

УДК 550.93: 552.321.1(-925.15)

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ПАЛЕОЗОЙСКОГО ГРАНИТНОГО МАГМАТИЗМА В БАЙКАЛИДАХ ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО ТЕРРЕЙНА

А.Б. Кузьмичев, Д.З. Журавлев, О.М. Розен

Палеозойский гранитный магматизм в Тувино-Монгольском террейне является отражением аккреционно-коллизийных процессов, в результате которых он был инкорпорирован в структуру каледонид Саяно-Байкальской складчатой области. Проведенное авторами датирование постколлизийных гранитов Ихе-Хайгасского гранитного массива Rb-Sr методом по минеральной изохроне (5 точек): $T = 460,4 \pm 2,5$, $I = 0,70429 \pm 3$, СКВО = 0,85, а также полученные ранее изотопные данные указывают на среднеордовикский возраст завершения каледонских коллизийных событий. Анализ геолого-исторических и геохимических признаков показывает, что палеозойские граниты внедрялись в зрелую континентальную кору Тувино-Монгольского террейна, сформированную в позднем рифее в результате байкальского орогенеза.

Байкальская эпоха складчатости выделена Н.С. Шатским в южном обрамлении Сибирского кратона (обзор проблемы см. в [10]), после чего в 1950—1960-х годах при проведении среднемасштабной геологической съемки к байкалидам была отнесена значительная часть Саяно-Байкальской складчатой области. Позднее возрастная тектоническая принадлежность многих структур, в том числе и Тувино-Монгольского массива (террейна) [1], была пересмотрена по ряду причин, одной из которой является присутствие палеозойских гранитов. Последние рассматривались в качестве важного критерия для отнесения вмещающих структур к каледонидам [1]. Наши результаты показывают, что Тувино-Монгольский террейн относится к байкалидам [4—6].

Тувино-Монгольский террейн (ТМТ) расположен в юго-западном складчатом обрамлении Сибирского кратона (рис. 1, А) и включает докембрийские комплексы, перекрытые карбонатными шельфовыми венд-кембрийскими отложениями и прорванные палеозойскими гранитоидами. В обрамляющих структурах каледонид венд-нижнепалеозойские толщи представлены вулканогенно-терригенными отложениями островных дуг и задуговых бассейнов.

Большая часть палеозойских гранитоидов ТМТ объединяется в два комплекса: сархойский и огнитский [2]. Первый включает преимущественно известково-щелочные и субщелочные биотитовые граниты, для второго характерны щелочные граниты и сиениты. Сиениты прорывают граниты и поэтому огнитский комплекс считается относительно более молодым [2, 8]. В то же время мы наблюдали и обратные взаимоотношения этих пород. Тесную связь огнитского и сархойского комплексов и присутствие постепенных переходов между гранитами и сиенитами отмечали В.П. Арсентьев (1959 г.) и Ф.К. Волколаков (1959 г.).

По геологическим данным нижний предел возраста рассматриваемых гранитоидов определяется тем, что они прорывают боксонскую серию венда—среднего кембрия [8]. На основании межрегиональных петрографических сопоставлений предполагается, что огнитский комплекс внедрился в девоне [2]. Сархойский комплекс прорывает окинскую серию и поэтому считается силурийско-нижнедевонским [2]. Окинская серия содержит палеонтологические остатки силура — нижнего девона [8], которые выделены в результате массового растворения пород. Эти результаты едва ли могут быть адекватно воспроизведены и, вероятно, требуют дополнительного изучения [6].

