

НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ РИФТОГЕННЫЙ И ВНУТРИПЛИТНЫЙ МАГМАТИЗМ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА КАК ИНДИКАТОР ПРОЦЕССОВ РАСПАДА РОДИНИИ**А.Д. Ножкин¹, О.М. Туркина¹, Т.Б. Баянова², Н.Г. Бережная³, А.Н. Ларионов³,
А.А. Постников⁴, А.В. Травин¹, Р.Е. Эрнст⁵**¹ *Институт геологии и минералогии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия*² *Геологический институт КНЦ РАН, 184209, Апатиты, ул. Ферсмана, 14, Россия*³ *Центр изотопных исследований Всероссийского научно-исследовательского геологического института, 199026, Санкт-Петербург, Средний просп., 74, Россия*⁴ *Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия*⁵ *Ernst Geoscinces, 43 Margrave Avenue, Ottawa, Canada K1S 3Y2, Department of Earth Sciences, Carleton U., Ottawa, Canada K1S 5B6*

На основе геологических, петролого-геохимических и изотопно-геохронологических исследований в пределах Енисейского кряжа выделены три эпохи формирования рифтогенных структур, сопровождавшихся внутриплитным магматизмом на рубежах 750, 700 и 650—670 млн лет. Продукты магматизма этих эпох представлены соответственно метариолит-базальтовой, трахибазальт-трахитовой и щелочно-ультраосновной (щелочно-пикритовой) ассоциациями. Проявление магматизма происходило синхронно с накоплением терригенных отложений верхневороговской, чингасанской и чапской серий неопротероэоя. Вулканогенно-осадочные комплексы этих уровней формировались в узких приразломных грабенах, несущих явные признаки рифтовых структур. В пределах обрамляющих поднятий, блоков более ранней консолидации, одновременно с процессами рифтогенеза и внутриплитного вулканизма происходило становление гранитоидных интрузий аяктинского (750—760 млн лет), кутукасского (690—700 млн лет), щелочных интрузий среднетатарского (~700 млн лет) комплексов. Образование щелочно-ультраосновных пород чапинского комплекса, карбонатитов и щелочных метасоматитов линейного типа произошло около 650—670 млн лет назад. Геохимические характеристики базальтов и щелочных пород аналогичны вулканитам океанических островов и континентальных рифтовых зон, связь которых с мантийными плюмами является наиболее обоснованной. Предполагается, что неопротероэояский рифтогенез и внутриплитный магматизм связаны с проявлением плюмовой активности, обусловившей распад суперконтинента Родиния. Это согласуется с временем проявления рифтогенных и внутриплитных процессов в других континентальных блоках, которые могли быть частями этого суперконтинента.

*Неопротероэоя, эпохи рифтогенеза, внутриплитный магматизм, распад Родинии, Енисейский кряж.***NEOPROTEROZOIC RIFT AND WITHIN-PLATE MAGMATISM IN THE YENISEI RIDGE: IMPLICATIONS FOR THE BREAKUP OF RODINIA****A.D. Nozhkin, O.M. Turkina, T.B. Bayanova, N.G. Berezhnaya, A.N. Larionov,
A.A. Postnikov, A.V. Travin, and R.E. Ernst**

Geological, petrological, geochemical, and isotope data from the Yenisei Ridge indicate three stages of rifting and attendant within-plate magmatism at 750, 700, and 650–670 Ma. The igneous rocks of the three stages are, respectively, metarhyolite-basalt, trachybasalt-trachyte, and alkali ultramafic (alkali picrite) associations. Magmatism was concurrent with terrigenous deposition of the Neoproterozoic Upper Vorogovka, Chingasan, and Chapa Groups. The volcanosedimentary complexes were deposited in narrow rift-like graben along faults. The earlier consolidated flanking uplifts of the graben experienced granitoid magmatism synchronously with rifting and within-plate volcanism. The respective plutonic events produced granitoid intrusions of the Ayakhta (750–760 Ma), Kutukas (690–700 Ma), and Middle Tatarka (~700 Ma) complexes, and the later (about 650–670 Ma) Chapa alkali ultramafic complex of carbonatites and metasomatites. Basalts and alkaline rocks are chemically similar to ocean-island and continental-rift basalts, which have been reliably attributed to mantle plumes. Neoproterozoic rifting and within-plate magmatism were possibly related to the plume activity responsible for the breakup of Rodinia. These events in the Yenisei Ridge appear to be coeval with rifting and within-plate magmatic processes in other continental blocks, which may have been parts of the Rodinia supercontinent.

*Neoproterozoic, rifting stages, within-plate magmatism, Rodinia breakup, Yenisei Ridge***ВВЕДЕНИЕ**

Как формирование, так и распад суперконтинентов обусловлены глубинными мантийными процессами и вероятными механизмами распада суперконтинентов служат мантийные апвеллинги или плюмы [Condie, 1998; Li et al., 2008]. В качестве отражения этих глубинных процессов на коровом уровне рассматриваются гигантские рои даек, расслоенные базит-ультрабазитовые массивы, интрузии анорто-

зитов и внутриплитных гранитов, а также рифтогенные вулканогенно-осадочные комплексы, которые выделяются в составе крупных магматических провинций (LIP). Выявление изотопно-геохимических и петрологических признаков участия глубинных мантийных процессов в формировании индикаторных породных ассоциаций является ключевым для обоснования связи распада суперконтинентов с мантийными плюмами. Кроме того, датирование реперных магматических комплексов позволяет судить о временных рамках событий и степени их синхронизации.

Вопрос о выделении и датировании неопротерозойских комплексов — индикаторов континентального рифтогенеза, связанного с распадом позднепротерозойского суперконтинента Родиния, широко дискутируется в последнее десятилетие. Исследование роев даек, континентальных платобазальтов, рифтогенных бимодальных вулканических ассоциаций Северной Америки, Южного Китая и Австралии позволили обосновать их вероятную связь с мантийными плюмами, а геохронологические данные дают оценку времени инициального рифтогенеза в интервале от 740 до 825 млн лет [Zhao et al., 1994; Park et al., 1995; Fetter, Goldberg, 1995; Wingate et al., 1998; Barovich, Foden, 2000; Li et al., 2002, 2008; Ernst et al., 2008]. Для Сибирского кратона в качестве индикаторов распада Родинии и заложения Палеоазиатского океана [Dobretsov et al., 2003] рассматриваются дайковые пояса Саяно-Байкальского региона (780—740 млн лет) [Sklyarov et al., 2003; Гладкочуб и др., 2007], грабены с бимодальным магматизмом (Олоkitский грабен, 700—727 млн лет) [Рыцк и др., 2002], протяженная (более 2000 км) цепочка интрузий ультраосновных щелочных пород с карбонатитами (630—655 млн лет) [Ярмолюк и др., 2001, 2005a]. Широкий возрастной диапазон датировок, полученных для различных магматических комплексов разных континентов (630—780 млн лет), не дает однозначного ответа на вопрос о времени (этапах) распада суперконтинента Родиния и степени синхронности магматических событий, связанных с процессами растяжения и рифтогенеза.

В работе рассмотрены вопросы датирования, геологической и петролого-геохимической характеристик рифтогенных вулканических комплексов Енисейского кряжа двух эпох неопротерозоя (750 и 700 млн лет) и корреляция с пространственно сопряженными разновозрастными внутриплитными гранитоидными и щелочными интрузиями. Кроме того, приведены геолого-геохимические и изотопно-геохронологические данные по комплексам щелочно-ультраосновных пород, карбонатитов и щелочных гранитов, сформированных около 630—670 млн лет назад, которые широко развиты вдоль юго-западной и южной окраин Сибирского кратона. Полученные данные дают возможность более корректно судить о времени растяжения и рифтогенеза, а также служат обоснованием участия глубинных мантийных источников в формировании вулканических ассоциаций.

ПРЕДРИФТОВАЯ И РИФТОВАЯ СТАДИИ ЭВОЛЮЦИИ ПРОТЕРОЗОЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Енисейский кряж является одной из ключевых и наиболее интересных в геодинамическом аспекте структур в позднепротерозойском складчатом обрамлении Сибирского кратона (рис. 1). Развитие на значительной территории Заангарья Енисейского кряжа преимущественно метатерригенные толщи тейской и сухопитской серий протерозоя общей мощностью 7—9 км были сформированы в обстановке пассивной континентальной окраины. На рубеже мезо- и неопротерозоя, в связи с инверсией тектонического режима, произошла смена сухопитского глубоководного турбидитового осадконакопления на мелководное с образованием регрессивно-ритмичных алевросланцево-песчаниковых, а затем и карбонатных отложений (погорюйская и сосновская свиты). В начале неопротерозоя (1.0—0.95 млрд лет) в связи с гренвиллской орогенцией осадочные толщи были подвержены региональному метаморфизму низких давлений, сопровождавшемуся гранитообразованием. В эту эпоху произошло формирование двух протяженных поясов синколлизонных гранитогнейсовых куполов тейского типа с многочисленными роями пегматитовых жил и ареалами регионально-метаморфизованных пород низких давлений от зеленосланцевой до амфиболитовой фации [Ножкин и др., 1983; Козлов, Лепезин, 1995]. Связь этих процессов с гренвиллской орогенцией предполагалась на основе результатов ранних геохронологических исследований [Волобуев и др., 1976; Ножкин и др., 1983, 1999], а сейчас подтверждена новыми $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопными данными. Нами исследованы роговые обманки из ортоамфиболитов (метабазитов), чередующихся с горизонтами кварц-биотитовых сланцев и кварцитов тейской серии в с.-з. части Центрального антиклинория (поднятия). Проба ортоамфиболитов отобрана в истоках р. Кутукас, в 2.5—3 км северо-восточнее гранитогнейсового купола, к западу от Верхневороговской грабен-синклинали. На $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастном спектре (рис. 2, пр. А-204-71), полученном для роговой обманки, выделяется высокотемпературное плато, характеризующееся 48 % выделенного ^{39}Ar , повышенным Са/К отношением и значением возраста 955 ± 10 млн лет. Величина возрастного плато соответствует времени закрытия изотопной системы амфибола на завершающем этапе метаморфического события, во время которого, очевидно, и произошло его формирование. По времени оно отвечает эпохе гренвиллской орогенции, проявившейся примерно в это же время и в других литосферных блоках Азиатского континента [Pease et al., 2001;

