

УДК 553.93

ВОЗРАСТ ЗАЛОЖЕНИЯ МИНУСИНСКИХ ВПАДИН (ЮЖНАЯ СИБИРЬ)

© 2004 г. Г. А. Бабин, А. Г. Владимиров, Н. Н. Крук, С. А. Сергеев,
Н. В. Сенников, А. С. Гибшер, Ю. К. Советов

Представлено академиком Б.С. Соколовым 08.10.2003 г.

Поступило 15.10.2003 г.

Раннедевонские вулканогенно-осадочные толщи широко распространены на территории Восточного Саяна и прилегающих районов, слагая основание наложенных впадин (Северо- и Южно-Минусинская, Назаровская, Сыдо-Ербинская, Рыбинская). Такие толщи с размывом и структурным несогласием перекрывают стратифицированные образования кембрия. На них, в свою очередь, залегают фаунистически охарактеризованные отложения среднего девона. В пределах Минусинских впадин рассматриваемые вулканогенно-осадочные толщи традиционно объединялись в быскарскую серию [1], раннедевонский возраст которой в ряде случаев был подтвержден единичными находками флоры [2–4]. Стратотип этой серии располагается на восточном борту Северо-Минусинской впадины, в приустьевой части р. Быскар (правый приток р. Енисей). Именно с быскарской серией на основе общего литологического сходства проводилась корреляция отдельных стратифицированных образований Агульского прогиба, Солгонского и Красноярского поднятий. Повышенная щелочность и бимодальность вулканических ассоциаций быскарской серии указывают на существенную роль плюмового источника, инициировавшего заложение Минусинских впадин в условиях рассеянного рифтогенеза [5, 6].

Вопрос о “гомогенности” быскарской серии и ее литологических аналогов, а также возрасте слагающих пород резко обострился в последние годы. А.Г. Рублевым с соавторами [7] были полу-

чены K–Ar- и Rb–Sr-изотопные даты, которые указывали на ордовикский возраст вулканитов, слагающих толщи, относимые к нижней части быскарской серии, а также прорывающих их гранитоидов. Противоречие между результатами изотопного датирования, структурно-геологическими и палеонтологическими определениями эти исследователи объясняли возможностью тектонического совмещения в пределах “единых” разрезов ордовикских и девонских вулканических комплексов и склонялись к выводу о возможности ордовикского возраста всех “девонотипных” вулканических толщ, которые традиционно сопоставлялись с низами быскарской серии. Таким образом, время заложения Минусинских впадин, сопряженного с ним рассеянного рифтогенеза, субщелочного и щелочного вулканизма было пересмотрено и определено как средний ордовик, что ставило под сомнение основы всей системы построений геологической истории развития Алтае-Саянской складчатой области в палеозое. Осложняющим моментом явилось то, что в то время происходила кардинальная ревизия Международной стратиграфической шкалы в целях увязки границ ее подразделений с современными геохронологическими данными. При этом сложилась ситуация, когда при региональном геокартировании стали использовать две шкалы: Международную [8] и Российскую [9].

В ходе предпринятого исследования была поставлена задача по доизучению строения разреза нижней части быскарской серии в стратотипическом разрезе имирской свиты, на р. Сисим, в окрестностях горы Большой Имир, с обоснованием его возраста на основе U–Pb-изотопного датирования.

Геологическое строение разреза и методика исследования. Вулканогенно-осадочный разрез в приустьевой части р. Сисим имеет трехчленное строение. Нижняя его часть (имирская свита по [1]) сложена лавобрекчиями, лавами базальтов, андезибазальтов, риодацитов и их туфами. Выше залегает сероцветная толща морских мелководных отложений (шунетская свита).

ФГУ ГП “Запсибгеолсъемка”,
пос. Елань Кемеровской обл.

Институт геологии
Сибирского отделения Российской Академии наук,
Новосибирск

Всероссийский научно-исследовательский
геологический институт им. А.П. Карпинского,
Санкт-Петербург

Институт геологии нефти и газа
Сибирского отделения Российской Академии наук,
Новосибирск

