

УДК 551.24: 550.4 (235.223)

УРИКСКО-ИЙСКИЙ ГРАБЕН ПРИСАЯНСКОГО ВЫСТУПА СИБИРСКОГО КРАТОНА: НОВЫЕ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

© 2002 г. Д. П. Гладкочуб, Т. В. Донская, А. М. Мазукабзов,
член-корреспондент РАН Е. В. Скляров, В. А. Пономарчук, А. М. Станевич

Поступило 13.05.2002 г.

Временной рубеж 1.8–1.9 млрд. лет является чрезвычайно важным в истории становления структуры Сибирского кратона. Именно с этим временным интервалом связаны основные коллизионные события, проявившиеся практически вдоль всего его южного фланга. По существующим представлениям [1] с завершением этих коллизионных событий в регионе прекратились и основные эндогенные процессы, после чего рассматриваемый район перешел в стадию относительно спокойного кратонного развития. В качестве индикаторов стадии кратонизации Присаянского выступа Сибирского кратона рассматриваются постколлизионные гранитоиды саянского, шумихинского комплексов с возрастом 1.84–1.86 млрд. лет [2, 3].

Однако до настоящего времени остается неясным вопрос о возрасте и условиях формирования ряда протерозойских осадочных и интрузивных комплексов, представленных, в частности, в структурах Урикско-Ийского грабена Присаянского выступа. Согласно геологическим наблюдениям и единичным геохронологическим данным, формирование этих комплексов происходило также на докембрийском этапе эволюции региона, но уже после момента окончательной стабилизации южного фланга Сибирского кратона.

Результаты исследований, проведенных в Урикско-Ийском грабене, позволили обосновать мезо-протерозойский этап активизации в пределах данной структуры и связать в рамках единой стадии эволюции, отвечающей постколлизионному коллапсу орогена, процессы накопления осадочных отложений ермасохинской свиты и фор-

мирование нижнерифейских базитовых и гранитоидных комплексов.

Основными объектами исследований явились отложения ермасохинской свиты, а также гранитоиды чернозиминского комплекса и габбро-диабазы ангаульского комплекса.

Урикско-Ийская складчатая зона представляет собой фрагмент раннепротерозойской Ангарской подвижной области [4]. В современной структуре данная зона представлена в виде грабена, вытянутого в северо-западном направлении, ширина которого достигает 30 км при протяженности до 200 км. Урикско-Ийская складчатая зона расположена между раннедокембрийскими блоками Присаянского краевого поднятия фундамента Сибирского кратона – Шарыжалгайским выступом и Бирюсинской глыбой (рис. 1).

В соответствии с выбранной для работы схемой стратиграфии [5] в строении грабена выделяется следующая последовательность свит, относимых к сублукской серии (снизу вверх): шаблыкская, большереченская (ингашинская), далдарминская, урикская (аршанская), а также ангаульская и одайская свиты калбазыкской серии раннего протерозоя. Залегающие в верхних частях разреза отложения ермасохинской свиты относятся к нижнему рифею, причем приведенное возрастное положение свиты не имеет строгих геологических доказательств. Общая мощность вулканогенно-осадочных образований в пределах грабена достигает 15 км. Слагающие грабен породы в различной степени метаморфизованы, при этом лишь отложения ермасохинской свиты практически не затронуты какими-либо метаморфическими преобразованиями. Вулканогенно-осадочные толщи Урикско-Ийского грабена дислоцированы с формированием линейной складчатости и разломов северо-западной ориентировки.

