10^{-3} \pm 1.7 \cdot 10^{-5}$; $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 3.91 \cdot 10^{-4} \pm 7.9 \cdot 10^{-6}$; $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}} = 0.00158 \cdot 10^{-3} \pm 0.0015 \cdot 10^{-3}$. J-значение (параметры облучения) вычисляли путем измерения стандартов из различных позиций ампулы и построения аппроксимирующих функций по полученным точкам с учетом разброса для каждого отдельного J-значения. Изохронные построения проводили полиномиальным методом наименьших квадратов. Погрешности датировок приведены в интервале $\pm 1\sigma$. K/Ca-отношения вычислялись исходя из константы $(\text{K}/\text{Ca})/(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar}) = 1.785$. Расчет возраста проводили по методу плато.

дромное строение и варьируют по кремнекислотности от кварцевых диоритов через тоналиты и мелаплагиограниты (преобладающая разность) до лейкоплагиогранитов. По петрогеохимическому составу они отвечают высоконатриевой низкощелочной серии тоналит-грандземитового ряда. Для них характерны низкие концентрации K_2O (0.1–0.6 мас. %), Rb (0.7–2 ppm), $\Sigma\text{PЗЭ}$ (25–46 ppm). Спектры распределения РЗЭ (рис. 3), нормированные по хондриту, имеют асимметричный характер с преобладанием тяжелых лантаноидов над легкими и слабовыраженным отрицательным минимумом по европию $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 0.5\text{--}0.8$; $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_{\text{N}} = 0.6\text{--}1.1$). По этим параметрам породы “байсютского” комплекса относятся к островодужным гранитоидам толеитового ряда.

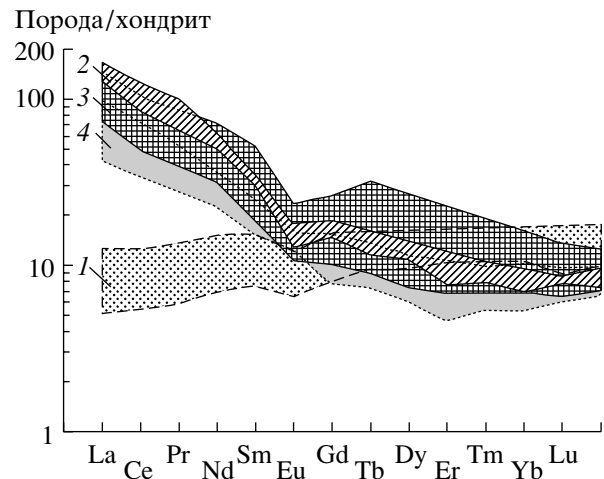


Рис. 3. Спектры распределения редкоземельных элементов в гранитоидах Каахемского батолита.

Нормирование пород проводили по хондриту (W.V. Bouynton). 1–4 – поля составов: 1 – “байсютского” габбро(?)–диорит–тоналит–плагиогранитного комплекса, 2 – зубовского габбро–монцодиорит–граносиенитового комплекса, 3 – тануольского диорит–тоналит–плагиогранитного комплекса, 4 – “сархойского” гранодиорит–граносиенит–гранитного комплекса. Содержания редких и редкоземельных элементов выполнены методом ИННА (АЦ ОИГМ СО РАН, г. Новосибирск, аналитики С.Т. Шестель, В.С. Пархоменко) и методом ICP–ms (ЦКП ИНЦ СО РАН, г. Иркутск, аналитики С.В. Пантеева, В.В. Маркова, В.И. Ложкин, Е.В. Смирнова).

Зубовский комплекс также был вычленен из состава тануольского П.Ф. Ковалевым и Н.В. Роговым на основании прямых геологических наблюдений и специфики вещественного состава [9]. Эти небольшие массивы, общая площадь которых не превышает 50 км², приурочены к центральной части Бурен–Ондумской зоны. Здесь они прорывают осадочно–вулканогенные отложения нижнего кембрия и, в свою очередь, рвутся тануольскими гранитоидами. Для уточнения их возраста были проведены Ar–Ar–изотопные исследования первично–магматической роговой обманки из средне–крупнозернистых амфиболовых монцогранодиоритов (проба Д35) Зубовского массива (см. рис. 1). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возраст, рассчитанный по плато (рис. 2), равен 512.4 ± 2.1 млн. лет (85% выделенного ^{39}Ar), по изохроне – 514.8 ± 6.6 млн. лет (по 3–6 ступеням), что отвечает среднему кембрию. В строении петротипического одноименного массива (~14 км²), расположенного на правом борту р. Каа–Хем, вблизи пос. Зубовка (см. рис. 1), участвуют две интрузивные фазы, формирование которых прошло в гомодромной последовательности (от ранней к поздней): 1) габбро, диориты, монцодиориты, 2) кварцевые монцодиориты, монцогранодиориты и граносиениты. По петрогеохимическим особеннос-