По изотопным данным возраст палеозойских гранитов ТМТ составляет: 1) $451,9 \pm 15,8$ млн лет (Мунку-Сардыкский массив сархойского комплекса, валовая Rb-Sr изохрона по 8 пробам [8]); 2) 491 ± 25 млн лет (массив сархойского комплекса, расположенный в Северной Монголии, валовая Rb-Sr изохрона по 4 пробам [9]), 3) 478 ± 19 млн лет (жила порфировидных гранитов сархойского комплекса в верховьях р.Онот, U-Pb метод, сфен, конкордантные изотопные отношения [11]). Сходный возраст установлен К-Ag методом для гранитов, сиенитов и нефелиновых сиенитов огнитского комплекса в северной части ТМТ: пять определений (525, 521, 492, 488, 460 млн лет [3]), причем, вероятно, имеет место как удревнение за счет избыточного радиогенного аргона, так и омоложение в связи с его потерей. Следует отметить, что валовые Rb-Sr изохроны могут быть построены только для многофазных плутонов, и предполагают сближенное во времени внедрение разных фаз из единого магматического резервуара с выровненным по всему объему начальным стронциевым отношением. В цитированных работах соблюдение этих условий неочевидно.

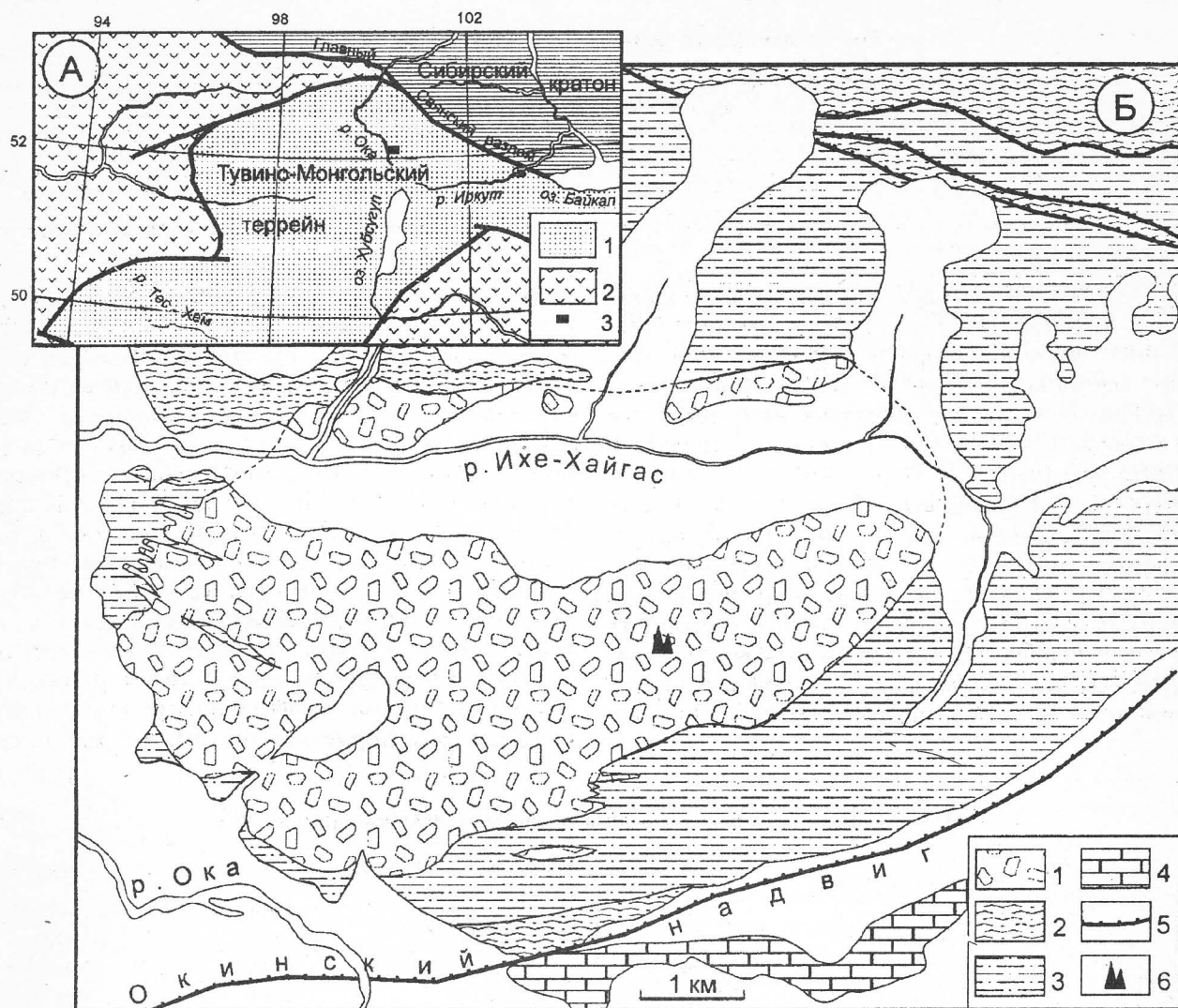


Рис. 1. Ихе-Хайгасский гранитный массив:

А — положение массива в Тувино-Монгольском террейне: 1 — байкалиды ТМТ; 2 — каледониды обрамления ТМТ; 3 — расположение рис. 1, Б. Б — геологическая карта Ихе-Хайгасского гранитного массива: 1 — биотитовые порфиоровидные граниты ($460 \pm 2,5$ млн лет); 2–3 — окинская серия (R₃): 2 — вулканогенная, 3 — флишоидная толщ; 4 — карбонатные породы боксонской серии (V–E₂) и известковистые алевролиты мангатгольской свиты (E₂–O₁); 5 — надвиги; 6 — место отбора пробы для определения изотопного возраста

Мы исследовали Ихе-Хайгасский гранитный массив сархойского комплекса, который представляет собой постскладчатый дискордантный плутон размером 5x8 км (рис. 1, Б). Он залегает в породах флишоидной и вулканогенной толщ окинской серии, которые вблизи контакта превращены в кварц-биотитовые и роговообманковые роговики. Западный контакт интрузии образован серией комагматичных даек. Массив однофазный, сложен среднезернистыми порфиоровидными биотитовыми гранитами, состоящими из калинатрового полевого шпата — пертита (25–40%), слагающего порфиокристы, иногда окаймленные плагиоклазом, зонального олигоклаза (30–45%), кварца (25–35%), зеленовато-бурого железистого биотита (5–7%) и акцессорных сфена, циркона и рудного минерала. Породы

характеризуются повышенной щелочностью, глиноземистостью и железистостью (табл. 1). Граниты не затронуты процессами наложенного метаморфизма или метасоматоза и являются истинной магматической породой, сформировавшейся из расплава. Признаки магматического происхождения гранитов: интрузивные контакты, комагматичная дайковая серия, магматическая зональность в плагиоклазе.

С целью изотопного датирования изучена проба свежего порфиоровидного гранита, взятая из скального останца, расположенного в 6,3 км к ВЮВ от устья р. Ихе-Хайгас (рис. 1, Б). Возраст определялся Rb–Sr изохронным методом. Изохрона построена по щелочному полевоому шпату, плагиоклазу, биотиту, сфену и по породе в целом в соответствии с параметрами [15] (табл. 2, рис. 2). Параметры изо-

Таблица 1

Химический состав гранитов Ихе-Хайгасского массива

№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	∑FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	сумма	Ga*	Ce*	Y*
1	73,37	0,19	13,87	2,25	0,054	0,67	1,20	3,71	4,11	0,12	0,54	100,09	18	43	28
2	72,79	0,24	14,25	2,40	0,060	0,69	1,54	3,81	3,73	0,13	0,45	100,10	21	44	22

Примечание. 1 — средний состав по 4 пробам; 2 — проба, использованная для определения изотопного возраста; * — содержание дано в ppm.

хроны: $T = 460,4 \pm 2,5$ млн лет (начало среднего ордовика), $I = 0,70429 \pm 3$, $\epsilon_{Sr}(T) = +4,0 \pm 0,4$, СКВО = 0,85. Полученное значение возраста ($460,4 \pm 2,5$ млн лет) отражает изотопное равновесие между минералами, установившееся при кристаллизации расплава. Очевидно соблюдение условий гомогенности первичных изотопных отношений и закрытости Rb-Sr изотопной системы. Эти результаты являются примерно на порядок более точными, чем результаты датирования многофазных плутонов по валовым пробам (см. выше, [8, 9]). Наша оценка возраста гранитов Ихе-Хайгасского массива, вероятно, может рассматриваться как реперная для региона, учитывая, что она подтверждает полученные ранее датировки в пределах указанного для них интервала неопределенности.