Отложения ермасохинской свиты являются специфичными образованиями Урикско-Ийского грабена. Основные выходы свиты приурочены к центральной части грабена и протягиваются узкой полосой практически через всю эту структу-

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

*Объединенный институт геологии, геофизики
и минералогии*

*Сибирского отделения Российской Академии наук,
Новосибирск*

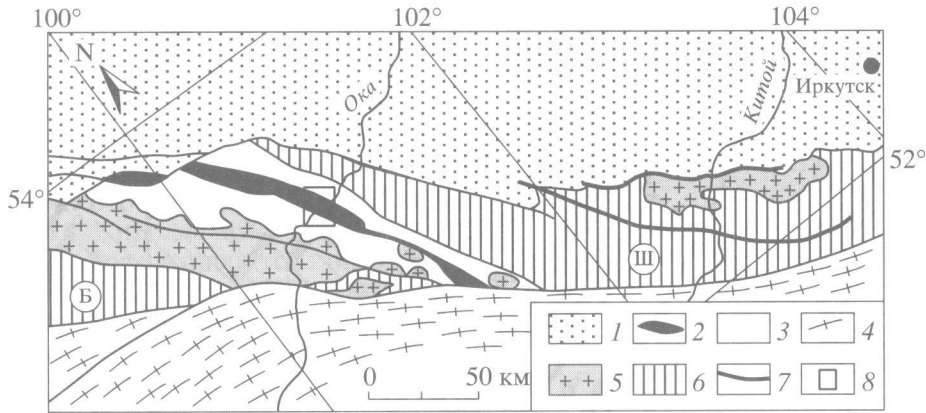


Рис. 1. Схема расположения основных структурно-вещественных комплексов в пределах Присаянского поднятия Сибирской платформы. 1 – рифей-фанерозойский чехол; 2 – вулканогенно-осадочные образования нижнерифейской рифтогенной структуры; 3 – метаморфизованные вулканогенно-осадочные образования Урикско-Ийского грабена, фрагмента раннепротерозойской складчатой зоны; 4 – палеозойский складчатый пояс; 5 – раннепротерозойские гранитоиды (сааянский комплекс); 6 – раннедокембрийские гранито-гнейсовые комплексы (Ш – Шарьжалгайский выступ, Б – Бирюсинская глыба); 7 – разломы; 8 – участок детальных работ.

ру, контролируясь Ерминско-Горхонской зоной разлома. В основании свиты картируется горизонт конгломератов, состав гальки которых свидетельствует о глубоком размыве подстилающих пород. Установлено, что ермасохинские конгломераты с резким угловым несогласием залегают на дислоцированных породах далдарминской свиты. Ермасохинская свита сложена, главным образом, неметаморфизованными грубообломочными осадками, включающими конгломераты, гравелиты, песчаники различного состава и алевролиты. Кроме этого, в строении толщи описаны маломощные прослой эффузивных и эффузивно-осадочных пород [5]. Мощность свиты достигает 1600 м. Особенности строения и комплекс осадочных образований свиты свидетельствуют о ее возможной моласовой природе, а также о том, что ее накопление происходило, вероятно, в быстро развивающейся рифтовой депрессии. Наличие кварцевых песчаников в разрезе свиты указывает на формирование ермасохинской свиты после паузы тектонической стабилизации с формированием зрелых кор выветривания.

В настоящее время возраст ермасохинской свиты оценивается как нижнерифейский на основании того, что отложения этой свиты с несогласием перекрывают раннепротерозойские осадочные породы далдарминской и урикской свит, а ее верхний контакт фиксируется несогласным перекрытием базальными конгломератами карагаской серии верхнего рифея. Временными реперами, позволяющими оценить верхний временной рубеж накопления ермасохинской свиты, являются и прорывающие ее магматические образования, а именно габбро-диабазы ангаульского (1640 ± 100 млн. лет) [6] и нерсинского (850–880 млн. лет) [7] комплексов, а также гранит-порфиры чернозими-

минского комплекса, до недавнего времени без каких-либо геохронологических данных считавшиеся раннепалеозойскими [5].

Породы ангаульского комплекса в пределах Урикско-Ийского грабена представлены в форме мелких массивов или дайковых тел, сложенных в разной степени измененными диабазами и габбро-диабазы.