тям они относятся к гранитоидам монцонитового (латитового) ряда и характеризуются высоким уровнем содержания K_2O (1.4–6.5 мас. %), P_2O_5 (0.6–2.2 мас. %), Rb (75–172 ppm), Ba (530–910 ppm), Sr (274–560 ppm). Спектры РЗЭ (см. рис. 3) резко асимметричны с преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми и слабо выраженным минимумом по европию ($\Sigma PЗЭ$ 156–232 ppm; $(La/Yb)_N = 15.9–20.9$; $(Eu/Eu^*)_N = 0.5–0.8$).

Мажалыкский комплекс представлен многочисленными расслоенными массивами. Их геологическая позиция, особенности строения и состав достаточно полно освещены в литературе [6, 10 и др.]. Здесь лишь отметим, что генерация родоначальной пикритоидной магмы, производными которой являются расслоенные массивы мажалыкского типа, произошла из смешанного источника, включающего умеренно деплетированную мантию, “субдукционную” и, возможно, плюмовую компоненты. Неожиданным оказался раннеордовикский возраст габброидов (484.2 ± 2.3 млн. лет, Мажалыкский массив [10]), указывающий на существенную автономность габброидов, в равной степени “оторванных” как от предшествующих (зубовский комплекс), так и от более молодых (таннуольский комплекс) гранитоидов. Обращают также на себя внимание близкие составы габброидов, входящих в состав раннекембрийского “байсютского” комплекса, и габброидов собственно мажалыкского комплекса, имеющего, как указано выше, раннеордовикский возраст. Это обстоятельство, вероятнее всего, свидетельствует о генетическом сходстве мантийных источников.

Таннуольский комплекс отражает пик гранитообразования в Каахемском очаговом ареале (≥ 15000 км²). Гранитоиды этого типа слагают сплошное поле, внутреннюю структуру которого еще предстоит изучить, а также крупные изолированные массивы среди вмещающих нижнекембрийских отложений. Согласно результатам U–Pb-изотопного датирования по цирконам, отобраным из кварцевых диоритов, их возраст равен 451 ± 5.7 млн. лет [3], что не противоречит прямым геологическим наблюдениям о структурном несогласии и трансгрессивном перекрытии гранитоидов базальными конгломератами дерзигской свиты нижнего силура. По набору породных групп (интрузивных фаз и фациальных разновидностей) и гомодромной последовательности их внедрения гранитоиды таннуольского комплекса близки к таковым в “байсютском” комплексе. Это обстоятельство нередко служило предметом острых дискуссий из-за отсутствия надежно доказанных нарушений гомодромности и расплывчатых контактов, что является обычным для мезоабиссальной фаши глубинности. Однако резкие различия в петрохимическом составе и дискретность геохронологических дат (разрыв не менее 80 млн. лет) не оставляют сейчас сомнений в самостоятельности этих

комплексов. В отличие от “голеитовых” плагиогранитоидов “байсютского” комплекса они характеризуются значительно более высокими содержаниями щелочей, в первую очередь K_2O (1.0–2.1 мас. %), что выражается в появлении порообразующего калиевого полевого шпата (10–15 об. %), более высокими содержаниями Rb (16–55 г/т) и $\Sigma PЗЭ$ 69–186 ppm ($(La/Yb)_N = 4.6–16.5$; $(Eu/Eu^*)_N = 0.5–1.1$) (см. рис. 3). По этим параметрам магматические образования таннуольского комплекса относятся к гранитоидам андезитового ряда.

