

УДК 551.24(571.6)

О ВОЗРАСТЕ ГРАНИТНЫХ ИНТРУЗИЙ АНЮЙСКО-ЧУКОТСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

© 2007 г. С. М. Катков, А. Стрикленд, Э. Л. Миллер, Дж. Торо

Представлено академиком Ю.М. Пушаровским 16.06.2006 г.

Поступило 05.07.2006 г.

Алярмаутское поднятие, на территории которого проводились исследования, расположено в западной части Анюйско-Чукотской складчатой зоны, являющейся северным обрамлением Южно-Анюйской сутуры (рис. 1). Последняя большинством исследователей рассматривается как шов, сформированный в процессе раннемеловой коллизии Евразии и Чукотского микроконтинента [1, 3, 5, 6, 9].

Время завершения коллизии остается дискуссионным. Одним из показателей может служить возраст недеформированных гранитоидов, прорывающих коллизионную структуру. В этих целях были изучены внутреннее строение шести гранитоидных массивов и их взаимоотношения с вмещающими образованиями, а также проведено геохронологическое опробование. Четыре массива располагаются в пределах Алярмаутского поднятия, а два других – массивы Пырканай и Кэлильвун – южнее и восточнее (рис. 1).

Алярмаутское поднятие сложено в разной степени метаморфизованными отложениями палеозоя (верхний девон–нижний карбон) и мезозоя (триас и нижний мел). Во внутренней части поднятия обнажены метаморфизованные до эпидот-амфиболитовой фации терригенно-карбонатные комплексы девона–карбона и интрузии гранитоидов [4]. Периферическую часть поднятия слагают слабо метаморфизованные и сложно деформированные терригенные породы триасового возраста. Триасовые отложения перекрыты недеформированными меловыми вулканогенно-терригенными образованиями.

Самые древние, девонские отложения района сложены метаморфизованными кварцево-полевошпатовыми песчаниками с прослоями массивных кварцитов. Породы нижнего карбона представлены кристаллическими сланцами, кварцитами и

мраморизованными известняками. Ископаемые кораллы свидетельствуют о турнейско-визейском возрасте отложений [4]. Карбонатные отложения перекрыты пачкой глинистых сланцев с прослоями песчаников и алевролитов с известковистыми конкрециями, которые обычно относятся к нижнему триасу. Нижнетриасовые отложения перекрываются филлитами с прослоями алевролитов и песчаников карнийского яруса верхнего триаса с *Monotis ochotica* (Keys.) и др. Характер границы между известняками и вышележащими сланцами неясен. Наши наблюдения позволяют предположить наличие тектонического контакта между палеозойскими и мезозойскими комплексами. Стратиграфически выше смятых в сложные складки триасовых отложений залегают породы валанжинского яруса нижнего мела, представленные плотными аркозовыми песчаниками. С угловым несогласием их перекрывают меловые андезиты, риолиты, туфы и туфоконгломераты. Наиболее молодые отложения описываемой территории представлены игнимбритами с возрастом 94 ± 6 млн. лет и риолитами, датированными 94, 107, 112, 114 млн. лет (апт–сеноман) по К–Аг-методу [4].

Интрузивные породы Алярмаутского поднятия представлены гранитами и гранодиоритами [2, 4]. Они прорывают вмещающие девонские кристаллические сланцы и сложно дислоцированные триасовые филлиты. Экзоконтактовые зоны с андалузитом распространяются на первые сотни метров от массивов. Возраст плутонических пород определялся К–Аг-методом при геологическом картировании масштаба 1:200000 в 1970-х годах [4]. По этим данным возраст самых древних умеренно щелочных пород 123 млн. лет. Поздние фазы магматизма характеризуются формированием интрузивных залежей и лакколитов гранита с возрастом 100 млн. лет, а послегранитных пегматитов – 90 млн. лет. Контакт между гранитами и гранодиоритами представляет собой области минглинга.