Дайки ориентированы, как правило, в северо-западном направлении, их протяженность достигает 2–3 км, а мощность варьирует от 2–3 до 10–30 м (рис. 2). Исследованные габбро-диабазы ангаульского комплекса относятся к группе высокотитанистых субщелочных базальтоидов, обогащенных высоkozарядными (Zr, Nb, Y), крупноионными литофильными (Rb, Ba, Sr) элементами и РЗЭ [6]. По комплексу геохимических характеристик эти образования отвечают типичным базальтам начальных стадий рифтогенного процесса в пределах зрелой континентальной литосферы. Наиболее близкими геохимическими аналогами данных образований являются долериты из дайковых роев, развитых в бортах Красноморской рифтовой системы. Возраст габбро-диабазов ангаульского комплекса принимается как нижнерифейский на основе их датирования Rb–Sr-методом по валу породы [6].

Образования чернозиминого комплекса, прорывающего отложения Урикско-Ийского грабена, в том числе и образования ермасохинской свиты, представлены в основном гранитами и гранодиоритами, образующими небольшие массивы, а также дайками тоналит-порфиров, гранодиорит-порфиров, сиенит-порфиров и кварцевых порфиров. Для целей петрологического и геохронологического изучения была исследована серия даек гранодиорит-порфиров на левобере-