“Сархойский” комплекс является завершающим в раннепалеозойской истории Каахемского очагового ареала. Традиционно его породы рассматривались в составе бреньского комплекса раннедевонского возраста из-за сходства, вызванного красной окраской калиевого полевого шпата и тесной пространственной сопряженностью с девонскими вулканитами. После детального изучения их возрастных взаимоотношений с ниже-среднедевонскими вулканогенными толщами сайлыгской свиты А.Е. Телешев [8] выделил две самостоятельные ассоциации: раннюю (довулканическую или додевонскую), которая по структурно-текстурным особенностям и вещественному составу сопоставляется с гранитоидами сархойского комплекса Восточного Саяна [11], и позднюю (собственно бреньский комплекс), которая представлена мелкими штоками, силлами и дайками, прорывающими вмещающие ниже-среднедевонские вулканиты сайлыгской свиты и обнаруживающими с ними комагматичные связи. Нижняя возрастная граница додевонских гранитоидов оставалась неясной. Для решения этого вопроса было проведено U–Pb-изотопное датирование по цирконам из порфириовидных гранодиоритов Бреньского массива (проба Д1019е).

Монофракция циркона представлена желтыми идиоморфными прозрачными и полупрозрачными коротко призматическими ($K_{удл} = 2.0–2.1$) индивидами, ограниченными призмами {100}, {110} и дипирамидой {111}, {101} (рис. 4). В целом морфологические и кристаллографические особенности циркона указывают на его магматическую природу. Изотопные исследования сначала были проведены по монофракции циркона с размером зерен – $100 + 90$ мкм (фр. 1, табл. 1), в которой оказалась некоторая примесь более древней компоненты. Она была удалена предварительным селективным растворением (фр. 2), после чего были получены конкордантные значения в интервале 450 ± 5 млн. лет (рис. 4). С учетом магматической природы исследованного циркона изотопная дата 450 ± 5 млн. лет принимается за возраст кристаллизации порфириовидных гранодиоритов “сархойского” комплекса. U–Pb-изотопные даты таннуольских и “сархойских” гранитоидов перекрываются в пределах аналитической ошибки определения (451 ± 5.7 и 450 ± 5 млн. лет соответ-

венно), что может быть объяснено латерально-временным скольжением “гранитной волны” с северо-запада на юго-восток (в современных координатах) и как следствие – контрастной сменой магмообразующего ниже-среднекорового субстрата.

Эта гипотеза еще требует дополнительных изотопно-геохронологических исследований, однако уже сейчас очевидно, что таннуольский и “сархойский” комплексы необходимо выделять как самостоятельно картируемые единицы, приблизительно равные по масштабам развития в Восточной Туве (каждый комплекс > 15000 км²), имеющие специфический петрографический облик и состав. В сравнении с таннуольским комплексом, начинающимся с диоритов, наиболее меланократовые разности в “сархойском” комплексе представлены гранодиоритами и граносиенитами. Во всем ряду кремнекислотности “сархойские” гранитоиды в отличие от таннуольских гранитоидов имеют более высокие содержания K₂O (2.6–5.3 мас. %), Rb (50–190 ppm) и особенно Ba (600–2700 ppm). Спектры РЗЭ асимметричные (см. рис. 3) с резким преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми и слабо выраженными отрицательными аномалиями по Eu (Σ РЗЭ = 69–186 ppm; (La/Yb)_N = 4.6–16.5; (Eu/Eu*)_N = 0.5–1.1). По этим параметрам породы “сархойского” комплекса относятся к гранитоидам известково-щелочного ряда повышенной калиевости.

Намеченные выше возрастные рубежи в истории формирования Каахемского полихронного батолита достаточно уверенно прослеживаются в сопредельных районах с Восточными Саянами