Граниты массива Пырканай прорывают верхнетриасовые отложения, а граниты массива Кэлильвун – нижнемеловые осадочные ком-

Геологический институт
Российской Академии наук, Москва
Стэнфордский университет, США
Университет Западной Вирджиния, США

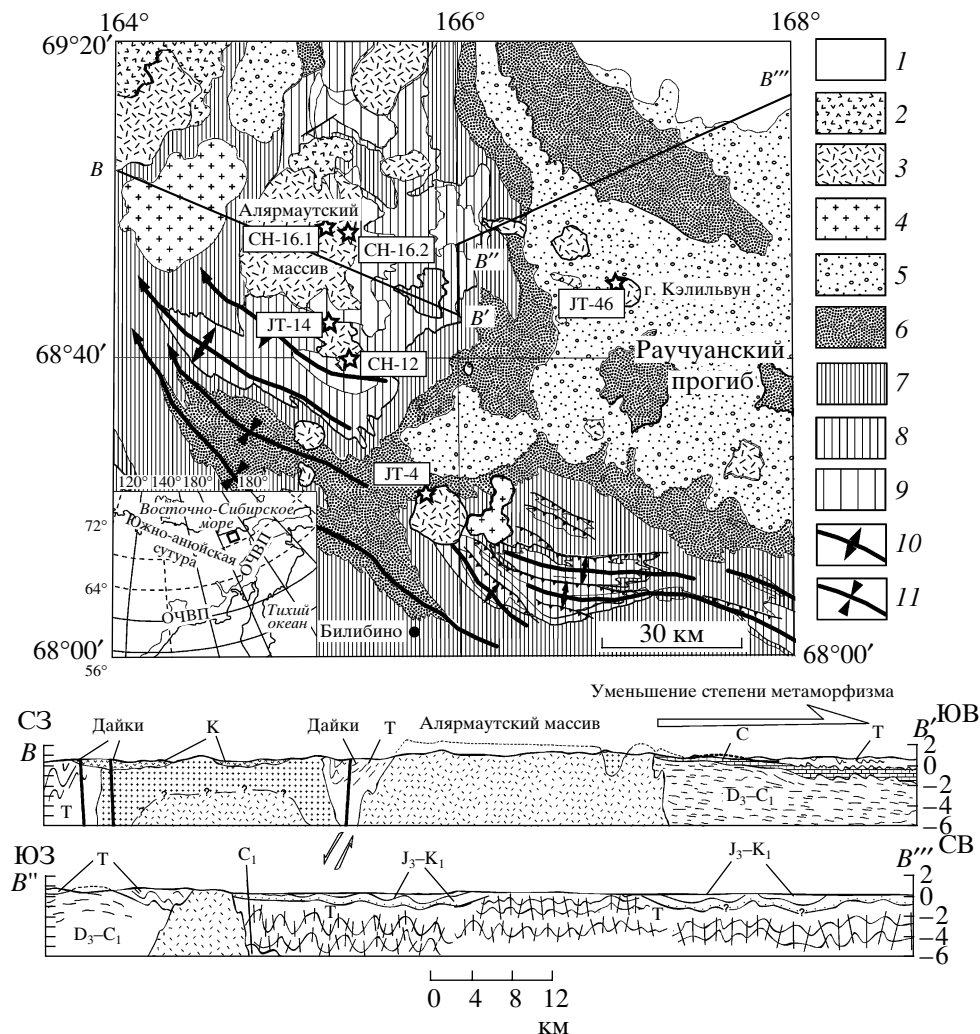


Рис. 1. Геологическая карта Алярмаутской структуры и прилегающих территорий (по материалам ГКК-200: А.И. Садовский, М.Л. Гельман, 1964; М.Д. Часовитин, А.П. Шпетный, 1961; Г.М. Сосунов, С.М. Тильман, 1959; Г.Я. Белик, Г.М. Сосунов, 1966). 1 – четвертичные отложения; 2 – вулканогенные отложения (К); 3 – гранитоиды (К); 4 – диориты и габброиды (К); 5 – массивные песчаники (J_3-K_1); 6 – филлитовые сланцы (T_3); 7 – алевриты с прослоями песчаников (T_2), 8 – алевриты и песчаники (T_1); 9 – слюдяные сланцы, известняки (D_3-C_1 ?); 10 – оси антиформ регионального масштаба; 11 – оси синформ регионального масштаба.