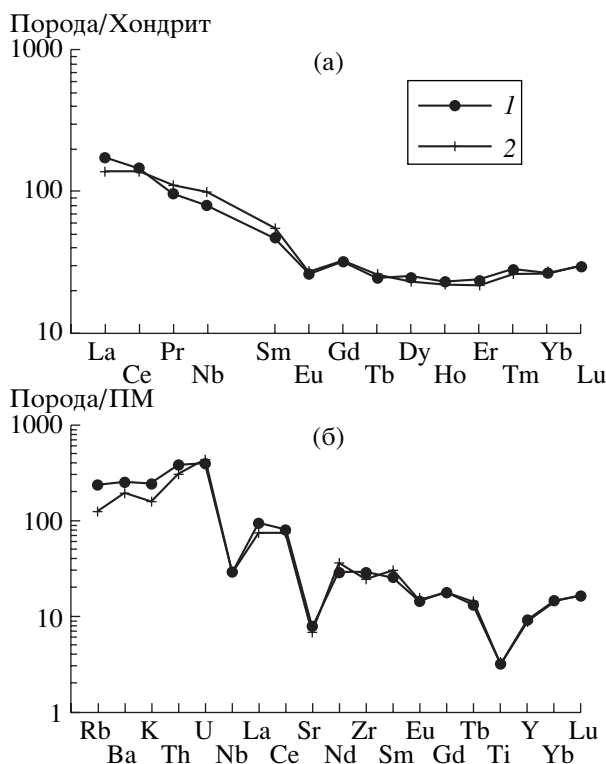


Рис. 1. Спектры распределения РЗЭ (а) и мультиэлементные диаграммы (б) для редких дацитовых и риолитовых лав (1) и субвулканических трахириодацитов (2) в стратотипическом разрезе имирской свиты. ПМ – примитивная мантия.

Верхи разреза представлены красноцветными алевролитами, туфами, вулканомиктовыми конгломерато-брекчиями, гравелитами и песчаниками, чередующимися с потоками (или силлами) базальтов, трахибазальтов и трахитов (тонская свита).

Согласно [4], нижняя граница имирской свиты в этом разрезе отвечает верхней части лохковского яруса, граница имирской и шунетской свит – середине пражского яруса.

Проведенные полевые наблюдения показали отсутствие крупных стратиграфического перерыва и структурного несогласия в пределах изученного разреза. В частности, установлено, что палеонтологически охарактеризованные нижнедевонские отложения шунетской свиты залегают на вулканитах имирской свиты с четким и резким седиментационным контактом. Эксплозивные обломки дацитовых и риолитовых лав из самого верхнего слоя имирской свиты облекаются желтовато-красным и серым калькаренимом (0.2–0.3 м) с примесью вулканомиктового материала песчаной размерности. От базального слоя вверх по разрезу эксплозивные вулканокласты среди терригенно-известковых пород прослеживаются на 4 м. Это указывает на близость во времени накопления имирской и шунетской свит. Последнее подчеркивается отсутстви-

ем каких-либо свидетельств продолжительного разрыва во времени и тектонических деформаций между образованием вулканокластических отложений и морской седиментацией – нет структурного несогласия между вулканической и терригенной толщами, не фиксируются процессы пенепленации и образования коры выветривания. Таким образом, геологические наблюдения вулканитов имирской свиты в ее стратотипе подтвердили ранее сделанные выводы [1–3] и общепринятое мнение [4] о раннедевонском возрасте этого стратона.

Для изотопно-геохронометрических исследований была отобрана проба пород из дайки субвулканических трахириодацитов, секущих среднюю часть разреза имирской свиты. По петрохимическому и редкоэлементному составам (рис. 1) данные породы полностью идентичны кислым вулканитам имирской свиты. Отметим, что среди более молодых отложений тонской свиты, согласно лежащей стратиграфически выше шунетской, кислые породы отсутствуют. С учетом идентичности вещественного состава кислых эффузивов и опробованных даек их сингенетичность и одновозрастность не вызывает сомнений.

Выделение цирконов из крупнообъемной (около 60 кг) пробы было проведено в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (Санкт-Петербург). Из всего материала пробы было выделено 2 мг циркона (41 зерно). Их U–Pb-изотопное исследование выполнено методом анализа единичных зерен в Институте изотопной геологии и минеральных ресурсов при ЕТН (Цюрих) С.А. Сергеевым. Первоначально все зерна были изучены под микроскопом для выявления и последующего ручного отбора кристаллов, в максимальной степени соответствующих характеристикам цирконов магматического генезиса (их доля в выделенной монофракции составила до 90% от общей популяции). На следующем этапе были отобраны зерна с наилучшим состоянием внешних поверхностей, минимальным количеством посторонних твердых включений, трещин, отсутствием ядер и/или дополнительных внутренних фаз циркона.