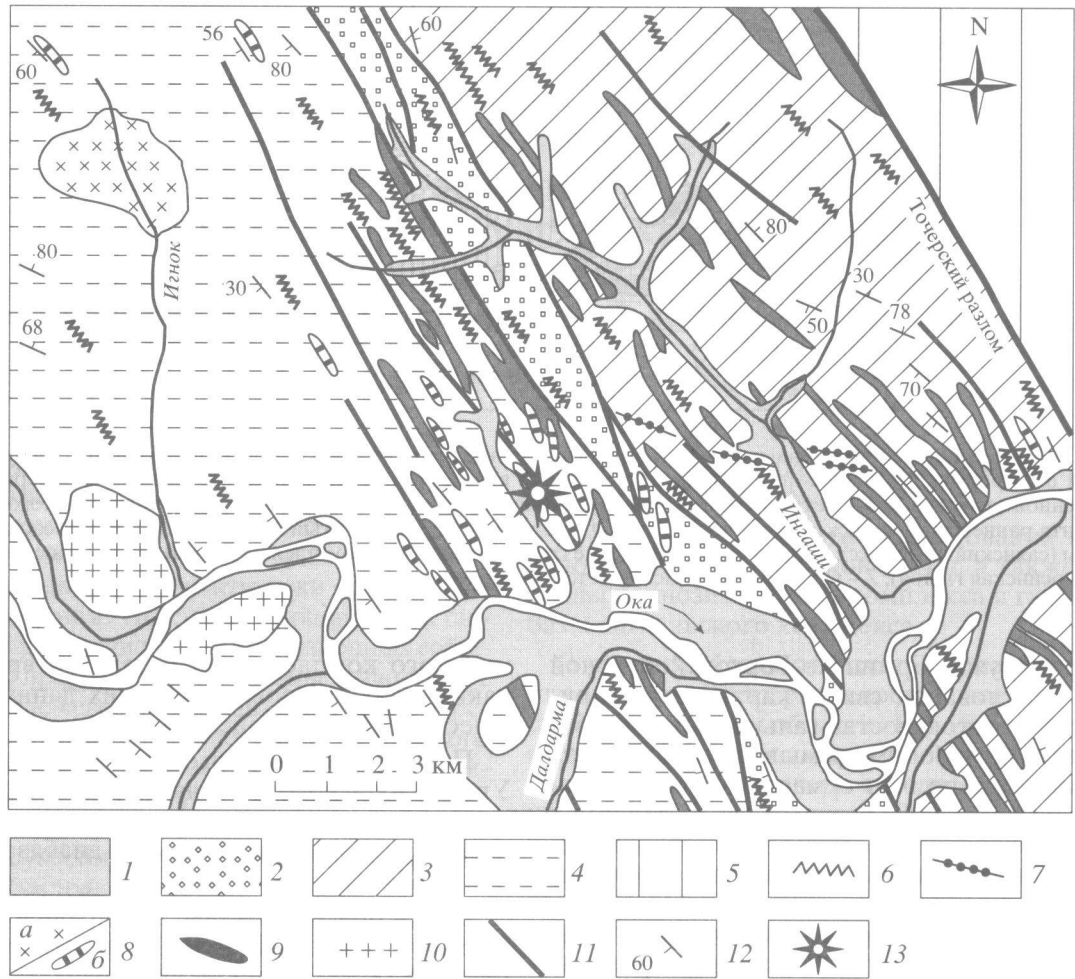


Рис. 2. Схема геологического строения центральной части Урикско-Ийского грабена (междуречье Ингаши–Игнюк). 1 – четвертичные аллювиальные отложения; 2 – отложения ермасохинской свиты (нижний рифей); 3 – отложения урикской и ингашинской свит нерасчлененные (нижний протерозой); 4 – отложения большещерецкой и далдарминской свит нерасчлененные (ранний протерозой); 5 – раннедокембрийские комплексы Шарьжалгайского краевого выступа фундамента Сибирского кратона; 6–10 – интрузивные комплексы: 6 – габбро-долериты нерсинского комплекса (верхний рифей), 7 – лампроиты (средний рифей), 8 – массивы (а) и крупные дайковые тела (б) гранитоидов чернозимиинского комплекса (нижний рифей), 9 – габбро-диабазы ангаульского комплекса (нижний рифей); 10 – гранитоиды саянского комплекса (нижний протерозой); 11 – разломы; 12 – залегание слоистости; 13 – место отбора пробы для геохронологического датирования.

жье р. Оки (рис. 2). Простираение даек северо-западное (320° – 330°), совпадающее с общим направлением грабена. Мощность дайковых тел достигает 50 м. Изученные дайки сложены массивными гранодиорит-порфирами. Фенокристаллы представлены биотитом, кварцем и серицитизированным плагиоклазом. Биотит повсеместно содержит включения рудного минерала и кварца, степень хлоритизации фенокристаллов биотита в большинстве изученных образцов – 3–5%. Порода претерпела низкотемпературные изменения, что выражается присутствием в матриксе породы мелкочешуйчатого мусковита, хлорита, а в отдельных изученных разностях и новообразованного биотита, также отмечается интенсивная карбонатизация гранодиорит-порфиров.

Согласно классификации [8], исследованные гранитоиды следует относить к гранодиоритам, а по положению их фигуративных точек на классификационной диаграмме Ф. Баркера [9] к породам тоналит-трондьемитового ряда. Содержание щелочей в проанализированных гранитоидах достигает 7.3%, отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 1.5$. Принимая во внимание вторичные изменения пород и, соответственно, возможное несоответствие содержания ряда элементов и оксидов, таких, как K_2O , Al_2O_3 , Rb и др., составу первичного расплава, петрогеохимическую характеристику гранодиорит-порфиров проводили главным образом на основе малоподвижных в процессах вторичного преобразования пород элементов. Отмечено, что составы гранитоидов всех изученных даек прак-