плексы. По своей геологической позиции они могут быть более молодыми по отношению к алярмаутским.

Цирконы для абсолютного U–Pb (SHRIMP)-датирования выделялись в Стэнфордском университете, США (Stanford University), по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей (вольфрамата лития). Изотопные измерения проводились на высокочувствительном ионном микрозонде (SHRIMP-RG) в микроаналитическом центре SHRIMP-USGS (аналитики – А. Стрикленд (A. Strickland) и С.М. Катков) по стандартной методике [8].

U–Pb-изотопная система в цирконах имеет высокую температуру закрытия, оцениваемую как $>900^\circ\text{C}$, и поэтому устойчива к термальным воздей-

ствиям. Возраст магматического циркона определяет время кристаллизации.

Цирконы из обр. СН-16.1 (гранодиоритовая фаза Алярмаутского батолита) представлены прозрачными призматическими кристаллами. Измеренная концентрация урана в цирконе составляет от 398 до 3202 ppm. Средневзвешенный возраст десяти датированных зерен равен 115.7 ± 1.7 млн. лет. Девять из десяти проведенных анализов конкордантны в пределах аналитической ошибки ($СКВО = 0.48$).

Цирконы в обр. СН-16.2 – гранитная фаза Алярмаутского массива – вытянутые и тонкие (рис. 2а). Концентрация урана варьирует в пределах 1398–5068 ppm. Из 16 проанализированных кристаллов для расчета средневзвешенного значения