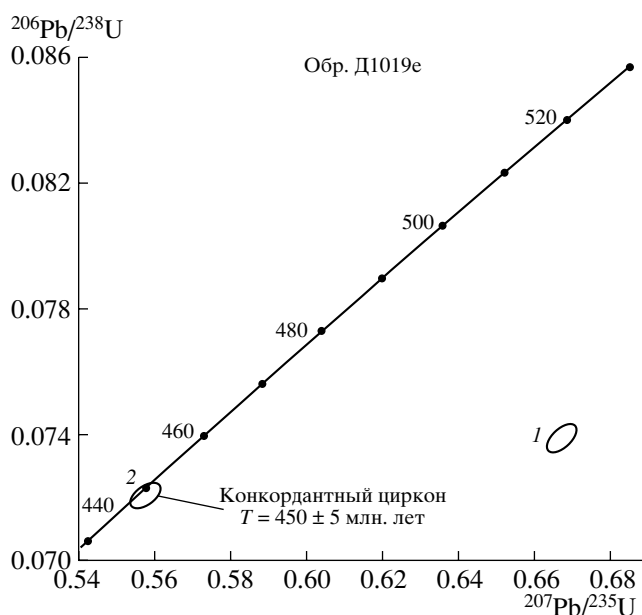


Рис. 4. U–Pb-изотопная диаграмма с конкордией для цирконов из порфирированных биотит-амфиболовых гранодиоритов Бренского массива (“сархойский” комплекс). 1, 2 – см. табл. 1.

[12], на Сангиленском нагорье и в Западной Монголии [3, 7], отражая общие закономерности магматизма, сначала связанного с аккрецией Тувино-Монгольского микроконтинента и раннекаледонской островной дуги, а затем их амальгамацией в единый супертеррейн [13]. Мягкая (косая) коллизия

Таблица 1. Результаты U–Pb-изотопных исследований цирконов из порфирированных гранодиоритов (проба 1019е) Бренского массива (“сархойский” комплекс)

№ фракции	Размер фракции (мкм) и ее характеристика	Навеска, мг	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн. лет		
			Pb	U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
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

Примечание. Выделение акцессорных цирконов проводили по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей в ИГ СО РАН Новосибирск). Химическое разложение цирконов и выделение U и Pb выполняли по модифицированной методике Т.Е. Кроу. Изотопные анализы выполнены в ГЕОХИ РАН (Москва), аналитик Т.И. Кирилова, на одноколлекторном твердофазном масс-спектрометре TSN 206A. Точность определения U/Pb-отношений составляет 0.5%. Холостое загрязнение не превышало 0.1 нг Pb и 0.05 нг U. Отношение ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb скорректировано на фракционирование и бланк, отношения ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb и ²⁰⁸Pb/²⁰⁶Pb скорректированы на фракционирование, бланк и обычный свинец. Процедура предварительной селективной обработки (CP) циркона в HF + HNO₃ выполнялась при температуре 150°C в течение 8 ч для удаления метамиктных, наиболее нарушенных фаз. Обработка экспериментальных данных проводилась по программе PbDAT и ISOPLOT с использованием общепринятых констант распада урана. Микрофотографии цирконов выполнены на сканирующем электронном микроскопе АВТ 55 при ускоряющем напряжении 20 кВ в ИГД РАН (Санкт-Петербург), аналитик Ю.В. Плоткина.

супертерейна с Сибирским континентом сопровождалась широким развитием трансформных сдвигов на вновь консолидировавшейся активной окраине, имеющих сходные черты с калифорнийской (трансформной) окраиной на западе США. Опираясь на эту модель, рассмотрим наиболее вероятный геодинамический сценарий формирования Каахемского батолита, включающий четыре главные фазы деформаций и сопряженного магматизма.