разных палеозойских гранитоидов свидетельствуют о том, что они образуют единую петрогенетическую ассоциацию. Вместе с тем они принадлежат разным геохимическим типам. Щелочные породы огнитского комплекса, содержащие фельдшпатоиды и щелочные амфиболы и пироксены, являются типичными породами А-типа (в соответствии с критериями, перечисленными в [14]), и в тектонических классификациях гранитоидов (по [13]) относятся к посторогенным или анорогенным. Известково-щелочные граниты сархойского комплекса имеют наибольшее сходство с позднеорогенными комплексами (в классификации [13] и др.). В то же время среди пород сархойского комплекса присутствуют различия, обладающие чертами, свойственными внутривулканическим гранитам. Некоторые массивы имеют редкометалль-

Таблица 2

Результаты Rb-Sr изотопного анализа гранитов Ихе-Хайгасского массива

№	Минерал, порода	Sr*	Rb*	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr*	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr**
1	Вал	194,0	145,0	2,164	0,718566±30
2	Плагиоклаз	333,0	25,1	0,2187	0,705724±30
3	к.п.ш.	171,0	410,0	6,988	0,749867±30
4	Сфен	9,62	2,81	0,8460	0,709850±30
5	Биотит	12,9	817,0	212,0	2,09459±20

* Точность ~ ± 1% отн.

** Для всех образцов, кроме биотита, ошибка анализа меньше указанной. Последняя соответствует ошибке воспроизводимости параллельных анализов Eimer&Amend. Результат по стандарту: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,708050 \pm 30$ (N=5, t.σ ед.). Анализы выполнены на масс-спектрометре Finnigan MAT-262.

Ихе-Хайгасский плутон прорывает вулканогенную и флишоидную толщи окинской серии, которые представлены в типичных фациях, отчетливо идентифицируются, прослеживаются на значительное расстояние и составляют ее неотъемлемую часть [5]. В свете полученных данных возраст окинской серии оказывается не моложе чем нижний ордовик, что противоречит ее палеонтологической характеристике. Учитывая достоверность полученной оценки изотопного возраста, а также изотопно-геохронологические данные по прорывающим диабазам [6], мы приходим к выводу, что палеонтологические заключения требуют серьезной ревизии.

Внедрение Ихе-Хайгасской интрузии отражает этап массового гранитообразования, охватившего в ордовике ТМТ, на что указывают изотопно-геохронологические данные, рассмотренные выше. Геологические наблюдения о тесной взаимосвязи разнооб-

ную специализацию и сопровождаются флюоритовыми жилами. Породы Ихе-Хайгасского гранитного массива характеризуются присутствием железистого биотита и окаймленных фенокристов К-Na полевого шпата. Низкое первичное стронциевое отношение ($0,70429 \pm 3$) в гранитах Ихе-Хайгасского массива указывает на значительную долю мантийного компонента в составе протолита, что типично для А-гранитов [14]. Эти геохимические черты подтверждают вывод о том, что все палеозойские гранитоиды ТМТ образуют единую петрогенетическую ассоциацию. Присутствие щелочных гранитоидов, включающих нефелиновые сиениты, позволяет рассматривать ее как внутривулканическую. Детально изученным примером подобной ассоциации, объединяющей щелочные породы (сиениты, граниты, щелочные базиты, нефелиновые сиениты и др.) и известково-щелочные гранитоиды, является Ангаро-Витимский батолит [12].

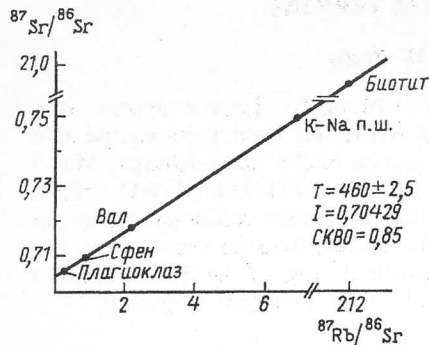


Рис. 2. Rb-Sr изохронная диаграмма для гранитов Ихе-Хайгасского массива

Позднерифейская — раннепалеозойская эволюция палеоструктур ТМТ подтверждает вывод о внутриплитной природе ордовикских гранитов. В позднем рифее палеоструктуры ТМТ включали островные дуги, окраинные бассейны и микроконтиненты; в конце позднего рифея осуществилась аккреция этих структур, завершившаяся формированием кон-