тически идентичны. По таким индикаторным характеристикам, как высокие содержания Sr (410–500 г/т), низкие концентрации Y (8–9 г/т), сильно фракционированное распределение редкоземельных элементов ($(La/Yb)_n = 29–39$) при низком содержании тяжелых редких земель (Yb 0.64–0.7 г/т) и слабовыраженной отрицательной Eu-аномалии ($(Eu/Eu^*)_n = 0.7–0.82$), проанализированные породы соответствуют образованиям тоналит-трондьемит-гранодиоритовой серии (ТТГ). Сравнение нормализованных по [10] спектров геохимических составов исследованных гранитоидов и архейских ТТГ [11] показало их значительную схожесть (рис. 3). Некоторые отличия отмечены лишь в содержаниях Th, U, K_2O , Rb. Согласно классификации [12], гранодиорит-порфиры следует относить к гранитам I-типа, однако обнаруживаются существенные отличия в составах и мультиэлементных спектрах типичных I-гранитов и исследованных гранодиорит-порфиров (рис. 3). Формирование расплавов, подобных по составу изученным гранодиорит-порфирам, могло происходить при плавлении источника тоналит-трондьемитового состава в равновесии с гранатсодержащим реститом. Возможно, рестит имел гранат-плагиоклаз-пироксен-амфиболовый состав. Протолитом для выплавления гранодиорит-порфиров могли служить породы тоналит-трондьемитового состава, распространенные в комплексе основания Урикско-Ийской складчатой зоны.

Для определения абсолютного возраста отобран биотит из гранодиорит-порфира (проба 1538), имеющий следующий состав, мас. %: SiO_2 66.21, TiO_2 0.59, Al_2O_3 15.77, $Fe_2O_3^*$ 4.05, MnO 0.05, MgO 1.40, CaO 2.03, Na_2O 4.38, K_2O 2.98, P_2O_5 0.13, п.п.п. 2.80, сумма 100.39. Изученный биотит крупночешуйчатый, практически неизменный, степень хлоритизации не более 3%. По составу биотит соответствует среднему члену ряда флогопит-аннит ($f = 0.5$, $Al^{IV} = 1.2$ ф.е.). Ar–Ar датирование по биотиту гранодиорит-порфира, выполненное в ОИГГМ СО РАН, показало, что возраст данных пород соответствует 1537 ± 14 млн. лет (рис. 4, табл. 1).

Полученные новые геохронологические и геологические данные позволяют предложить следующую модель развития Урикско-Ийской структуры.

В раннем протерозое в краевой части Сибирского кратона произошло заложение проторифтовой структуры, из которой впоследствии сформировалась Урикско-Ийская подвижная зона. В пределах раскрывающегося палеобассейна происходило накопление осадочно-вулканогенных толщ, формировавшихся в различных геодинамических обстановках – островодужной и пассивной континентальной окраины.