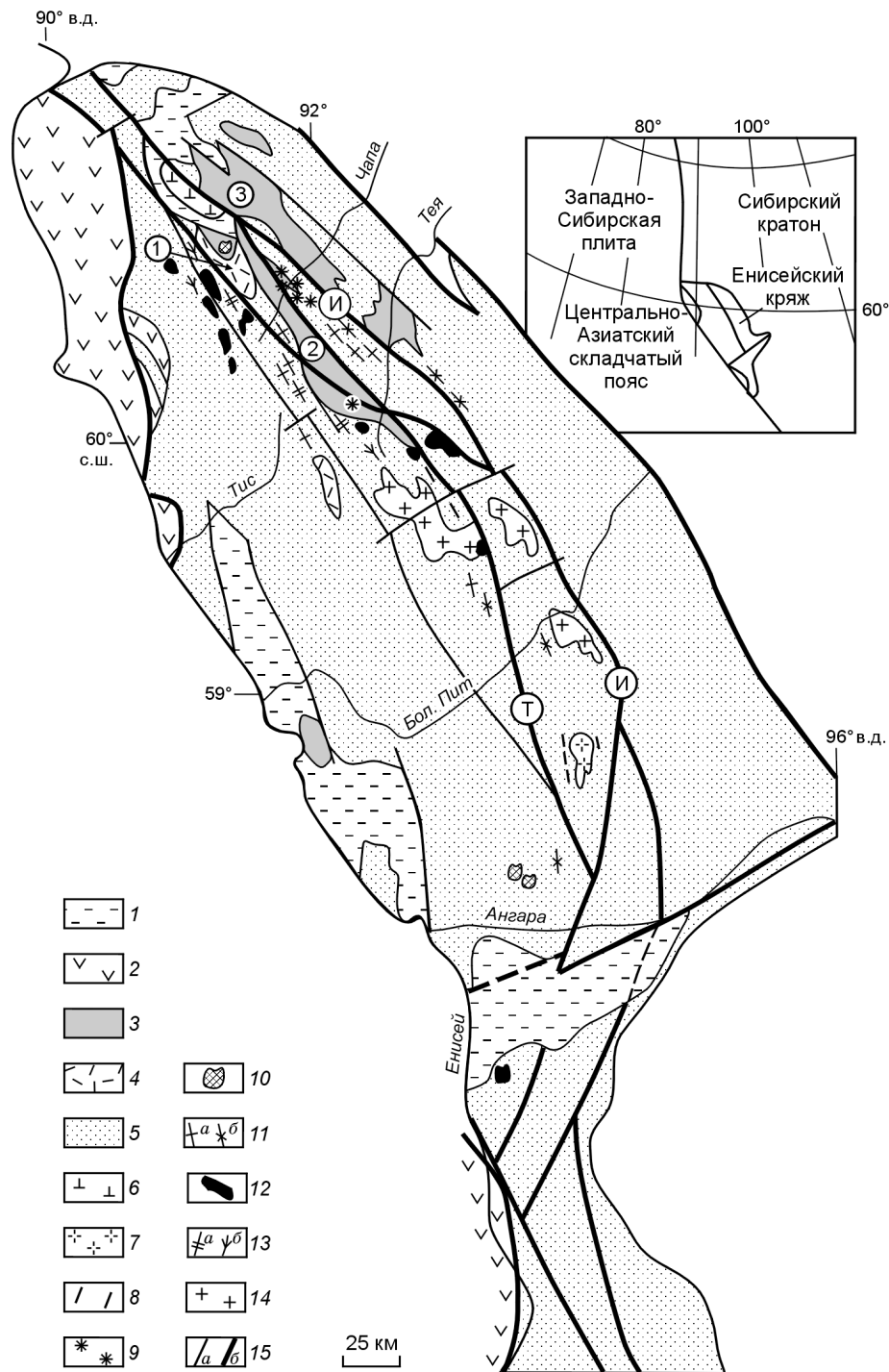
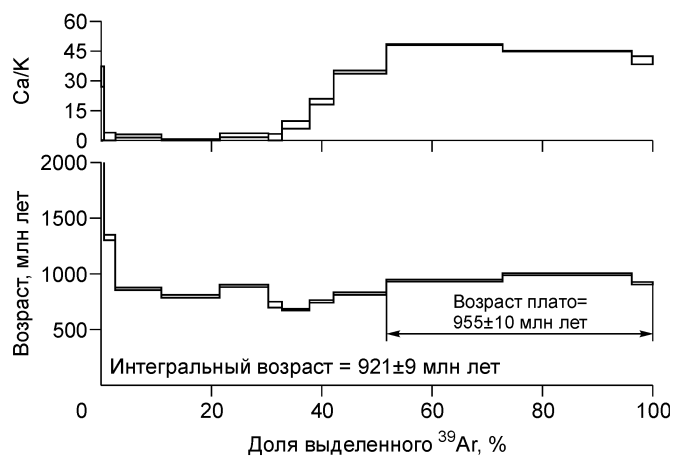


Рис. 1. Схема распространения позднепротерозойских рифтогенных и внутриплитных комплексов в Енисейском кряже (район Ишимбинской и Татарской зон разломов).

1 — чехол (PZ—KZ); 2 — офиолиты и островодужные комплексы (NP); 3, 4 — рифтогенные терригенные и вулканогенно-терригенные (NP) комплексы чингасанской (3) и верхневороговской серий (4); 5 — нерасчлененные комплексы докембрия (канская, енисейская, тейская, сухопитская, тунгусикская, чапская серии); 6—14 — рифтогенные и внутриплитные комплексы: 6 — вороговский — траппы (Т), 7 — татарский — граниты, субщелочные лейкограниты (~630 млн лет), 8 — приразломные карбонатиты (~650 млн лет), 9 — чапинский комплекс — щелочные пикриты (~670 млн лет), 10 — среднетатарский — фойяиты, ийолиты, захребетнинский — тешениты, фойяиты (700 млн лет), 11 — захребетнинский — дайки щелочных сиенит-порфиоров (а) и трахи-долеритов, камптонитов (б) (700 млн лет), 12 — кутукаский — лейкограниты, субщелочные лейкограниты (690 млн лет), гурахтинский — субщелочные граниты, лейкограниты, сиениты (~700 млн лет), 13 — ковригинский — дайки риолит-порфиоров (а) и габбро-долеритов (б) (~750 млн лет), 14 — аяхтинский — граниты, субщелочные граниты, лейкограниты (750—760 млн лет); 15 — разломы (а), зоны разломов (б): И — Ишимбинская, Т — Татарская. Цифры в кружках: 1 — Верхневороговская грабен-синклинали, 2 — Уволжский грабен, 3 — Тейско-Чапский прогиб.

Рис. 2. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастной и Ca/K спектры для роговой обманки (пр. А-204-71) из ортоамфиболитов тейской серии Енисейского кряжа.



Ярмолюк и др., 2005б; Ernst et al., 2008]. Возраст позднеколлизионных гранитоидов каламинского типа составляет 865—880 млн лет [Ножкин и др., 1999; Верниковский, Верниковская, 2006]. Метаморфизм умеренных давлений фации кианитовых сланцев, локально накладывающийся на метаморфические породы низких давлений, согласно Ar-Ar датированию, произошел около 850 млн лет [Лиханов и др., 2007].

Доказано, что этот повторный метаморфизм непосредственно связан с формированием надвигов [Лиханов и др., 2006]. По времени все эти события также могут соответствовать завершающей эпохе гренвиллской орогении.

В постколлизионную эпоху формируется ряд рифтогенных прогибов и происходит внутриплитный магматизм (см. рис. 1). Более ранние прогибы (Верхневороговский, Глушихинский) выполнены вулканогенно-осадочными комплексами киргитейского горизонта тунгусикской серии неопротерозоя, сформированными после перерыва и эрозии подстилающих толщ. Поздние прогибы (Тейско-Чапский, Уволжский) сложены в нижней части преимущественно субэвральными грубообломочными пестроцветными, а в верхней — морскими терригенными или терригенно-карбонатными флишоидными, местами с вулканитами, отложениями, отвечающими чингасанскому уровню позднего неопротерозоя [Ножкин и др., 2007]. В современной структуре отложения позднего неопротерозоя ранних и поздних прогибов распространены в грабенах и грабен-синклиналих, залегают несогласно (обычно с конгломератами в основании) на метаморфических толщах разных стратиграфических уровней докембрия и гранитоидах.

Наиболее интенсивно внутриконтинентальный рифтогенный вулканизм проявился в пределах Верхневороговской грабен-синклинали на севере Енисейского кряжа. Данная структура расположена в бассейне верхнего течения р. Вороговка, протягиваясь в северо-западном направлении на расстояние около 40 км при максимальной ширине 20 км (рис. 3). С юго-запада и северо-востока ее ограничивают разрывные нарушения, являющиеся северным сектором Татарской и Ишимбинской зон разломов. В юго-западном обрамлении грабен-синклинали развиты метаморфические породы, относящиеся к гаревской, тейской и сухопитской сериям палео- и мезопротерозоя. На севере вулканогенно-осадочные образования перекрыты палеозойскими осадками и долеритами трапповой формации, а на востоке они по разлому граничат преимущественно с неопротерозойскими отложениями чингасанской и чапской серий, слагающими Тейско-Чапский прогиб.

Разрез вулканогенно-терригенных пород Верхневороговской структуры изучен сравнительно детально на основе документации керна скважин глубиной до 300—500 м, пройденных в процессе проведения поисково-разведочных работ, а также коренных обнажений по рекам Вороговка, Оленья, Черная. Вулканогенные породы этой структуры развиты в составе двух серий: верхневороговской, коррелируемой с верхними горизонтами тунгусикской (киргитейская подсерия) [Легенда..., 1998], и чингасанской [Миронов, Ножкин, 1978; Ножкин и др., 2007].

ВУЛКАНОГЕННЫЕ ПОРОДЫ РИФТОГЕННЫХ СТРУКТУР

Метариолит-базальтовая ассоциация верхневороговской серии

Строение разреза. Верхневороговская серия представлена тремя свитами (снизу вверх): ковригинской, оленьинской и водораздельнинской.

Для ковригинской свиты характерны грубообломочный облик и фациальная невыдержанность пород, широкое развитие продуктов основного и кислого вулканизма и значительная неравномерность метаморфизма. Степень метаморфизма постепенно нарастает с востока на запад [Миронов, Ножкин, 1978] по направлению к ограничивающему структуру надвигу. В северо-восточном крыле синклинали базальная пачка мощностью около 60 м представлена регрессивной серией чередующихся алевролитов, песчаников, гравелитов и мелкогалечниковых конгломератов. Породы здесь слабо метаморфизованы с кварц-серицитовым цементом, имеют сиренево-серую окраску, обогащены мелкокристаллическим гематитом. Эти субэвральные грубообломочные отложения с перерывом и угловым несогласием залегают на филлитах, относящихся к сухопитской серии. В юго-западной части структуры (г. Коврига) в нижней, вскрытой скважинами части разреза наблюдается переслаивание зеленых биотитсодержащих серицит-хлорит-квар-