Перед началом химической обработки некоторые выбранные для датирования кристаллы были в той или иной степени механически фрагментированы для удаления частей зерен, содержащих включения посторонних минеральных фаз или сквозные трещины. Внешние загрязнения и/или наросты удалялись в ацетоне и слабом растворе HCl в ультразвуковой ванне. Для получения информации о содержании урана зерна цирконов были взвешены на ультрамикровесах (± 0.1 мкг). Перед химическим разложением цирконы были подвергнуты мягкому поверхностному выщелачиванию для дальнейшего удаления поверхностной контаминации последовательно в 1% HNO₃, H₂O, 1M HNO₃, H₂O, 4M HCl, H₂O при

+60°C. Затем кристаллы были помещены в PTFE бомбы, описанные в [10], трассированы смешанным ^{233}U - ^{235}U - ^{230}Th - ^{205}Pb -раствором и разлагались в течение 7 дней в 300 мкл 48% HF + 8 мкл HNO₃ при + 215°C. Химическая процедура элюирования свинца и урана проводилась по методике [11] с использованием 50 мкл ионообменной смолы. U- и Pb-фракции наносились на отдельные единичные Re-ленточки вместе с силикагелем и H₃PO₄. При использовании вторичного электронного умножителя уран измерялся в форме UO²⁺ при температурах 1450–1550°C, а свинец – в форме Pb⁺ при 1370–1420°C на масс-спектрометре “Finnigan MAT-262 RPQ”. Коррекции на содержание обыкновенного свинца основывались на модели [12]. Все аналитические погрешности приведены на 95%-ном уровне. Константы распада соответствуют рекомендациям IUGS [13]. Общий бланк Pb в период работы (реагенты + бомбы + колонки + нанесение) составлял от 1 до 2 пг при средних отношениях $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.272$; $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.851$; $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 2.066$. Бланк по U пренебрежимо мал.

Результаты изотопных исследований и основные выводы. Всего было сделано четыре определения: в двух случаях анализировались единичные зерна цирконов, в одном случае – два зерна, а в последнем случае – совместно пять наиболее мелких зерен, имеющих хорошую кристаллографическую огранку, свободных от каких бы то ни было включений и не содержащих следов растворения. Все четыре экспериментальные точки оказались конкордантными или субконкордантными, демонстрируя полное соответствие всех трех возрастов, рассчитанных по отношениям $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ (рис. 2, табл. 1). Это указывает на отсутствие нарушений уран-свинцовой системы отобранных цирконов после

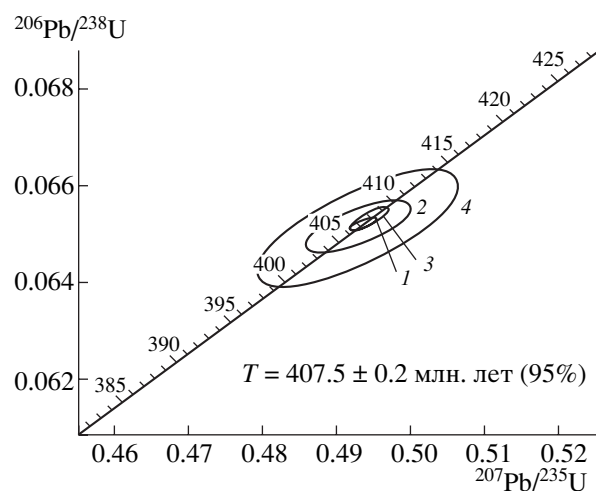


Рис. 2. U–Pb-диаграмма с конкордией для цирконов из субвулканических трахириодацитов стратотипического разреза имирской свиты. 1–4 – номера анализов (см. табл. 1).

их кристаллизации и позволяет считать наиболее правильным значением для возраста магматических событий комбинированное средневзвешенное число из всех полученных конкордантных возрастов – 407.5 + 0.2 млн. лет.

Полученные данные показали, что вулканы нижней части быскарской серии в составе имирской свиты в ее стратотипическом разрезе не относятся к ордовику–силуру, а имеют раннедевонский возраст. Согласно Российской стратиграфической шкале [9], нижней границе эмского века соответствует дата 409 млн. лет. Согласно Международной геохронологической шкале [8], возраст нижней границы лохковского века (граница силура и девона) – 410 млн. лет, а верхней границы эмса – 390 млн. лет. Основываясь на получен-

Таблица 1. Результаты U–Pb-изотопных исследований субвулканических трахириодацитов из нижней части разреза быскарской серии в стратотипе имирской свиты в низовьях р. Сисим