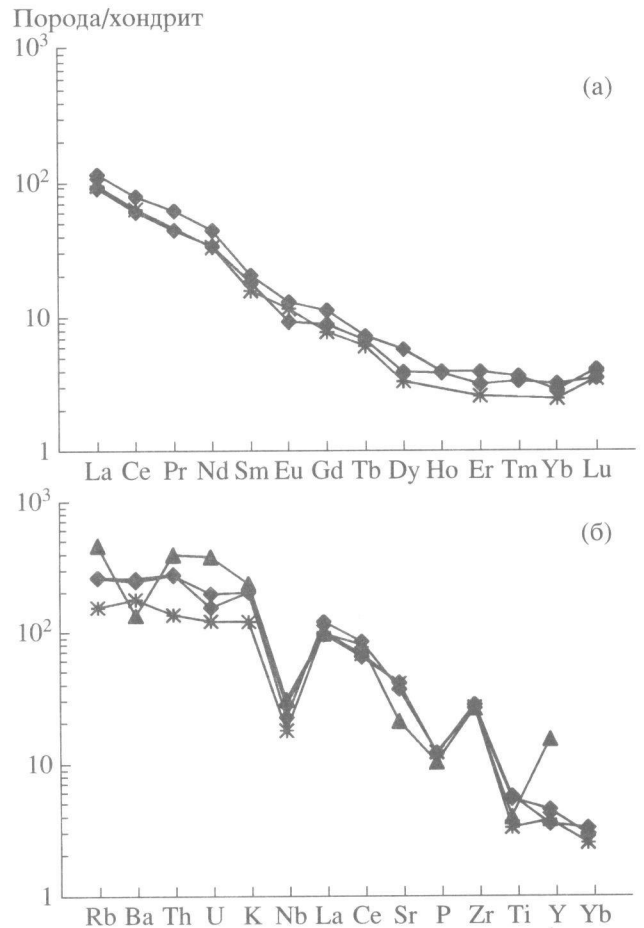


Рис. 3. Нормализованные по [10] спектры распределения редкоземельных элементов (а) и спайдер-диаграммы (б) для гранодиорит-порфиров чернозиминского комплекса Урикско-Ийского грабена (ромбы). Для сравнения показаны спектры архейских ТТГ по [11] (звездочки) и гранита I-типа по [12] (треугольники).

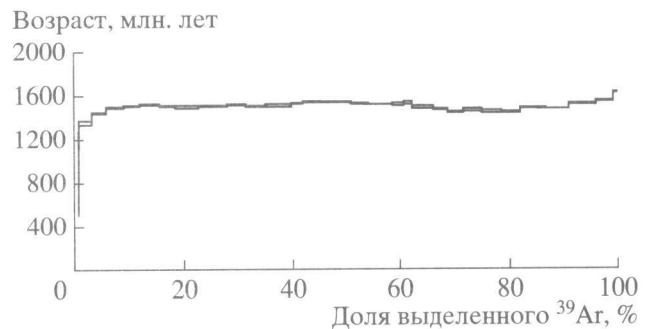


Рис. 4. Аргон-аргоновый возрастной спектр для гранодиорит-порфира чернозиминского комплекса (Урикско-Ийский грабен).

На рубеже около 1900 млн. лет на стадии глобальной аккреции, проявленной вдоль всего южного фланга Сибирского кратона, в результате коллизии Шарыжалгайского блока и Бирюсин-

Таблица 1. Результаты изотопно-геохронологического исследования гранит-порфиров черномиминского комплекса (Урикско-Ийский грабен)