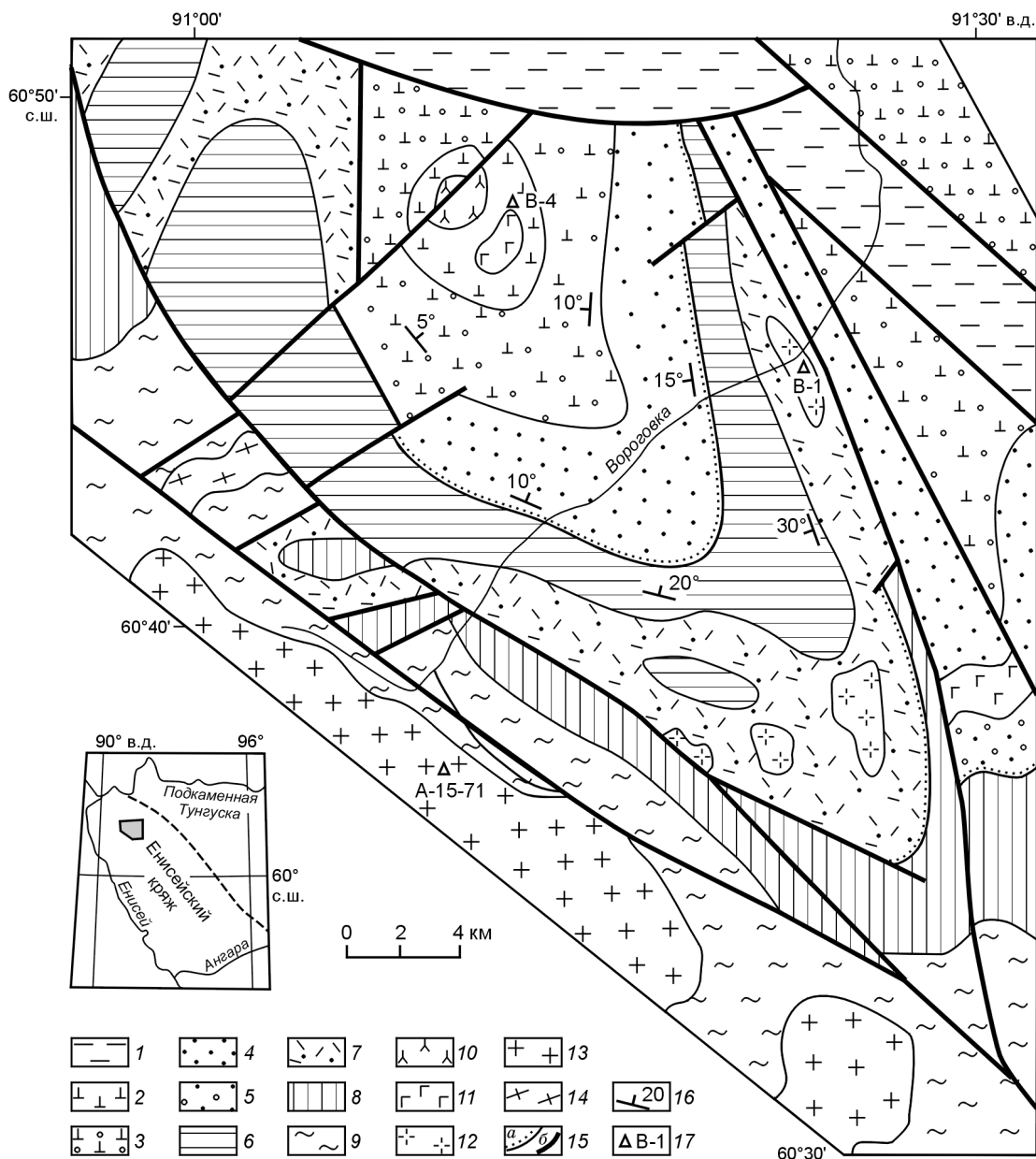


Рис. 3. Схематическая геологическая карта Верхневороговской грабен-синклинали. Составлена А.Д. Ножкиным с использованием данных [Миронов, Ножкин, 1978; Качевский и др., 1998; Динер, 2000].

1 — чехол (NP_3 —PZ); 2—5 — чингасанская серия (NP_2^1); 2, 3 — чивдинская свита: 2 — трахибазальты, трахиандезиты, трахиты и их туфы (~700 млн лет), 3 — тиллитоподобные валунно-галечные породы и субщелочные базальты, трахибазальты и их туфы; 4 — карьерная свита — кварцитовидные песчаники, алевросланцы; 5 — лопатинская свита — конгломераты, песчаники пестроцветные; 6, 7 — верхневороговская серия (NP_1^1); 6 — водораздельнинская свита — филлитизированные глинистые сланцы, песчаники, металеюкобазальты, метаандезибазальты, 7 — ковригинская и оленьинская свиты — конгломераты, гравелиты, песчаники, алевросланцы, метариолиты и их туфы, метабазаальты (~750 млн лет); 8 — филлиты (MP); 9 — гнейсы, гранат-слюдяные сланцы, кварциты, амфиболиты (метабазиты) (PP_{3-4}); 10 — фойяиты, щелочные сиенит-порфиры, 11 — лейкогаббро, тешениты (NP_2^2); 12 — кварцевые риолит-порфиры (NP_2^1); 13 — лейкограниты, субщелочные лейкограниты (~690 млн лет); 14 — гнейсограниты (~880 млн лет); 15 — несогласное залегание пород (а), разрывные нарушения (б); 16 — элементы залегания слоистости; 17 — точки отбора геохронологических проб.

цевых алевросланцев и метапесчаников с метариолитоидами и метабазами. Выше кислые и основные эффузивы переслаиваются с рассланцованными песчаниками, гравелитами, а затем и конгломератами, которые постепенно вверх по разрезу регрессивно замещают песчаники. До 50—60 % объема пачки, общей мощностью 350—400 м, приходится на кислые вулканогенные породы — метариолитоиды, образующие ряд стратифицированных тел мощностью от 2 до 10 м. В верховьях р. Оленья (южная часть структуры) в разрезе нижней пачки резко преобладают метариолитоиды, представленные рассланцованными кварцевыми риолит-порфирами и фельзит-порфирами, чередующимися с пестроцветными туфами кислого состава и туфопесчаниками; мощность пачки составляет 250—300 м. Сравнительно свежие туфы кислого состава, чередующиеся с лавами риолитов, развиты в нижней части ковригинской свиты на северо-востоке структуры. Здесь же, в приустьевой части р. Оленья, а также на юге, в ее истоках, закартирован ряд экструзивных и субвулканических тел риолит-порфирами площадью до 2—4 км² и мощностью до 300 м [Домарев, Кочкин, 1967; Миронов, Ножкин, 1978].

Оленьинская свита по составу существенно терригенная. Нижняя пачка (мощность 50—100 м) представлена в основном сероцветными олигомиктовыми песчаниками и гравелитами со знаками ряби и косою слоистостью. Однако литологический состав их фациально не выдержан. В одних случаях они замещаются светло-зелеными кварц-серицитовыми сланцами с обильными зернами — „глазками“ обломочного кварца риолит-порфирами, в других — сиренево-серыми мелкогалечниковыми конгломератами, содержащими в обломках, кроме кварца и кварцитов, до 10—15 % кислых эффузивов, а в кварц-серициновом цементе примесь гетит-гематитового железистого вещества. Вторая, пестроцветная, груборитмично-слоистая пачка (мощность 150—200 м) представлена чередованием светло- и сиренево-серых олигомиктовых и вулканических косослоистых песчаников и реже гравелитов с алевролитами и филлитовидными сланцами, содержащими примесь туфогенного материала кислого состава.

Водораздельнинская свита залегает согласно на отложениях ковригинской и связана с ними постепенными переходами. Свита подразделяется на две пачки. Нижняя — сложена зеленовато-серыми песчаниками и темно-серыми, а в низах пачки лиловыми алевролитами и филлитовидными глинистыми сланцами, а также вулканогенными породами основного состава. Породы параллельно-слоистые с трансгрессивным строением ритмопачек. Выдержанные по простиранию потоки металейко- и андезибазальтов имеют мощность от 1 до 35 м. В разрезе пачки установлено около 30 пластовых тел, образующих серии сближенных потоков, чередующихся с маломощными (0.5—5 м) прослоями осадочных пород и реже туфов основного состава. Наряду с телами эффузивного происхождения наблюдаются силлы и дайки пород основного состава, в контактовом ореоле которых развиты зонки ороговикования, мощность пачки 600—700 м. Верхняя пачка представлена преимущественно черными углеродистыми сланцами и подчиненными им прослоями темно-серых алевросланцев и кварцевых метапесчаников. В верхах пачки развиты хлоритовидные сланцы, среди которых залегает мощное (около 200 м) пластообразное тело металейкобазальтов. Мощность терригенных пород составляет 250—300 м.

Таким образом, в верхневороговской серии (комплексе) вулканогенные породы развиты в основном на двух стратиграфических уровнях: в ковригинской (кислые вулканиды и резко подчиненные им базиты) и водораздельнинской (базиты основного и среднеосновного состава) свитах и представляют собой контрастную риолит-базальтовую ассоциацию с антидромной последовательностью магматизма, характерную для континентальных рифтовых зон [Кузьмин и др., 2003].

За пределами Верхневороговской грабен-синклинали, особенно в юго-западном ее обрамлении, а также к юго-востоку от нее (междуречье Вороговка—Чапа—Уволга—Тя), развиты дайки и штоки субвулканических риолит-порфирами и гранит-порфирами, многочисленные дайки и силлы метагаббро и метагаббро-долеритов. Все эти тела ориентированы в северо-западном направлении, трассируя зону Татарского разлома.

Состав и возраст пород. Среди кислых вулканидов по фациальной принадлежности выделяются лавы, туфы, экструзивные и дайковые тела. Достаточно надежно лавы устанавливаются только в восточной части синклинали, где они среди туфов образуют потоки мощностью 2.5—40 м. Это породы с микрофельзитовой структурой, насыщенной пылеватыми включениями оксидов железа, свидетельствующими об окислении расплава в наземных условиях. Эффузивная природа отдельных, более измененных тел определяется по наличию флюидальности, переслаиванию с туфами кислого состава или с горизонтами метабазами. Туфы кислого состава развиты преимущественно в верхах разреза вулканогенной пачки ковригинской свиты, где их мощность достигает 50—70 м. По латерали они часто переходят в туффиты и вулканические песчаники. Туфы представлены витро-, кристалло- и литокластическими псаммитовыми разностями. Обломочная их составляющая образована кварцем и полевым шпатом неправильной и рогульчатой формы и осколками микрофельзитовой массы. Цементирующий (пепловый) материал полностью перекристаллизован с образованием серицит-кварцевого агрегата. Породы экструзивной и дайковой фаций представлены массивными или рассланцованными риолитовыми порфирами. Порфиновые вкрапленники размером до 4—5 мм образованы кварцем (60—100 %) и калиевым полевым шпатом (0—40 %). В метаморфизованных разностях (г. Коврига) наблюдается биотит (2—5 %).

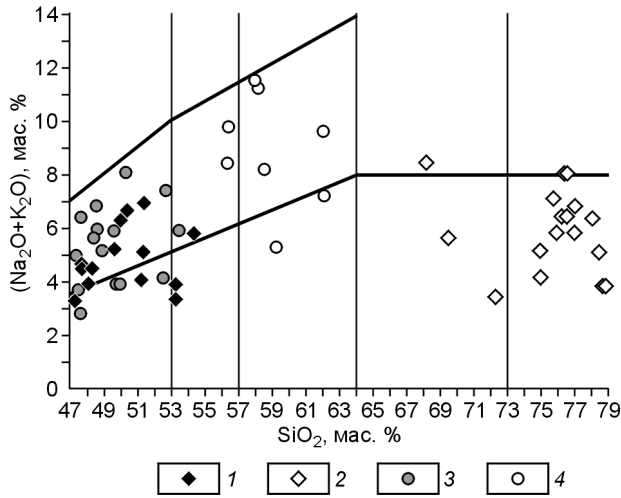


Рис. 4. Диаграмма SiO_2 — $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ для вулканитов Верхневороговской структуры.

Метариолит-базальтовая ассоциация: 1 — базальты и лейкобазальты, 2 — риолиты; трахибазальт-трахитовая ассоциация: 3 — субщелочные базальты и трахибазальты, 4 — трахиты.

Основная масса пород имеет микропиклитовую, фельзитовую или аллотриоморфно-зернистую структуры и состоит из микрозернистого серицит-кварц-полевошпатового агрегата. Акцессорные минералы представлены магнетитом, цирконом, сфеном, монацитом, апатитом.

Химический состав кислых метавулканитов отвечает калиевым риолитам и реже риодацитам (SiO_2 до 75—77 %), характеризующимися умеренным содержанием щелочей (4—7 %) (рис. 4) и вы-

сокой железистостью ($\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO}) = 0.77\text{—}0.95$). Породы обогащены U (5—12 г/т) и Th (60—90 г/т), PЗЭ, Y и высокозарядными (Zr, Hf, Nb, Ta) элементами, отличаются повышенными Th/U (6—20) и Rb/Sr (8—12, реже до 27) (табл.1). Спектры PЗЭ слабо фракционированные ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 3\text{—}9$, $(\text{La}/\text{Sm})_n = 2.6$, $(\text{Gd}/\text{Yb})_n = 0.6\text{—}2$) с резко выраженной отрицательной аномалией Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.1\text{—}0.05$) (рис. 5, а). По высокой железистости и особенностям редкоземельного состава риолитоиды сопоставимы с А-гранитами, характерными для внутриплитных обстановок [Whalen et al., 1987; Eby, 1990], что подчеркивается характером мультиэлементных спектров с резкими минимумами по Ba, Sr, Ti и слабым обеднением Nb (рис. 6, а).