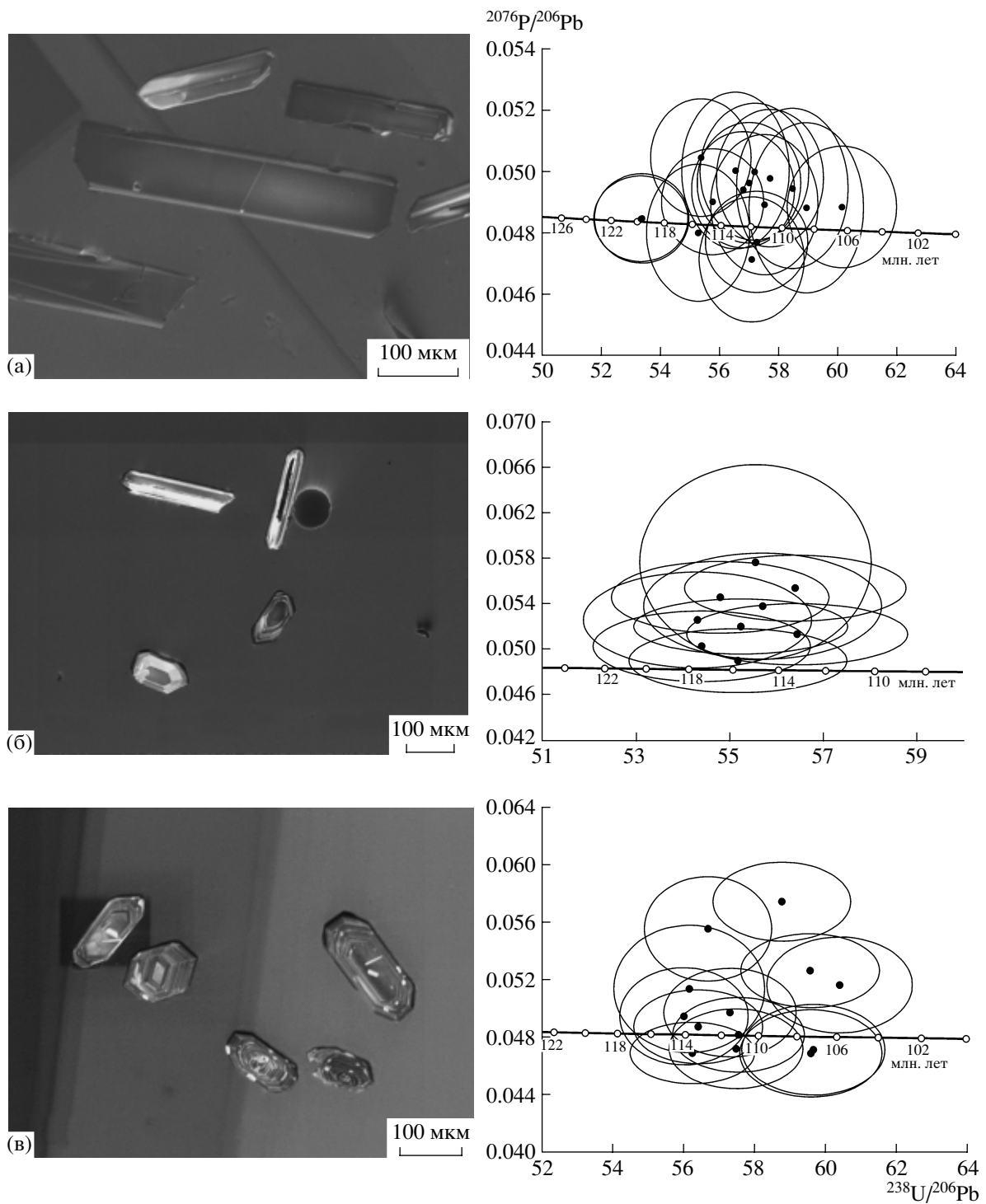


Рис. 2. Катодолуминесцентные снимки кристаллов циркона и график Тера-Вассербурга для образцов СН-16.2 (а), JT-46 (б) и JT-4 (в). Сплошная линия – конкордия. Эллипсы показывают погрешность измерений ($\pm 2\sigma$).

выбраны 13. Для них получена дата 112 ± 1.7 млн. лет. Разброс полученных $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -дат – от 106.2 до 119.7 млн. лет. При расчете средневзвешенного возраста СКВО = 2.13. Мы полагаем, что вариации данных связаны с аналитическими погрешностями.

Образец СН-12 из лейкогранитового тела, прорывающего описанные выше граниты на южной окраине Алярмаутского поднятия. В образце наблюдается сланцеватость, которая может интерпретироваться как деформационная структура. Цирконы слабо удлиненные и короткоприз-

матические. На катодоллюминесцентных (КЛ) снимках четко видно, что зональные ядра имеют обедненную ураном периферическую часть и обростают каймой, относительно обогащенной ураном. Всего проанализировано 16 зерен, включая три пары ядро/край, большинство из которых дискордантны, что может свидетельствовать о потере Pb. Для 8 конкордантных дат средневзвешанный возраст составляет 112.6 ± 2.2 млн. лет (СКВО = 1.2), который интерпретируется как возраст кристаллизации. Анализ ядра показал докембрийский возраст протолита (717, 1070.4 и 1581.5 млн лет).

Образец JT-14 – из крупного среднезернистого гомогенного Быстринского гранитного плутона в южной части Алярмаутского поднятия. Призматические цирконы имеют сложную двух-трехстадийную внутреннюю зональность кристалла с четко выделяемыми ядрами. Края кристаллов обычно темные и незональные, что свидетельствует о высокой концентрации U (до 7638 ppm). Содержание урана в ядрах 782–5907 ppm. Возраст ядер анализированных кристаллов от среднетриасового до раннеюрского ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возраст в интервале 191.6–232.9 млн. лет). Шесть анализов краевых частей указывают на возраст 116.9 ± 2.5 млн. лет (СКВО = 1.8). Обе популяции точек расположены выше конкордии, т.е. часть первоначально Pb потеряна. Эти данные свидетельствуют о раннемеловом возрасте кристаллизации с включениями более древних зерен.