№ ступени	Возраст, млн. лет	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Выделенный ^{39}Ar , %
1	609.0 ± 85.2	1121.0 ± 11.6	3.21 ± 0.0310	3.55 ± 0.0400	0.4
2	1363.8 ± 13.7	337.0 ± 2.7	0.660 ± 0.0043	0.451 ± 0.0052	2.8
3	1458.8 ± 5.3	306.6 ± 1.1	0.275 ± 0.0017	0.278 ± 0.0019	5.4
4	1504.7 ± 6.6	271.5 ± 1.2	0.156 ± 0.0017	0.124 ± 0.0032	8.6
5	1515.6 ± 5.8	272.6 ± 1.3	0.156 ± 0.0017	0.119 ± 0.0011	11.5
6	1526.1 ± 4.7	288.0 ± 1.0	0.118 ± 0.0009	0.163 ± 0.0014	15.1
7	1518.4 ± 7.6	256.5 ± 1.7	0.109 ± 0.0024	0.062 ± 0.0013	17.9
8	1516.7 ± 11.5	253.9 ± 2.7	0.105 ± 0.0018	0.055 ± 0.0009	22.3
9	1517.9 ± 7.0	250.8 ± 1.6	0.110 ± 0.0011	0.043 ± 0.0008	27.5
10	1526.3 ± 8.6	254.3 ± 1.7	0.113 ± 0.0011	0.049 ± 0.0038	30.9
11	1523.4 ± 6.3	253.2 ± 1.4	0.108 ± 0.0009	0.047 ± 0.0006	34.7
12	1532.3 ± 13.8	252.9 ± 3.3	0.109 ± 0.0016	0.039 ± 0.0009	39.4
13	1548.9 ± 6.8	278.4 ± 1.6	0.104 ± 0.0021	0.112 ± 0.0011	41.5
14	1554.8 ± 5.2	276.7 ± 1.2	0.103 ± 0.0010	0.102 ± 0.0011	45.0
15	1555.4 ± 8.1	277.5 ± 1.9	0.103 ± 0.0019	0.104 ± 0.0017	47.5
16	1556.4 ± 6.1	277.0 ± 1.4	0.100 ± 0.0010	0.101 ± 0.0017	50.4
17	1542.4 ± 6.6	269.3 ± 1.5	0.105 ± 0.0014	0.087 ± 0.0012	53.5
18	1539.7 ± 4.9	268.0 ± 1.1	0.103 ± 0.0007	0.084 ± 0.0006	58.2
19	1543.5 ± 12.3	281.6 ± 2.9	0.124 ± 0.0020	0.127 ± 0.0035	60.2
20	1548.9 ± 10.3	275.2 ± 1.9	0.136 ± 0.0038	0.101 ± 0.0055	61.7
21	1518.1 ± 15.8	252.3 ± 3.8	0.132 ± 0.0023	0.048 ± 0.0012	65.6
22	1493.9 ± 7.7	240.2 ± 1.7	0.121 ± 0.0009	0.026 ± 0.0015	68.3
23	1467.4 ± 5.2	235.6 ± 1.1	0.122 ± 0.0012	0.031 ± 0.0012	71.1
24	1487.9 ± 14.6	237.9 ± 3.4	0.121 ± 0.0019	0.023 ± 0.0010	74.6
25	1472.3 ± 14.1	235.8 ± 3.0	0.130 ± 0.0020	0.028 ± 0.0043	78.3
26	1469.6 ± 6.0	234.3 ± 1.3	0.116 ± 0.0008	0.025 ± 0.0011	81.8
27	1507.2 ± 5.7	242.8 ± 1.2	0.100 ± 0.0009	0.025 ± 0.0014	86.5
28	1501.3 ± 3.3	244.6 ± 0.5	0.104 ± 0.0006	0.035 ± 0.0014	90.7
29	1547.7 ± 5.4	251.6 ± 1.2	0.090 ± 0.0009	0.023 ± 0.0008	95.6
30	1571.6 ± 5.9	258.5 ± 1.3	0.095 ± 0.0012	0.027 ± 0.0015	98.8
31	1648.3 ± 7.2	519.3 ± 2.1	0.251 ± 0.0021	0.846 ± 0.0044	100.0

$J = 0.002646214$.

ской глыбы началось закрытие палеопротерозойского бассейна. С этим событием связано формирование складчатой структуры Урикско-Ийской зоны, сопровождавшееся региональным метаморфизмом. Завершение коллизионного этапа и закрытие раннепротерозойского палеобассейна фиксируется возникновением протоорогенных впадин, выполненных вулканогенно-осадочными образованиями ангаульской и одайской свит, а также внедрением в метаморфические комплексы Шарыжалгайского блока, Бирюсинской глыбы и Урикско-Ийской зо-

ны постколлизийных гранитоидов саянского комплекса с возрастом 1.85 млрд. лет [3].

На последующей стадии развития, в условиях постколлизийного коллапса раннепротерозойского орогена [13], сочетавшегося со сдвиговыми деформациями, в центральных частях развивающейся депрессии, вероятно, происходило возникновение серии мелких грабенов типа пулл-апарт, в пределах которых происходило накопление молассоидных толщ ермасохинской свиты. Продолжение развития структуры Урикско-Ийской складчатой зоны привело к внедрению в отложе-

ния ермасохинской свиты таких интрузивных образований, как гранитоиды чернозиминского комплекса (1537±14 млн. лет). Внедрение данных гранитоидов связано, по-видимому, с продолжающимися процессами сдвигового течения, аналогично фиксирующимся в фанерозойских сдвиговых областях [14]. Следовательно, возраст образований ермасохинской свиты может быть ограничен временными рамками 1.85–1.53 млрд. лет и, наиболее вероятно, соответствует началу рифея.