В водораздельнинской свите выделяются зеленокаменно-измененные базальты, лейкобазальты, андезибазальты и долериты. Лейкобазальты и андезибазальты отличаются резко выраженным крупнопор-

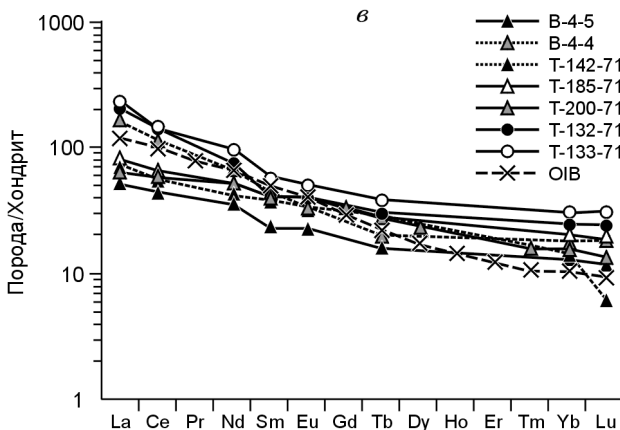
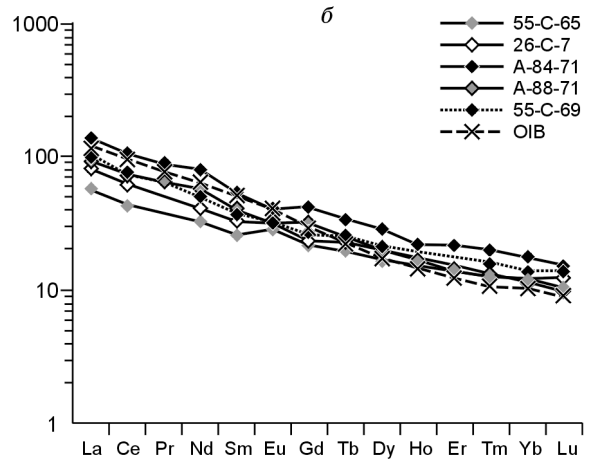
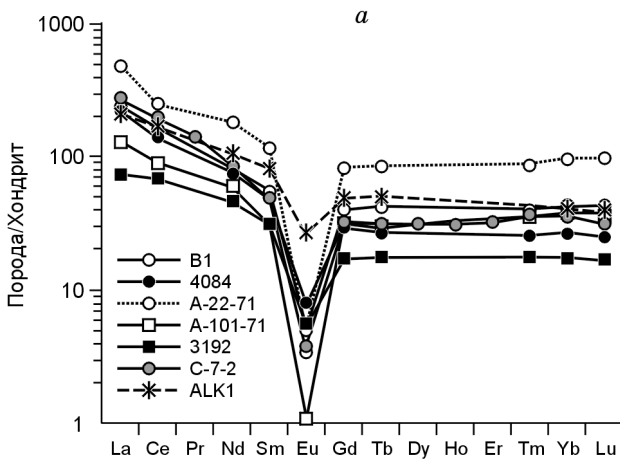


Рис. 5. Редкоземельные спектры вулканитов Верхневороговской структуры.

а — риолиты, б — базальты и лейкобазальты, в — субщелочные базальты, трахибазальты и трахиты. OIB — базальты океанических островов [Sun, McDonough, 1989]. ALK1 — щелочные граниты фанерозоя [Sylvester, 1994]. Здесь и далее номера проб соответствуют приведенным в табл. 1, 2, 4, 5.

Таблица 1. Содержание петрогенных (мас.%) и редких (г/т) элементов в представительных пробах метариолитов

Компонент	1	2	3	4	5	6
	B-1	4084	A-22-71	A-101-71	3192	C-7-2
SiO ₂	76.64	76.5	74	76.25	74	75.24
TiO ₂	0.2	0.07	0.06	0.15	0.1	0.19
Al ₂ O ₃	13.6	14.2	12.6	12.19	13.5	13.63
Fe ₂ O ₃	0.95	1.61	1.5	0.4	1.17	1.99**
FeO	0.6	0.65	0.73	0.73	1.55	—
MnO	0.02	0.05	0.04	0.05	0.05	0.14
MgO	0.32	0.15	0.1	0.8	0.15	0.46
CaO	0.4	0.3	1.71	0.84	0.15	0.36
Na ₂ O	0.8	0.11	0.52	0.49	2.3	0.16
K ₂ O	4.2	3.6	5.76	5.72	4.7	5.54
P ₂ O ₅	0.03	0.03	0.11	0.08	0.15	0.07
П.п.п.	2.1	2.46	2.78	2.4	1.86	2.19
Сумма	99.87	99.73	99.91	100.1	99.53	99.97
Th	70	70	90	65	45	70
U	5	12	10	7	11	4.3
Rb	320	333	411	470	300	350
Ba	260	330	220	480	500	360
Sr	33	36	20	40	36	13
La	74	70	150	40	23	86
Ce	130	114	200	74	55	160
Pr	—	—	—	—	—	17
Nd	48	45	109	36	28	50
Sm	11	9.6	23	6.2	6.24	9.6
Eu	0.25	0.6	0.36	0.08	0.41	0.28
Gd	10.4	7.8	21	8.1	4.5	8.4
Tb	2	1.3	4	1.42	0.85	1.5
Dy	—	—	—	—	—	10.2
Tm	1.3	0.84	2.8	1.16	0.58	1.2
Yb	8.9	5.5	19.9	7.9	3.7	7.6
Lu	1.4	0.8	3.2	1.2	0.55	1.03
Zr	180	220	230	210	180	204
Hf	7	7.1	6	6	4	6
Ta	3.5	3.1	4.8	5.4	4.7	4.3
Nb	32	35	31	33	33	33
Y	53	57	70	52	30	52
Cr	15	21	35	38	25	25
Ni	6	6	5	3	3	5
Co	3	5	3	2	2	3
V	15	8	7	14	8	9
(La/Yb) _n	5.6	8.6	5.1	3.4	4.2	7.6
(La/Sm) _n	4.2	4.6	4.1	4.1	2.3	5.6
(Gd/Lu) _n	0.9	1.2	0.8	0.8	1.0	1.0
Eu/Eu*	0.07	0.21	0.05	0.03	0.23	0.09

Примечание. 1, 2 — метариолиты (кварцевые порфиры) из экструзивного тела, 3, 4 — метариолиты расланцованные, 5 — метариолитовый порфир из дайки, 6 — риолит-порфир из стратифицированного тела. Здесь и далее (La/Yb)_n, (La/Sm)_n и (Gd/Lu)_n — отношения, нормированные по хондриту [Boynon, 1984]. Прочерк — нет данных.

** Здесь и далее — железо общее.

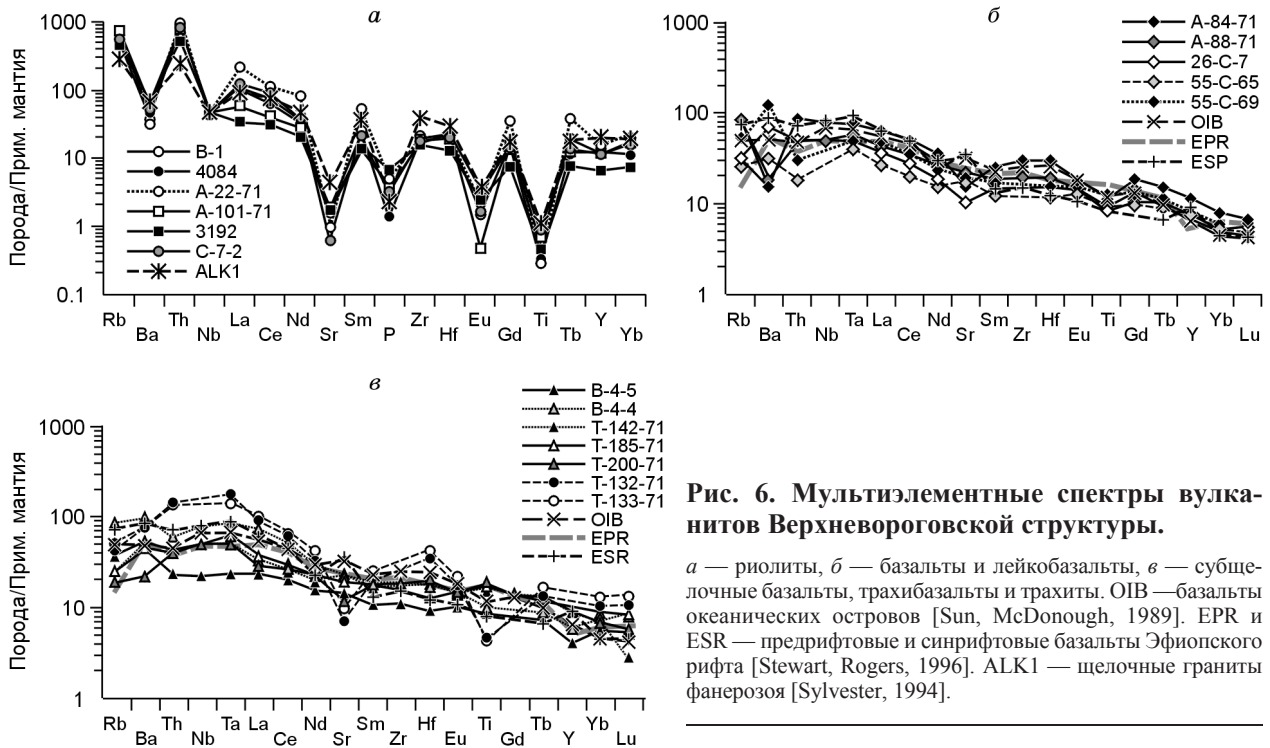


Рис. 6. Мультиэлементные спектры вулканитов Верхневороговской структуры.

a — риолиты, *б* — базальты и лейкобазальты, *в* — субщелочные базальты, трахибазальты и трахиты. OIB — базальты океанических островов [Sun, McDonough, 1989]. EPR и ESR — предрифтовые и синрифтовые базальты Эфиопского рифта [Stewart, Rogers, 1996]. ALK1 — щелочные граниты фанерозоя [Sylvester, 1994].

фириковым обликом и развитием миндалекаменных текстур. В порфировых вкрапленниках преобладает плагиоклаз (15—45 % объема породы), представленный кристаллами псевдоморфного альбита, реже отмечается роговая обманка, почти нацело замещенная хлоритом. Основная масса имеет интерсертальную или пилотакситовую структуру и сложена микролитами альбитизированного плагиоклаза (в реликтах андезин № 45), хлоритом, титаномagnetитом и ильменитом. Долериты слагают силловые и дайковые тела и отличаются более полной раскристаллизацией основной массы и наличием в ней пироксена. Породы имеют порфировую структуру с преобладанием в фенокристаллах (до 60 % объема породы) альбитизированного лабрадора. Основная масса с офитовой структурой представлена альбитизированным плагиоклазом, титан-авгитом, магнетитом, ильменитом, апатитом и агрегатом вторичных минералов (до 5—10 %) — хлоритом, манганокальцитом, лейкоксеном, эпидотом. Вулканиты основного состава ковригинской свиты представлены в разной степени зеленокаменно-измененными базальтами и их рассланцованными и амфиболизированными разновидностями.