№ анализа	Число зерен	Тип циркона	Общая масса, мкг	Концентрация, ppm			Изотопные отношения					Rho*	Возраст, млн. лет		
				U	Pb _{рад}	Pb _{обыч}	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$
1	1	Желтый	18.2	197	15.7	0.5	1083	0.3571 ± 8	0.0549 ± 1	0.4936 ± 14	0.0652 ± 1	0.82	407.8 ± 2.0	407.4 ± 0.5	407.3 ± 0.3
2	2	Бесцветный	1.9	267	21.4	2.3	300	0.3738 ± 14	0.0549 ± 4	0.4930 ± 56	0.0652 ± 4	0.69	407 ± 9.3	406.9 ± 1.9	406.9 ± 1.4
3	5	Желтый	21	224	16.4	0.8	920	0.2493 ± 6	0.0549 ± 1	0.4945 ± 20	0.0653 ± 2	0.85	408.9 ± 2.5	408 ± 0.7	407.8 ± 0.6
4	1	Бесцветный	19.2	215	16.1	4.2	220	0.2760 ± 22	0.0549 ± 8	0.4928 ± 110	0.0651 ± 10	0.74	407.1 ± 16.8	406.8 ± 3.7	406.7 ± 3.0

* Rho – коэффициент корреляции $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

ной изотопной дате, возраст вулканитов имирской свиты по стратиграфической шкале, принятой в России [9], соответствует низам эмса, а по Международной шкале [8] – середине лохкова. Очевидно, что второй вариант в наибольшей степени соответствует имеющимся стратиграфическим данным и не противоречит современным представлениям о глобальной перестройке геодинамического режима Азии, связанной с воздействием плюмовых мантийных источников на континентальную литосферу [6].

Основной вывод. Учитывая объем быскарской серии и ее структурную позицию, возраст заложения Минусинских впадин, а следовательно, возраст максимального воздействия плюмового источника на окраину Сибирского континента следует относить к лохковскому и пражскому векам раннего девона по Международной стратиграфической шкале.

Вместе с тем полученные данные отнюдь не означают, что Восточный Саян и сопредельные регионы характеризуются полным отсутствием ордовикско-силурийских вулканических толщ. В последние годы появились новые геологические, изотопно-геохронологические и палеомагнитные данные, указывающие на широкое развитие на этой территории субщелочных вулканических комплексов ордовикского возраста [7, 14, 15 и др.]. Однако теперь очевидно, что вулканические толщ, для которых существуют надежные доказательства ордовикского возраста, не имеют ничего общего с быскарской серией и должны рассматриваться в качестве самостоятельных стратонов с собственными наименованиями.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты 00–05–65309, 02–05–64789), Президиума Сибирского отделения РАН (ИП 106) и МПР РФ (контракт 56–00).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Шнейдер Е.А., Зубкус Б.П. В кн.: Материалы по геологии Красноярского края. Красноярск: Краснояр. кн. изд-во, 1962. В. 3. С. 41–56.
2. Аняев А.Р. Биостратиграфия палеозоя Саяно-Алтайской горной области. Т. 2. Средний палеозой. Тр. СНИИГГиСМ. Новосибирск, 1960. С. 578–599.
3. Зубкус Б.П., Шнейдер Е.А. В кн.: Материалы по региональной геологии Сибири. Новосибирск: Изд-во СНИИГГиМС, 1968. С. 104–109.
4. Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири, Новосибирск, 1979. Ч. 2. Средний и верхний палеозой. Новосибирск, 1982. 128 с.
5. Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л. и др. // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7/8. С. 8–28.
6. Добрецов Н.Л. // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 4. С. 12.
7. Рублев А.Г., Шергина Ю.П., Берзон Е.И. и др. // Отеч. геология. 1999. № 3. С. 47–54.
8. International Stratigraphic Chart. International Union of Geological Sciences, 2000.
9. Дополнение к стратиграфическому кодексу России. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 109 с.
10. Krogh T.E. // Geochim. et cosmochim. acta. 1982. V. 46. P. 637–649.
11. Krogh T.E. // Geochim. et cosmochim. acta. 1973. V. 37. P. 485–494.
12. Stacey J.S., Kramers J.D. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. P. 207–221.
13. Steiger R.H., Jaeger E. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1977. V. 36. P. 359–362.
14. Перфилова О.Ю., Михайленко В.В., Контев И.И., Сидорас С.Д. Кошкулакский эталон ордовикской вулcano-плутонической ассоциации (Кузнецкий Алатау). Красноярск: РИЦ КНИИГГиМС, 1999. 159 с.
15. Крук Н.Н., Бабин Г.А., Владимиров А.Г. и др. В кн.: Петрология магматических и метаморфических комплексов. Материалы научной конференции. Томск, 2002. Т. 1. С. 189–194.