Первая фаза деформаций фиксируется в Восточной Туве по широкому развитию базальных конгломератов в основании шурмакской и коррелятивных с ней толщ, галька которых содержит плагиограниты толеитового ряда, аналогичные “байсютскому” комплексу (E_1). Аккреционно-островодужные плагиогранитоиды этого типа, по-видимому, занимали значительные площади, но в Каахемском очаговом ареале сохранились лишь фрагментарно. Второй фазе деформаций отвечает зубовский габбро-монцодиорит-трансоиенитовый комплекс (E_2). Эти гибридные породы латитового ряда, несмотря на скудные масштабы проявления, являются прямым индикатором начала коллизионного тектогенеза, а их происхождение может быть связано либо с мантийным диапиризмом в результате отрыва слэба [14], либо с инициальным этапом проявления раннепалеозойского плюма [13]. Завершается коллизионный режим на рубеже кембрия–ордовика. Третьей фазе деформаций отвечает мажалькский перидотит-пироксенит-габбро-норитовый комплекс (O_1), фиксирующий переход от косоугольной коллизии к трансформно-сдвиговому тектогенезу. Причины инверсии геодинамического режима могли быть связаны с изменением геометрии коллидирующей океанической плиты по отношению к Тувино-Монгольскому микроконтиненту, вращением последнего по часовой стрелке и(или) влиянием раннепалеозойского плюма [13]. Последний вариант, на наш взгляд, является наиболее вероятным, так как в среднем–позднем ордовике отмечается гигантский всплеск гранитоидного магматизма (таннуольский и “сархойский” комплексы, $S \geq 30000 \text{ км}^2$), энергетическое обеспечение которого возможно лишь на подлитосферном уровне. Четвертая фаза деформаций охватывает таннуольский диорит-тоналит-плагиогранитный и “сархойский” гранодиорит-трансоиенит-гранитный комплексы (O_{2-3}), вероятнее всего сформировавшиеся в геодинамической обстановке калифорнийского (трансформного) типа. Здесь важно подчеркнуть, что формирование Каахемского батолита в его современном облике было связано не только с плюмовым источником, но и с реализацией трансформно-сдвиговой обстановки калифорнийского типа, позволяющей создать на границе нижней–средней коры декомпрессионные зоны, сопряженные с деколлементами, и тем самым решить проблему пространства

для размещения гигантских по объему гранитоидных батолитов.

Основной вывод. Каахемский батолит имеет полихронную природу, в его строении участвуют несколько интрузивных комплексов, отражающих закономерную смену геодинамических обстановок от раннекембрийской аккреционно-островодужной (“байсютский” габбро-плагиогранитный комплекс) через среднекембрийскую коллизионную (зубовский монцитоидный комплекс) к ордовикской трансформно-сдвиговой (мажалькский перидотит-пироксенит-габбро-норитовый, таннуольский диорит-тоналит-плагиогранитный известково-щелочного ряда и “сархойский” гранодиорит-граносиенит-гранитный повышенной калиевоности комплексы).

Авторы благодарят В.И. Гордиенко, А.Н. Дистанову, А.Э. Исоха, П.Ф. Ковалева, В.И. Коваленко, А.Е. Телешева, А.И. Ханчука и В.В. Ярмолюка за предоставленные материалы и(или) плодотворные дискуссии в ходе проведенных исследований, а также Т.И. Кирнозову, Ю.В. Плоткину, С.В. Пантееву и В.В. Маркову за проведенные аналитические исследования.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 03–05–65081, 03–05–65099, 04–05–64443, 04–05–64437, 03–05–64533) и Президиума СО РАН (ИП № 607, 6.7.2).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Пинус Г.В. Таннуольский интрузивный комплекс (Тува). Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1961. 110 с.
2. Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 389 с.
3. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Бибикина Е.В. и др. // Петрология. 1999. Т. 7. № 6. С. 131–143.
4. 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, Фил. “ГЕО”, 2000. 188 с.
5. Дистанова А.Н. // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 9. С. 1244–1257.
6. Поляков Г.В., Богнибов В.И., Исох А.Э. и др. В кн.: Плутонические формации Тувы и их рудоносность. Новосибирск: Наука, 1984. С. 3–57.
7. Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Бабин Г.А. и др. В сб.: Материалы Всероссийского совещания “Петрология магматических и метаморфических комплексов”. Томск: ТГУ, 2002. Т. 1. С. 201–207.
8. Телешев А.Е. В кн.: Магматические комплексы складчатых областей юга Сибири. Новосибирск: Наука, 1981. С. 63–103.
9. Ковалев П.Ф., Рогов Н.В. // Материалы по геологии Тувины. АССР. 1981. В. 5. С. 120–129.
10. Исох А.Э., Поляков Г.В., Кривенко А.П. В сб.: Материалы международной конференции. “Тектони-

- ка и металлогения Центральной и Северо-Восточной Азии”. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Фил. “ГЕО”, 2002. С. 88–89.
11. Митрофанов Ф.П. // Вестн. ЛГУ. 1962. № 6. С. 46–56.
 12. Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: Раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: Пробел, 2004. 192 с.
 13. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П. и др. // ДАН. 2002. Т. 387. № 3. С. 387–392.
 14. Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В. // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 12. С. 1317–1334.
 15. Пономарчук В.А., Лебедев Ю.Н., Травин А.В. и др. // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 1. С. 55–64.