Формированию родоначальных для гранитоидов чернозиминского комплекса ТТГ-расплавов, вероятно, способствовало внедрение в нижние горизонты коры значительных объемов высокотемпературных базальтовых магм, явившихся дополнительным источником тепла. При этом свидетельством проявления базитового магматизма на начальной стадии коллапса являются отдельные массивы и дайки габбро-диабазов ангаульского комплекса, в то время как гранитоиды чернозиминского комплекса представляют собой продукт “продвинутого” плавления вещества континентальной коры.

Вероятно, релаксация растягивающих напряжений достаточно скоро привела к приостановке развития новой, заложившейся в нижнем протерозое осевой впадины, эволюция которой прекратилась на самом раннем этапе, не достигнув даже стадии “абортированного” рифта. Таким образом, после рубежа 1.5 млрд. лет Урикско-Ийский грабен превратился во внутрикратонную область стабильного развития. Все более молодые магматические и субвулканические комплексы, развитые в его пределах, такие как лампроиты, щелочные пикриты, карбонатиты и др. [15], имеют характеристики типичных внутриплитных образований.

Принципиальная важность системы разломов, заложившейся в среднем протерозое на стадии постколлизийного коллапса орогена, состоит в том, что на последующих стадиях развития структуры эти разломы в значительной степени контролировали процессы магматизма в данном регионе. Доказательством этого предположения является то, что именно к этой системе разломов тяготеет большая часть непротерозойских даек нерсинского комплекса, а к бортам этой древней диссипативной системы приурочены выходы глу-

бинных ультраосновных щелочных пород и карбонатитов.

Авторы выражают признательность и благодарность А.П. Секерину и Ю.В. Меньшагину за помощь в осуществлении исследований и конструктивные замечания, касающиеся вопросов геологии региона, а также О.М. Туркиной за ценные советы по петрологии тоналит-трондjemитов.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (гранты 01–05–64000; 00–15–98576; 00–05–64585) и Фонда содействия отечественной науке.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Rosen O.M., Condie K.C., Natapov L.M. et al. In. Archean Crustal Evolution / K.C. Condie Ed. Amsterdam: Elsevier, 1994. P. 411–459.*
2. *Донская Т.В., Сальникова Е.Б., Скляр Е.В. и др. // ДАН. 2002. Т. 382. № 5. С. 663–667.*
3. *Кирнозова Т.И., Левицкий В.И., Мельников А.И. и др. В кн. Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. М.: ГЕОС, 2000. С. 178–180.*
4. *Ножкин А.Д. // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 11. С. 1524–1544.*
5. *Эволюция земной коры в докембрии и палеозое / Под ред. Ф.А. Летникова. Новосибирск: Наука, 1988. 161 с.*
6. *Домышев В.Г., Ленин В.С. В кн. Геология, тектоника и рудоносность докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Иркутск: ВСФ СО АН, 1987. С. 227–228.*
7. *Гладкочуб Д.П., Скляр Е.В., Мазукабзов А.М. и др. // ДАН. 2000. Т. 375. № 4. С. 504–508.*
8. *Streckeisen A. // Earth Sci. Rev. 1976. V. 12. P. 1–33.*
9. *Barker F. In: Trondhjemites, Dacites and Related Rocks. Amsterdam: Elsevier, 1979. P. 1–12.*
10. *Sun S., McDonough W.F. // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–345.*
11. *Archean Crustal Evolution / K.C. Condie Ed. Amsterdam: Elsevier, 1994. P. 205–259.*
12. *Chappell B.W., White A.J.R. // Pacif. Geol. 1974. V. 8. P. 173–174.*
13. *Dewey J.F. // Tectonics. 1988. V. 7. P. 1123–1139.*
14. *Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Глубинная геодинамика. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1994, 299 с.*
15. *Секерин А.П., Меньшагин Ю.В., Лаценов Ю.И. // ДАН. 1995. Т. 342. № 1. С. 82–86.*