Петрохимический состав основных вулканитов отвечает базальтам, лейкобазальтам, реже андезибазальтам, характеризующимся повышенным содержанием щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 3.1\text{—}6.7\%$) с преобладанием натрия ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 3\text{—}4.4$), а также TiO_2 (1.7—3.9 %), железа ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} = 11.2\text{—}15.6\%$) и P_2O_5 (0.4—0.8 %). Повышенная щелочность отчасти обусловлена процессом альбитизации, но, судя по обогащенности Ti, Fe, P, базальты представлены как породами нормальной щелочности, так и субщелочными (см. рис. 4). Этим высокотитанистым базальтам присущи повышенные содержания других высокозарядных элементов, легких РЗЭ, а также Ba (до 850 г/т) и Sr (до 446 г/т) (табл. 2). Породы имеют фракционированное распределение лантаноидов с повышенным $(\text{La}/\text{Yb})_n = 5\text{—}8$ (см. рис. 5, б). Мультиэлементные спектры пород харак-

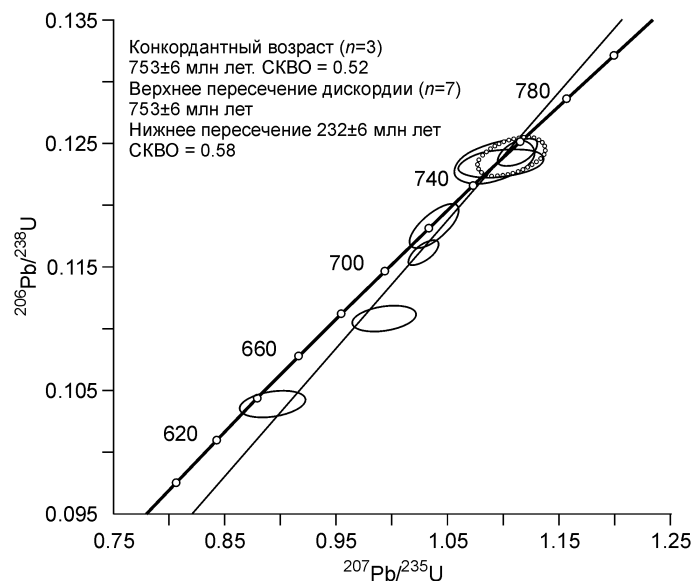


Рис. 7. Диаграмма с конкордией для циркона из риолитов (обр. В-1) ковригинской свиты Верхневороговской структуры.

Таблица 2. Содержание петрогенных (мас.%) и редких (г/т) элементов в представительных пробах метабазальтов

Компонент	1	2	3	4	5
	A-84-71	A-88-71	26-C-7	55-C-65	55-C-69
SiO ₂	48.6	48.96	50.95	47.4	49.5
TiO ₂	2.36	1.97	1.74	1.9	2.71
Al ₂ O ₃	13.68	16.27	17.5	16.8	15.6
Fe ₂ O ₃	1.08	1.28	2.5	2.2	4.92
FeO	10.12	7.84	5.5	8.57	6.23
MnO	0.18	0.13	0.16	0.22	0.19
MgO	3.6	3.19	4.04	8.29	4.67
CaO	7.5	8.66	5.2	4.7	5.27
Na ₂ O	2.49	2.27	4.9	3.8	5.24
K ₂ O	1.1	0.82	0.53	1.2	1.46
P ₂ O ₅	0.53	0.51	0.8	0.46	0.54
П.п.п.	8.64	7.95	5.75	4.36	3.5
Сумма	99.88	99.85	99.57	99.9	99.83
Th	7.2	4.1	4.2	1.5	2.5
U	3.7	1.3	1.6	0.5	1.3
Rb	19	52	20	16	34
Ba	106	128	500	220	850
Sr	318	446	215	364	400
La	42	29	25	18	32
Ce	86	60	50	35	61
Pr	11	8	—	—	—
Nd	48	35	25	20	31
Sm	10.5	8.1	6.4	5.2	7.2
Eu	3	2.4	2.35	2.1	2.5
Gd	10.9	8.3	6.1	5.7	7.3
Tb	1.63	1.18	1.1	0.95	1.2
Dy	9.2	6.5	6.4	5.5	6.8
Ho	1.6	1.2	—	—	—
Er	4.6	3	—	—	—
Tm	0.64	0.42	0.44	0.41	0.51
Yb	3.7	2.5	2.5	2.35	2.9
Lu	0.49	0.34	0.4	0.32	0.45
Zr	319	209	—	—	—
Hf	8.8	5.9	4.6	3.5	4.8
Ta	3.1	2.3	1.9	1.6	2
Nb	53	35	—	—	—
Y	51	34	—	—	—
Cr	120	110	80	130	100
Ni	20	22	16	20	33
Co	20	30	19	40	28
V	108	80	70	138	84
(La/Yb) _n	7.7	7.8	6.7	5.2	7.4
(La/Sm) _n	2.5	2.3	2.5	2.2	2.8
(Gd/Lu) _n	2.8	3.0	1.9	2.2	2.0
Th/Ta	2.3	1.8	2.2	0.9	1.3

Примечание. 1—3 — металейкобазальты, 4, 5 — метабазальты.

теризуются отсутствием деплетирования Nb и Ta относительно Th и легких РЗЭ (см. рис. 6, б), что является типичным для внутриплитных базальтов, в частности, базальтов континентальных рифтовых зон и океанических островов [Sun, McDonough, 1989; Stewart, Rogers, 1996].

Для изотопно-геохронологического исследования отобрана проба (B-1) риолитов из крупного (6 × 1 км) экструзивного тела, обнажающегося среди отложений ковригинской свиты в северо-восточном крыле Верхневороговской структуры (см. рис. 3) (скальное обнажение в правом борту р. Оленья, 1.5 км выше устья). В пробе преобладают идиоморфные кристаллы циркона с $K_y = 2—3$ гиацинтового габитуса, розовой и бурой окраски. Датирование проведено для единичных зерен циркона на SHRIMP-II (ЦИИ ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург). В катодоллюминесценции проявлена отчетливая концентрическая зональность, представленная малококонтрастными сравнительно широкими зонами, что предполагает относительно равномерное распределение урана. Морфологические признаки и черты внутренней структуры свидетельствуют о магматической природе циркона. Цирконы обладают высокими концентрациями U (1101—5106 г/т) и Th (906—2394 г/т) и нормальным Th/U (0.4—0.8), характерным для магматических цирконов (табл. 3). Дискордия, построенная по семи точкам, имеет верхнее пересечение с конкордией $753 \pm \pm 6$ млн лет, которое совпадает с конкордантным возрастом, полученным по центральным частям трех зерен циркона (рис. 7). Таким образом, риолиты имеют позднеэоценовое происхождение. Нижнее пересечение дискордии составляет 232 ± 6 млн лет. Дискордантность точек из периферийных частей циркона свидетельствует о частичной потере свинца, вероятно, связанной с триасовым событием. Учитывая высокие концентрации U и, следовательно, метамиктность циркона, частичная потеря свинца могла произойти даже при умеренных P, T условиях. Вывод о триасовом тектонотермальном событии хорошо согласуется с развитием в северной части Верхневороговской структуры мощной пластовой интрузии долеритов (площадь выхода около 350 км²), венчающей разрез терригенно-карбонатных отложений палеозоя (от кембрия до карбона) [Подгорная и др., 1967].

Риолиты ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.106207$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511764$) характеризуются $T(\text{DM}) = 1961$ и $T(\text{DM-2st}) = 2140$ млн лет и $\varepsilon_{\text{Nd}}(T) = -8.4$. Следовательно, их формирование происходило за счет источника с длительной коровой предысторией.

Таблица 3.

**Результаты локального изотопного анализа и возраст цирконов из риолитов
на ионном микрозонде SHRIMP-II**

№ п/п	Зерно, точка	²⁰⁶ Pb _c , %	U	Th	²⁰⁶ Pb*	²³² Th/ ²³⁸ U	Возраст, млн лет		D, %	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	%	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	%	Rho
							²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb						
1	В-1.3.1	1.80	3559	1423	384	0.41	750 ± 4.4	757 ± 47	1	1.097	2.3	0.12339	0.62	0.270
2	В-1.2.1	1.92	4001	1769	433	0.46	750.5 ± 6.7	744 ± 44	-1	1.091	2.2	0.1235	0.95	0.440
3	В-1.1.1	0.26	1965	1202	210	0.63	755.3 ± 4.3	770 ± 20	2	1.112	1.1	0.12431	0.61	0.547
4	В-1.6.1	0.22	1101	906	112	0.85	720.9 ± 7.1	727 ± 21	1	1.037	1.4	0.1183	1	0.725
5	В-1.4.1	0.31	2852	2065	286	0.75	708.6 ± 4	747 ± 14	5	1.0279	0.9	0.1162	0.59	0.655
6	В-1.7.1	1.06	1996	1034	192	0.54	677.3 ± 3.9	775 ± 39	14	0.993	1.9	0.11079	0.61	0.314
7	В-1.5.1	2.08	5106	2394	465	0.48	637 ± 4.1	685 ± 44	7	0.892	2.2	0.10387	0.68	0.313

Примечание. Ошибки для интервала 1σ. Pb_c и Pb* — нерадиоогенный и радиоогенный свинец соответственно. 1σ ошибка калибровки стандарта — 0.18 %. D — дискордантность.

Трахибазальт-трахитовая ассоциация чингасанской серии

Строение разреза. Верхняя часть неопротерозойского разреза Верхневороговской структуры образована метаморфизованными вулканогенно-терригенными отложениями карьерной и чивидинской свит чингасанской серии, выполняющими наложенную мульду в центральной части грабен-синклинали (бассейн р. Захребетная, левый приток р. Вороговка) (см. рис. 3). Карьерная свита с перерывом и угловым несогласием залегает на пачке хлоритовидных сланцев верхневороговской серии. Из разреза здесь выпадает толща субаэральных грубообломочных отложений лопатинской свиты. Более полные разрезы чингасанской трансгрессивной серии в составе лопатинской, карьерной и чивидинской свит представлены в соседних рифтогенных структурах — Уволжском грабене и Тейско-Чапском прогибе [Постельников, 1973; Ножкин, Гавриленко, 1976; Советов, 1997; Ножкин и др., 2007]. В пределах мульды карьерная свита (мощность 350—500 м) сложена кварцитовидными песчаниками, содержащими в базальном горизонте линзы гравелитов с обломками нижележащих черных углеродистых сланцев. Выше по разрезу они сменяются пакетами переслаивания песчаников с темно-серыми алевросланцами, имеющими на поверхностях напластовая знаки ряби, отвечающие обстановкам седиментации на шельфе.