тинентальных моласс и обдукцией офиолитов [4—6]. Новообразованный Тувино-Монгольский микроконтинент в начале венда вступил в континентальный этап своего развития: на эпирифейском пенеппене началось накопление карбонатных шельфовых отложений боксонской серии (V-E₂). Ордовикское гранитообразование связано с закрытием окаймлявших океанических областей, в результате чего Тувино-Монгольский микроконтинент был включен в структуру каледонид в качестве древнего террейна. Каледонский магматизм не привел к новообразованию континентальной коры в пределах ТМТ, но лишь усилил ее сиалические свойства.

Таким образом, континентальная кора ТМТ сформировалась в конце позднего рифея в результате байкальской эпохи орогенеза. Присутствие ордовикских гранитов в Тувино-Монгольском террейне не является препятствием для отнесения его к байкалидам.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, гранты 98—05—64876, 96—05—64537 и 97—05—64463.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология и метаморфизм Восточного Саяна. Новосибирск, 1988. 192 с.
2. Гордиенко И.В. Интрузивный магматизм // Геология и рудоносность Восточного Саяна. Новосибирск, 1989. С. 41—55.
3. Кляровский В.М., Костюк В.П. О возрасте щелочных пород восточной части Восточного Саяна // Докл. АН СССР. 1965. Т. 162, № 2. С. 405—407.
4. Кузьмичев А.Б. Рифейские офиолиты Китойских гольцов: структурное положение и возраст обдукции // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1996. № 3. С. 11—25.
5. Кузьмичев А.Б. Строение верхнерифейской окинской серии на правобережье р. Тустук (Восточный Саян) // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1997. № 3. С. 21—36.
6. Кузьмичев А.Б., Журавлев Д.З. О довендском возрасте окинской серии (Восточный Саян) по результатам датирования силлов Sm-Nd методом // Докл. РАН. 1999. Т. 364, № 6. С. 796—800.
7. Литвинцев К.А., Калмычкова Т.Н. Первый опыт Rb-Sr датирования гранитоидов Мунку-Сардыкского массива (Восточный Саян) // Докл. РАН. 1990. Т. 312, № 1. С. 205—208.
8. Роцектаев П.А., Катюха Ю.П., Рогачев А.М. Основные черты стратиграфии юго-восточной части Восточного Саяна // Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя. Южное обрамление Сибирской платформы. Новосибирск, 1983. С. 19—43.
9. Скляр Е.В., Постников А.А., Посохов В.Ф. Структурное положение, метаморфизм и петрология хугейнской серии (Северная Монголия) // Геол. и геофиз. 1996. Т. 37, № 6. С. 69—78.
10. Хаин В.Е., Рудаков С.Г. Байкальская складчатость Н.С. Шатского и байкальская эра тектогенеза // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3, № 6. С. 25—32.
11. Хаин В.Е., Неймарк Л.А., Амелин Ю.В. Каледонский этап ремобилизации докембрийского фундамента Гарганской глыбы, Восточный Саян (изотопно-геохронологические данные) // Докл. РАН. 1995. Т. 342, № 6. С. 776—780.
12. Ярмолюк В.В., Будников С.И., Коваленко В.И. и др. Геохронология и геодинамическая позиция Ангаро-Витимского батолита // Петрология. 1997. Т. 5, № 5. С. 451—466.
13. Rogers J.J.W., Greenberg J.K. Late-orogenic, post-orogenic, and anorogenic granites: distinction by major and trace element chemistry and possible origins // J. Geol. 1990. Vol. 98, N 3. P. 291—309.
14. Whalen J.B., Currie K.L., Chappel B.W. A type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. Vol. 95. P. 407—419.
15. York D. Least-squares fitting of a straight line // Can. J. Phys., 1966. Vol. 44, N 5. P. 1079.