Образец JT-46 – из среднезернистых гомогенных гранитов массива Кэлильвун восточнее Алярмаутского поднятия. На катодоллюминесцентных изображениях кристаллы имеют четкую зональность и содержат заметные ядра (рис. 2б). Концентрации урана варьируют от 344 до 1287 ppm. Девять из 11 анализов конкордантны с учетом аналитической ошибки или очень близки к этому и имеют возраст 114.7 ± 1.3 млн. лет (СКВО = 0.75), который является возрастом кристаллизации.

Образец JT-4 отбирался из гранит-порфиров массива Пырканай, располагающегося севернее г. Билибино. Анализируемые кристаллы циркона короткопризматические. На катодоллюминесцентных снимках зональность слабо проявлена, ядра практически не заметны (рис. 2в). Концентрации урана 563–2082 ppm. Восемь из 13 анализов имеют средневзвешанный возраст 112.4 ± 1.1 млн. лет (СКВО = 0.66), который интерпретируется как кристаллизационный. Возраст более молодой субпопуляции (пять кристаллов из 13) от 105.2 до 107.7 млн. лет, что может быть индикатором вторичной потери Pb или более молодой фазы магматизма.

В ы в о д ы. Возраст кристаллизации цирконов из гранитоидов массивов Алярмаутского подня-

тия, а также массивов Пырканай и Кэлильвун определен U–Pb(SHRIMP)-методом как аптский (от 116.9 ± 2.5 до 112 ± 1.7 млн. лет). Цирконы из гранитов южной части Алярмаутского поднятия имеют ядра докембрийского и триасово-раннеюрского возраста. Ядерные зоны единичных цирконов массива Кэлильвун имеют также триасовый возраст.

На основании оценки возраста недеформированных гранитоидов, секущих палеозойско-мезозойский складчатый комплекс, авторами установлено время завершения коллизии Евразии и Северо-Американской плиты, частью которой принято рассматривать Чукотский микроконтинент [3, 5, 6, 9 и др.]. Новые данные, полученные с использованием современных геохронологических методов, не только подтверждают представления сторонников доаптского времени коллизии Северо-Азиатского континента и Чукотского микроконтинента [2, 5, 6, 9], но и определяют ее завершение рубежом 116.9 ± 2.5 млн. лет.

Авторы выражают признательность С.Д. Соколову за рецензию рукописи и В.В. Акинину за замечания при подготовке сообщения, а также сотрудникам лабораторий структурной геологии Стэнфордского университета и SHRIMP-USGS за помощь при проведении исследований.

Исследование проведено при финансовой поддержке РФФИ (проекты 05–05–65052 и 04–05–65132), ФЦНТП (ведущие научные школы НШ–9664.2006.5) и ОНЗ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богданов Н.А., Тильман С.М. Тектоника и геодинамика северо-востока Азии: Объяснительная записка к тектон. карте. М., 1992. 54 с.
2. Бондаренко Г.Е., Лучицкая М.В. // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2003. Т. 78. Вып. 3. С. 25–37.
3. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги в мезозоидах северо-востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
4. Садовский А.И., Гельман М.Л. Геологическая карта СССР 1:200 000. Сер. Анюйская-Чаунская. Лист R-58-XXVII, XXVIII: Объясн. записка. Л., 1970. 84 с.
5. Сеславинский К.Б. // ДАН. 1979. Т. 249. № 5. С. 1181–1185.
6. Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л. и др. // ДАН. 2001. Т. 376. № 1. С. 80–84.
7. Тильман С.М. Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана. М., 1980. 285 с.
8. Muir R.J., Ireland T.R., Weaver S.D. et al. // Chem. Geol. 1996. V. 127. № 1/3. P. 191–210.
9. Natal'in B.A., Amato J.M., Toro J. et al. // Tectonics. 1999. V. 18. № 6. P. 977–1003.
10. Williams I.S. // Rev. Econ. Geol. 1998. V. 7. P. 1–35.