Породы чивидинской свиты разделены на три пачки [Миронов, Ножкин, 1978; Динер, 2000]: нижнюю — вулканогенно-терригенную, среднюю — базальтоидную и верхнюю — трахибазальт-трахитовую. Нижняя пачка образована преимущественно несортированными валунно-галечными конгломератами и гравелитами, переслаивающимися с субщелочными базальтами и их туфами. Несортированные грубообломочные отложения (диамиктиты) совершенно аналогичны тем, что развиты в составе чивидинской свиты в восточном обрамлении грабен-синклинали, в районе излучины р. Вороговка, и давно известны в литературе как тиллиты [Николаев, 1930; Чураков, 1933] или тиллитоподобные валунно-галечные пролювиальные отложения [Григорьев, Семихатов, 1958]. Устанавливается тесная пространственно-временная связь диамиктитов с поздненеопротерозойским рифтогенезом, субщелочным и щелочным магматизмом [Ножкин и др., 2007] и, возможно, с гляциоэпохой Стерт [Советов, Комлев, 2005]. Вулканы составляют 20—25 % мощности разреза и представлены субщелочными базальтами и их туфами. Покровы мощностью 0.5—4 м чередуются с горизонтами грубообломочных пород, сцементированных псаммитовым туфогенно-терригенным материалом, и с прослоями туфопесчаников. Общая мощность нижней пачки составляет 350—400 м. Средняя пачка мощностью 300 м сложена субщелочными базальтами и трахибазальтами, содержащими вкрапленники плагиоклаза, калиево-натриевого полевого шпата и титан-авгита, реже туфами. В низах пачки отмечаются отдельные маломощные линзы несортированных гравелитов и конгломератов. Верхняя пачка представлена трахибазальтами, трахиандезитами, а также трахитами и их туфами, преобладающими в верхней части разреза, мощность пачки 250—300 м [Динер, 2000]. Невыдержанность разреза пачки, значительная фациальная изменчивость, обилие пирокластики (коэффициент explosивности составляет 25—30 %), а также высокая степень окисленности железа ($Fe_2O_3/FeO = 0.8—1.8$) свидетельствуют о наземном характере извержений из вулкана центрального типа.

В центральной части мульды размещены субвулканические образования, представленные двумя небольшими массивами субщелочных и щелочных габброидов и нефелиновых сиенитов, а также многочисленными дайками трахидолеритов, щелочных и нефелиновых сиенит-порфиоров. Габброидный штوك ($S = 1.5 \text{ км}^2$) в центральной части сложен тешенитами, сменяющимися по периферии субщелочными лейкогаббро, а затем порфировидными габбро и трахидолеритами. Габброиды пересечены маломощными (0.2—1.5 м) дайками щелочных и нефелиновых сиенит-порфиоров. Второй шток ($S = 3.5 \text{ км}^2$) представлен

биотитовыми фойяитами, а в эндоконтактной зоне щелочными сиенит-порфирами. Субвулканический фациальный облик интрузий, близость вещественного состава интрузивных и эффузивных пород свидетельствуют о комагматичности пород, слагающих Захребетнинскую вулканотектоническую структуру, представляющую по существу остатки глубоко эродированного палеовулкана центрального типа [Мионов, Ножкин, 1978; Динер, 2000].

Вулканические породы трахибазальтового состава в чивидинской свите широко развиты еще на двух участках: бассейны руч. Листвяжный и р. Лиственная — правые притоки р. Вороговка, расположенные в 10—15 км восточнее Захребетнинской структуры. За пределами Верхневороговского района дайки субщелочных долеритов, камптонитов, щелочных и нефелиновых сиенит-порфиров трассируют зоны Татарского и Ишимбинского разломов на протяжении около 300 км. В зоне Ишимбинского разлома они прослежены от р. Вороговка к верховьям р. Нойба и далее на юго-восток в правобережье р. Енашимо и междуречье Еруда—Чиримба—Панимба (см. рис. 1) [Ножкин, Черепнин, 1966; Ножкин, 1972; Динер, 2000]. Второй пояс даек, контролирующийся зоной Татарского разлома, прослежен от истоков р. Захребетная через верховья рек Уволга, Тис до истоков р. Ведуга на юг до массивов среднетатарского комплекса нефелиновых сиенитов [Динер, 2000].

Состав и возраст пород. Среди вулканических пород трахибазальт-трахитовой ассоциации Захребетнинской структуры по вещественному составу выделяется три группы: основные породы субщелочного (субщелочные базальты, трахибазальты, их туфы), средние породы субщелочного (трахиандезибазальты, трахиандезиты, их туфы) и щелочного (щелочные трахиты и их туфы) ряда.

Субщелочные базальты обычно имеют резко выраженную порфировую структуру. Порфировые вкрапленники представлены табличками лабрадора, на 40—50 % замещенного альбитом, титан-авгитом и изредка оливином, почти нацело замещенным идингситом. Основная масса имеет интерсертальную или гиалопилитовую структуру, образованную лейстами андезина, зернами клинопироксена и оливина, погруженными в лейкоксен-титан-авгит-хлоритовый мезостазис, включающий акцессорный апатит. Менее распространены лейкобазальтовые и андезибазальтовые разновидности базальтов со слабо выраженной порфировидностью структуры. Трахибазальты отличаются от субщелочных базальтов наличием калиево-натриевого полевого шпата. Последний наряду с альбитизированным андезином, титан-авгитом, оливином и керсутитом слагает порфировые вкрапленники размером до 8—12 мм. Основная масса имеет пилотакситовую, гиалопилитовую структуру, сложена микролитами плагиоклаза (An_{35-45}), ксеноморфными выделениями калиево-натриевого полевого шпата, включающими примесь титаномагнетита, биотита и иголки керсутита, погруженными в аповитрофировый лейкоксен-хлоритовый агрегат. Трахиандезиты в сравнении с трахибазальтами характеризуются повышенным содержанием калиево-натриевого полевого шпата, более кислым составом плагиоклаза (An_{30-35}) и отсутствием оливина. Их структура обычно афировая, реже порфировая с трахитоидной или микробостонитовой структурой основной массы. Минеральный состав трахитов включает калиевый полевой шпат, плагиоклаз (An_{5-17}), керсутит, биотит, акцессорные минералы — циркон, апатит, магнетит. Щелочные трахиты отличаются большим содержанием калиевого полевого шпата и более кислым составом плагиоклаза (An_{7-10}).

Туфы трахибазальтов и трахитов представлены кристаллолитокластическими, реже витрокристаллолитокластическими разностями. Кристаллокласты (10—25 %) образованы плагиоклазом и калиево-натриевым полевым шпатом, реже титан-авгитом, литокласты (65—80 %) — обломками трахибазальтов и трахитов, витрокласты (5—10 %) черепковидной и линзовидной форм нацело замещены хлоритом. Цементирующая масса — гидрослюдисто-хлоритовая с примесью гематита, кальцита, лейкоксена.

Субвулканические породы основного состава — субщелочные лейкократовые габбро, тешениты, трахидолериты, камптониты образованы присутствующими в разных соотношениях основными минералами — плагиоклазом, титан-авгитом, оливином, керсутитом, биотитом, нефелином, реже анализимом и акцессорными — титаномагнетитом, сфеном, апатитом и цирконом. Минеральный состав щелочных пород — фойяитов и щелочных сиенит-порфиров представлен микроклин-пертитом, нефелином, плагиоклазом, амфиболом (гастингсит, керсутит, арфведсонит), пироксеном (эгирином, эгирином-авгитом), биотитом, и акцессорными — апатитом, магнетитом, ильменитом, цирконом, ортитом, монацитом, корундом, флюоритом [Ножкин, 1972; Динер, 2000].

Основные породы субщелочного ряда являются преобладающим типом пород в Захребетнинской вулканотектонической структуре. Для них весьма характерны высокие концентрации Ti, Fe, P и щелочей, в составе которых, наряду с натрием, заметная роль принадлежит калию ($Na_2O/K_2O = 1.6—3.9$), что позволяет их относить к калий-натриевому типу. В субщелочных базальтах содержание этих типоморфных компонентов варьирует в следующих пределах: $TiO_2 = 2.2—3.3$ %, $Fe_2O_3 + FeO = 12—14.6$ %, $Na_2O + K_2O = 3.8—4.5$ %, $P_2O_5 = 0.2—0.4$ %. В трахибазальтах заметно выше концентрация щелочей ($Na_2O + K_2O = 4.5—8$ %), особенно K_2O и ниже железа ($Fe_2O_3 + FeO = 9—13$ %) и CaO (1.5—4.5 %) (табл. 4). Те и другие относятся к умеренно- и высокоглиноземистому типу ($Al_2O_3 = 15—18.5$ %), по [Магматические..., 1983].

Таблица 4. Содержание петрогенных (мас.%) и редких (г/т) элементов в представительных пробах трахибазальт-трахитовой ассоциации

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
	В-4-5	Т-142-71	Т-185-71	Т-200-71	В-4-4	Т-132-71	Т-133-71
SiO ₂	47.28	47.8	48.06	47.54	48.8	55.72	61.26
TiO ₂	1.86	3.25	3.65	4.03	2.18	0.95	0.9
Al ₂ O ₃	15.22	16.32	17.67	16.27	18.59	17.81	17.59
Fe ₂ O ₃	14.76**	2.92	14.6**	14.54**	10.62	3.82**	7.89**
FeO	—	11.4	—	—	—	5.03	—
MnO	0.29	0.21	0.17	0.18	0.22	0.1	0.05
MgO	6.03	5	4.58	3.78	4.67	2.32	1.02
CaO	10.81	5.14	3.42	3.47	9.22	1.5	0.35
Na ₂ O	1.83	2.5	2.2	3.09	2.83	5	5.8
K ₂ O	1	1.3	1.6	2.61	2.36	2.8	3.7
P ₂ O ₅	0.24	0.41	31	0.35	0.43	0.2	0.14
П.п.п.	0.34	2.5	3.85	4.21	1.13	4.28	1.25
Сумма	99.66	99.09	100.11	100.07	99.92	99.53	99.9
Th	2	3.4	3.6	3.4	5.1	12.3	12
U	0.8	1	0.9	1	1.8	4.1	4.2
Rb	32	23	16	12	55	27	32
Ba	340	375	320	360	700	536	617
Sr	300	460	680	343	471	145	100
La	16	22	25	20	51	65	72
Ce	36	45	52	47	90	113	117
Nd	21	26	30	31	40	45	58
Sm	4.6	7.2	7.8	7.9	8.3	8.3	11
Eu	1.68	2.3	2.43	2.4	2.45	2.9	3.7
Gd	—	—	—	8.5	—	—	—
Tb	0.76	1.34	1.33	1.3	0.95	1.43	1.8
Dy	—	—	—	7.5	—	—	—
Tm	—	—	—	0.52	—	—	—
Yb	2.7	3	4.2	3.2	3.7	5.2	6.4
Lu	0.38	0.2	0.62	0.42	0.58	0.78	1.0
Zr	120	—	—	203	200	—	—
Hf	2.8	5.6	4	6.3	5.3	11	13
Ta	0.95	2.1	2.5	2.1	3.6	7.6	6
Nb	16	—	—	36	55	—	—
Y	18	—	—	40	26	—	—
Cr	90	73	65	78	60	38	40
Ni	65	20	30	23	25	21	20
Co	45	48	38	30	34	12	20
V	251	208	146	200	287	70	80
(La/Yb) _n	4.0	4.9	4.0	4.2	9.3	8.4	7.6
(La/Sm) _n	2.2	1.9	2.0	1.6	3.9	4.9	4.1
(Gd/Lu) _n	—	—	—	2.5	—	—	—
Th/Ta	2.1	1.6	1.4	1.6	1.4	1.6	2.0

Примечание. 1 — долерит, 2, 3 — субщелочные базальты, 4 — трахибазальт, 5 — трахидолерит, 6, 7 — трахиандезиты.

Дифференциация субщелочного базальтового расплава с образованием трахиандезибазальтов и трахиандезитов сопровождалась ростом содержания SiO₂ (до 57—62 %), щелочей (Na₂O + K₂O = 5.2—9.5 %) и Al₂O₃ (до 20 %) и снижением TiO₂, CaO, MgO и P₂O₅. Очевидно, крайними дифференциатами субщелочной базальтовой магмы являются породы щелочного ряда — трахиты, щелочные трахиты, субвулканические фойиты и щелочные сиенит-порфиры. Те и другие относятся к калиево-натриевому, реже калиевому (Na₂O/K₂O = 0.3—3.7), высоко и весьма высокоглиноземистому (Al₂O₃ = 18—23 %) типам пород, характеризующимся высокой щелочностью (Na₂O + K₂O = 8.5—13.5 %) и резко пониженным содержанием TiO₂, FeO, MgO и CaO (см. табл. 4, рис. 4).

Обогащение щелочами и TiO₂ вулканических пород обуславливает высокие концентрации высоkozарядных элементов, Th, а также Ba, Sr, PЗЭ и Y (см. табл. 4). За исключением Sr, концентрации этих элементов возрастают от базальтов к субщелочным базальтам—трахибазальтам, трахиандезитам и трахитам. Редкоземельные спектры характеризуются умеренным фракционированием ((La/Yb)_n = 4—9), без европиевой аномалии (см. рис. 5, в), что характерно для основных и средних пород субщелочного ряда. Мультиэлементные спектры субщелочных базальтов характеризуются отсутствием минимумов по высоkozарядным элементам — Nb, Ta, Ti (см. рис. 6, в), что, как уже отмечалось, характерно для внутривулканических и рифтогенных базальтов. Появление минимума по Ti у трахитов, скорее всего, связано с фракционированием железо-титанистых минеральных фаз и не является первичной характеристикой их родоначального расплава. Спектры трахиандезитов и трахитов отличаются относительным обогащением Ta в сравнении с крупноионными литофильными элементами и легкими лантаноидами.

Таким образом, в Захребетнинской вулканотектонической структуре развита дифференцированная базальт-трахибазальт-трахиандезит-трахитовая ассоциация, имеющая петрогеохимические характеристики внутривулканических субщелочных и щелочных ассоциаций рифтовых структур [Магматические..., 1987; Зоненшайн, Кузьмин, 1992].

Результаты геохронологических исследований вулканогенных пород Захребетнинской структуры приведены в работе [Ножкин и др., 2007]. Проба (В-4) трахиба-

зальтоидов отобрана в центральной части структуры (см. рис. 3) Возраст биотита, определенный $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопным методом, составляет 703 ± 4 млн лет, а менее чистой фракции титан-авгита несколько меньше — 695 ± 6 млн лет. Совпадение возраста двух минералов с различной способностью терять радиогенный аргон [Hodges, 2003] свидетельствует о том, что формирование трахибазальт-трахитовой ассоциации произошло 703 млн лет назад.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Рифтогенная природа вулканогенно-терригенных комплексов

Для вулканогенно-терригенных ассоциаций верхневороговской серии рифтогенная природа подтверждается: 1) размещением в узком приразломном прогибе, 2) регрессивным характером разреза субаэральных пестроцветных грубообломочных отложений базальных горизонтов ковригинской свиты и весьма невыдержанной их мощностью, 3) бимодальным риолит-базальтовым составом продуктов вулканизма и антидромной последовательностью их проявления, при этом кислый вулканизм проявился в субаэральных условиях на фоне терригенного, преимущественно грубообломочного осадконакопления, а основной — в морской, мелководной обстановке, 4) петролого-геохимическими характеристиками вулканитов, характерными для рифтогенных внутриплитных обстановок.

Разрезы чингасанской серии, как выше было отмечено, более полно представлены в рифтогенных структурах, слагающих Увожский грабен и ряд приразломных грабенов Тейско-Чапского прогиба, расположенных, так же как и Верхневороговская грабен-синклиналь, в зоне влияния Татарского и Ишимбинского глубинных разломов (см. рис. 1) [Ножкин и др., 2007]. При этом трахибазальт-трахитовый вулканизм проявился сравнительно локально, в области сочленения этих зон разломов, на уровне верхних горизонтов чингасанской серии. Приразломное положение грабенов, грубообломочный состав, резкие фациальные изменения литологических комплексов и весьма невыдержанные их мощности [Ножкин, Гавриленко, 1976], а также трахибазальт-трахитовый вулканизм свидетельствуют о проявлении активного рифтогенеза в период формирования вулканогенно-осадочных образований чингасанской серии [Ножкин и др., 2007].

Судя по возрасту кварцевых риолит-порфиров нижней ковригинской свиты верхневороговской серии, раннее проявление рифтогенеза и внутриплитного вулканизма произошло около 750 млн лет назад. Следующее проявление внутриплитного трахибазальт-трахитового вулканизма (магматизма) произошло 700 млн лет назад. В течение этих 50 млн лет были сформированы верхние свиты (оленьинская и водораздельнинская) верхневороговской и нижние (лопатинская и карьерная) чингасанской серий. С учетом мощности этих свит и перерыва перед накоплением базальных горизонтов субаэральных грубообломочных отложений лопатинской свиты чингасанской серии можно полагать, что начало формирования последней и заложение рифтогенных структур второго этапа близко к рубежу около 725—730 млн лет.

ОЦЕНКА ИСТОЧНИКОВ РАСПЛАВА ВУЛКАНОГЕННЫХ АССОЦИАЦИЙ

Главная информация о характере мантийных и коровых источников исследованных магматических ассоциаций базируется на особенностях их редкоэлементного состава, прежде всего, на распределении немобильных высокозарядных элементов, а также La и Ce. Отсутствие на мультиэлементных спектрах обеднения Nb и Ta свидетельствует о том, что их формирование не связано с плавлением литосферных источников. Для объяснения соотношений Th–Nb–Ce в базальтах привлекается смешение нескольких компонентов [Saunders et al., 1988]: 1) деплетированной MORB-типа мантии (DMM) с высоким Ce/Nb и низким Th/Nb, 2) реститового материала океанической коры (RSC) с низкими Ce/Nb и Th/Nb вследствие дегидратации и(или) плавления при погружении в зоне субдукции, 3) субдукционного компонента, комплементарного RSC с высокими Ce/Nb и Th/Nb. Точки исследованных базальтов и субщелочных базальтов на диаграмме (рис. 8, а) тяготеют к точке примитивной мантии (PM) и траассируются в область пониженных Ce/Nb отношений, что бесспорно указывает на вклад материала рециклированной океанической коры, характеризующейся относительным „избытком“ Nb. К аналогичному выводу об участии материала рециклированного слэба можно прийти на основании положения фигуративных точек основных вулканитов обеих ассоциаций на диаграмме La/Yb—Th/Ta (см. рис. 8, б), где они концентрируются в области повышенных La/Yb и умеренных Th/Ta отношений. Подобные редкоэлементные соотношения являются характерными для базальтов океанических островов и плато, связь которых с глубинными мантийными источниками и мантийными плюмами является наиболее обоснованной.

Среди кислых вулканитов и гранитоидов внутриплитных и рифтогенных обстановок выделяются два типа, происхождение которых связывают с дифференциацией основных расплавов и с плавлением нижнекоровых силикатических источников, испытавших предшествующее плавление и(или) дегидратацию, что обеспечивает пониженную активность воды и, следовательно, высокую железистость образующихся

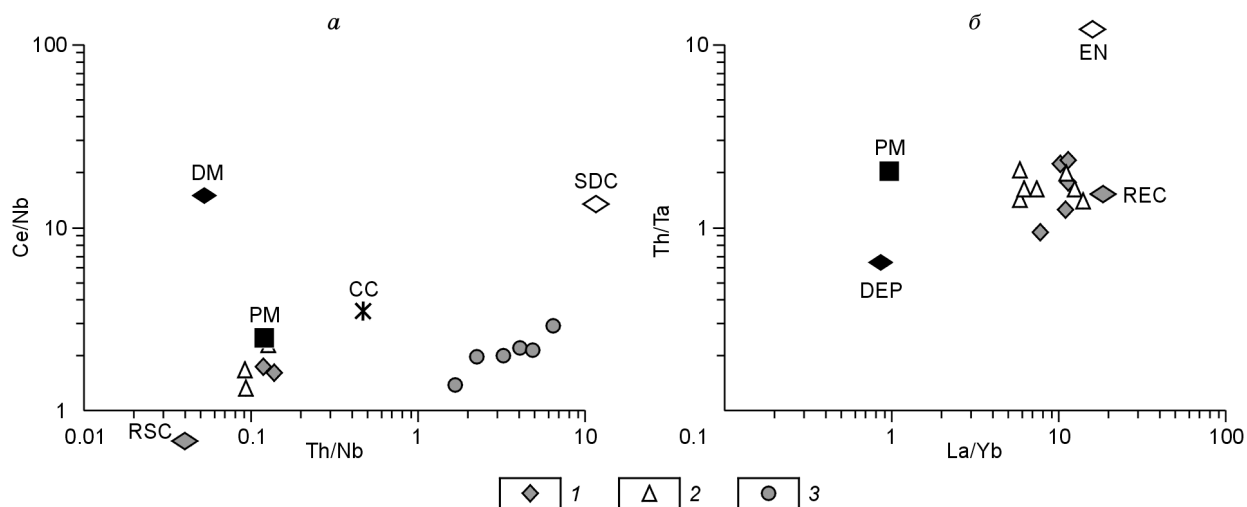


Рис. 8. Диаграммы Th/Nb—Ce/Nb (а) и La/Yb—Th/Ta (б) для вулканитов Верхневороговской структуры.

1 — базальты и лейкобазальты, 2 — субщелочные базальты, трахибазальты и трахиты, 3 — риолиты. а: PM — примитивная мантия, DM — деплетированная MORB мантия, SDC — субдукционный компонент, RSC — рециклированный субдукционный компонент, CC — континентальная кора, по [Saunders et al., 1988]. б: PM — примитивная мантия, гипотетические мантийные компоненты [Condie et al., 2002], DEP — деплетированная мантия, REC — рециклированный компонент слэба, EN — обогащенный мантийный компонент.

кислых расплавов [Eby, 1990]. Эксперименты по дегидратационному плавлению тоналитовых гнейсов показывают принципиальную возможность получения расплава, петрохимически соответствующего *A*-гранитам, при $P = 6\text{--}10$ кбар и $T = 900\text{--}1075$ °C [Skjerlie, Johnston, 1993]. По соотношениям Y—Nb—Ce метариолитоиды соответствуют *A*-гранитам, образующимся преимущественно за счет коровых субстратов, а не путем дифференциации мафических магм. Это подтверждается изотопными данными для риолита — $T(\text{DM}) = 1.96$ млрд лет и $\epsilon_{\text{Nd}} = -8.4$, указывающими на формирование за счет источника с длительной коровой предысторией. Изотопные Sm—Nd данные, полученные для раннедокембрийских пород южной части Енисейского кряжа, свидетельствуют о том, что в пределах этой структуры отсутствует ювенильная раннепротерозойская кора, и как позднерархейские комплексы, так и раннепротерозойские ортогнейсы и гранитоиды характеризуются значениями модельного возраста $T(\text{DM}) \geq 2.5$ млрд лет [Туркина и др., 2007]. Принимая во внимание эти данные, можно сделать вывод, что формирование риолитовых расплавов связано с плавлением раннедокембрийского сиалического источника и сопровождалось вкладом ювенильного мантийного материала, что приводит к результирующему снижению величины модельного возраста до ~ 2 млрд лет.

ПОЗДНЕНЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ГРАНИТОИДНЫЕ И ЩЕЛОЧНЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Наряду с рифтогенезом и проявлениями внутриплитного риолит-базальтового и трахибазальт-трахитового вулканизма, в эти же эпохи (~ 750 и 700 млн лет) происходило формирование гранитоидов нормальной и повышенной щелочности, выделяемых в аяхтинский [Верниковский, Верниковская, 2006] и кутукацкий [Ножкин и др., 1991] комплексы (см. рис. 1).

Аяхтинский комплекс представлен гранитоидами Аяхтинского и Чиримбинского массивов с возрастом 750 ± 2 и 761 ± 8 млн лет соответственно [Верниковская и др., 2002; Верниковский, Верниковская, 2006]. Формирование их произошло спустя 120 млн лет после главного орогенического события, если считать, что его отражает становление гранитоидов каламинского комплекса с возрастом $865\text{--}880$ млн лет [Ножкин и др., 1999; Верниковский, Верниковская, 2006]. В этом случае, используя критерий, предложенный в работе [Condie, 1991], гранитоиды аяхтинского комплекса следует рассматривать как внутриплитные. Среди пород аяхтинского комплекса преобладают натрий-калиевые граниты ($K_2O/Na_2O = 1.6\text{--}1.7$), в том числе субщелочные их разновидности, подчиненное значение имеют лейкограниты и сиениты [Верниковская и др., 2002]. Субщелочные граниты, выделяющиеся наиболее высокими концентрациями крупноионных литофильных, высокозарядных и редкоземельных элементов, соответствуют *A*-гранитам [Верниковская и др., 2002; Верниковский, Верниковская, 2006]. Становление *A*-гранитов происходит как во внутриплитной, так и в постколлизивной обстановках [Whalen et al., 1987]. Близость

Таблица 5. Содержание петрогенных и F (мас.%) и редких (г/т) элементов в представительных пробах гранитоидов кутукасского комплекса

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
	A-15-71	A-12-71	A-6-71	A-10-71	A-143-69	A-1276-78	A-1278-78
SiO ₂	74.08	74.6	63.7	74.32	76	77.68	77.08
TiO ₂	0.16	0.21	0.34	0.24	0.22	0.09	0.11
Al ₂ O ₃	12.29	12.1	15.25	12.04	11.15	12.33	11.76
Fe ₂ O ₃	4.22**	0.02	1.16	0.76	0.51	0.2	0.45
FeO	-	2.95	2.24	2.23	1.21	0.47	0.75
MnO	0.15	0.08	0.04	0.06	0.08	0.02	0.01
MgO	0.1	0.02	0.4	0.8	0.53	0.04	0.08
CaO	0.74	0.77	0.56	1.11	0.45	0.5	0.62
Na ₂ O	2.97	2.7	3.35	2.7	3.93	3.4	2.96
K ₂ O	4.97	5.9	7.81	4.92	4.83	4.82	5.31
P ₂ O ₅	0.07	0.02	0.06	0.06	0.04	0.02	0.02
П.п.п.	0.25	0.6	0.91	0.48	0.86	0.35	0.59
Сумма	100	99.95	99.82	99.72	99.81	99.92	99.76
Th	91	66	80	65	56	49	49
U	10.4	6	8	5	6	5	6
Rb	415	465	310	200	370	470	370
Ba	62	80	630	600	50	257	147
Sr	13	18	50	50	16	45	27
La	123	89	112	103	47	41.2	45.4
Ce	204	175	165	175	60	109	80
Pr	24	—	—	—	—	—	—
Nd	76	60	40	34	24	28	24
Sm	14	11	9	8.3	5.1	6.8	6.4
Eu	0.21	0.28	1.1	0.9	0.16	0.4	0.16
Gd	12.7	10	10	8	6	11	7
Tb	2.2	1.8	1.55	1.4	0.86	1.8	1.3
Dy	13.2	11	—	—	—	—	—
Tm	1.16	0.87	1.1	0.54	0.81	—	—
Yb	7.3	5.5	4	6	4	6.9	8
Lu	0.98	0.75	0.47	0.69	0.47	0.86	1.2
Zr	314	340	—	350	—	320	315
Hf	11.2	9	9.5	10	8.5	6.2	4.5
Ta	5.6	7	3.2	2.5	11	2.8	2.5
Nb	75	82	—	—	—	—	—
Y	86	75	—	—	—	—	—
Sn	17	18	—	19	20	—	22
F	0.13	—	—	0.17	0.16	—	0.14
(La/Yb) _n	11.4	10.9	18.9	11.6	7.9	4.0	3.8
(La/Sm) _n	5.5	5.1	7.8	7.8	5.8	3.8	4.5
(Gd/Lu) _n	1.6	1.7	2.6	1.4	1.6	1.6	0.7
Eu/Eu*	0.05	0.08	0.35	0.33	0.09	0.14	0.07

Примечание. Хребтовый массив: 1 — лейкогранит, 2 — субщелочной лейкогранит, 3 — сиенит; Верхнеисаковский массив: 4 — лейкогранит; Хариузихинский массив: 5 — субщелочной лейкогранит; Ногатинский массив: 6, 7 — субщелочные лейкограниты.

по возрасту ко времени рифтогенеза и внутриплитного магматизма однозначно свидетельствует о связи этих гранитоидов с обстановками растяжения.

Граниты кутукасского комплекса слагают ряд интрузий в западном обрамлении Верхневороговской грабен-синклинали (Хребтовый, Хариузихинский, Верхнеисаковский, Верхнесурнихинский, Тырадинский массивы) и Уволжского грабена (Ногатинский, Индольский) (см. рис. 1). По составу это натрий-калиевые ($K_2O/Na_2O = 1.4—2.3$) лейкограниты, субщелочные лейкограниты, реже сиениты и кварцевые сиениты ($Na_2O + K_2O = 7.6—11.2\%$) (табл. 5). Их отличает весьма высокое содержание РАЭ, особенно Th и повышенное Th/U (6—14) (табл. 6) [Ножкин и др., 1991]. В этом отношении гранитоиды совершенно аналогичны риолитам Верхневороговской структуры ($U = 6—12$ и $Th = 60—80$ г/т, $n = 73$) [Миронов, Ножкин, 1978]. Кроме высоких концентраций РАЭ принадлежность гранитоидов к А-типу подтверждает обогащение РЗЭ, Rb, высоkozарядными элементами, Sn и F и резкое обеднение Ba, Sr и Eu (см. рис. 9, а, б, табл. 5). Среди них распространены альбитизированные, грейзенизированные и пегматоидные разновидности с редкометальной (Ta, Nb, РЗЭ, Th, U, Sn) минерализацией.

Возраст кутукасского комплекса определен по лейкогранитам Хребтового массива. Изотопный анализ U, Pb выполнен в Геологическом институте Кольского научного центра РАН, г. Апатиты, по методике [Баянова, 2004]. Для датирования отобраны пять фракций циркона (табл. 7), представленных полупрозрачными короткопризматическими кристаллами цирконового габитуса с $K_y \sim 1—3$. Дискордия, построенная по пяти точкам, имеет верхнее пересечение с конкордией 690 ± 8 млн лет (рис. 10), что соответствует возрасту конкордантной точки. Полученные данные позволяют принять значение 690 ± 8 млн лет в качестве оценки возраста магматической кристаллизации циркона в гранитах.

Аналогичный возраст (~700 млн лет, Rb-Sr метод) и петрохимический состав имеют субщелочные биотитовые и амфибол-биотитовые граниты, граносиениты и лейкограниты Гурахтинского и Панимбинского массивов в Цент-

Таблица 6. Содержание (г/г) радиоактивных элементов в позднепротерозойских гранитоидах кутукасского и захребетнинского комплексов Енисейского кряжа

Комплекс, массив, порода (возраст)	<i>n</i>	U ($\bar{x} \pm \Delta x$)	Th ($\bar{x} \pm \Delta x$)	K ($\bar{x} \pm \Delta x$)	Th/U
Хребтовый массив ($T_{U-Pb} = 690 \pm 8$ млн лет)					
Лейкограниты	8	5.0 ± 1.3	45 ± 5.2	4.3 ± 0.57	7.6
Лейкограниты субщелочные	18	6.3 ± 0.7	63 ± 3.6	4.6 ± 0.1	11
Сиениты	10	9.0 ± 1.3	76 ± 4.5	5.5 ± 0.3	8
Верхнеисаковский массив					
Лейкограниты субщелочные	12	7.0 ± 0.7	58 ± 3.1	4.4 ± 0.2	10
Сиениты кварцевые	2	8.0	89	6.7	11
Хариузихинский массив					
Лейкограниты	15	4.2 ± 0.2	60 ± 5.4	3.84 ± 0.15	14
Лейкограниты субщелочные, аляскиты	17	6.3 ± 1.5	64 ± 3.4	4.36 ± 0.10	10
Граниты альбитизированные	5	15.4	175	1.0	76
Верхнесурнинский массив					
Лейкограниты субщелочные	8	8.4 ± 1.8	50 ± 4.4	4.4 ± 0.6	6
Тырадинский массив					
Лейкограниты	15	5.1 ± 0.5	55 ± 4.4	4.3 ± 0.3	11
Лейкограниты субщелочные порфиroidные	6	5.8 ± 0.3	60 ± 5.1	4.9 ± 0.25	10.5
Ногатинский массив					
Лейкограниты субщелочные	15	4.2 ± 2.5	48 ± 3.6	3.9 ± 0.25	13
Граниты жильные	4	26	65	5.5	2.5
Чистопольский массив ($T_{SHRIMP} = 683 \pm 6$ млн лет)					
Лейкограниты	7	5.1 ± 0.2	31 ± 2.1	3.8 ± 0.15	6
Лейкограниты субщелочные	9	5.8 ± 0.3	42 ± 2.6	4.2 ± 0.10	7
Гурахтинский массив					
Лейкограниты субщелочные	15	4.4 ± 0.9	27 ± 1.3	4.1 ± 0.16	7.2
Панимбинский массив					
Граниты, субщелочные граниты	10	4.0 ± 0.4	24 ± 1.5	4.0 ± 0.15	6.2
Захребетнинский комплекс					
Фойяиты биотитовые	25	3.5 ± 0.4	22 ± 0.8	6.2 ± 0.41	6.5
Щелочные сиениты	20	6.2 ± 0.8	28 ± 0.9	6.8 ± 0.54	4.8
Сиенит-порфиры (жильная фация)	12	10.4 ± 1.1	35 ± 3.3	4.9 ± 1.2	3.4

ральной части Заангарья [Динер, 2003]. По соотношению петрогенных и редких элементов они соответствуют анорогенным гранитоидам [Обновленные..., 2007]. С ассоциирующим жильным комплексом пегматитов Гурахтинского массива связана редкометалльная (Li, Be, Sn, Ta, Nb) минерализация. К этому же этапу относится и формирование субщелочных лейкогранитов Чистопольского массива, расположенного в Ангаро-Канском блоке (Южно-Енисейский кряж). Субщелочные лейкограниты с возрастом 683 ± 6 млн лет по комплексу петрогеохимических признаков отнесены к А-типу гранитов [Верниковская и др., 2007]. Радиогеохимические (см. табл. 6), а также петрогеохимические характеристики чистопольских лейкогранитов аналогичны таковым субщелочных лейкогранитов других массивов кутукасского комплекса.

Синхронно с субщелочными и щелочными породами захребетнинского комплекса произошло образование нефелиновых сиенитов среднетатарского комплекса в Приангарье. Фойяиты этого комплекса имеют U-Pb возраст по сфену 700 ± 2 млн лет, а по циркону — (SHRIMP-метод) 710 ± 3 млн лет [Верниковский и др., 2007]. Эти изотопно-геохронологические данные вполне согласуются с Ar-Ar возрастом трахидолеритов захребетнинского комплекса.

Немного позже происходит формирование щелочно-ультраосновных пород чапинского комплекса. Трубки взрыва, штоки, дайки, силлы и покровы пород щелочно-ультраосновного состава размещены преимущественно в рифтовых структурах — грабенах, приуроченных к зонам Ишимбинского (Чингасанский грабен) и Татарского (Алманаканский грабен) разломов, находясь среди осадочных отложений чингасанской и перекрывающей ее чапской серии, относящейся к позднему неопротерозою—венду.

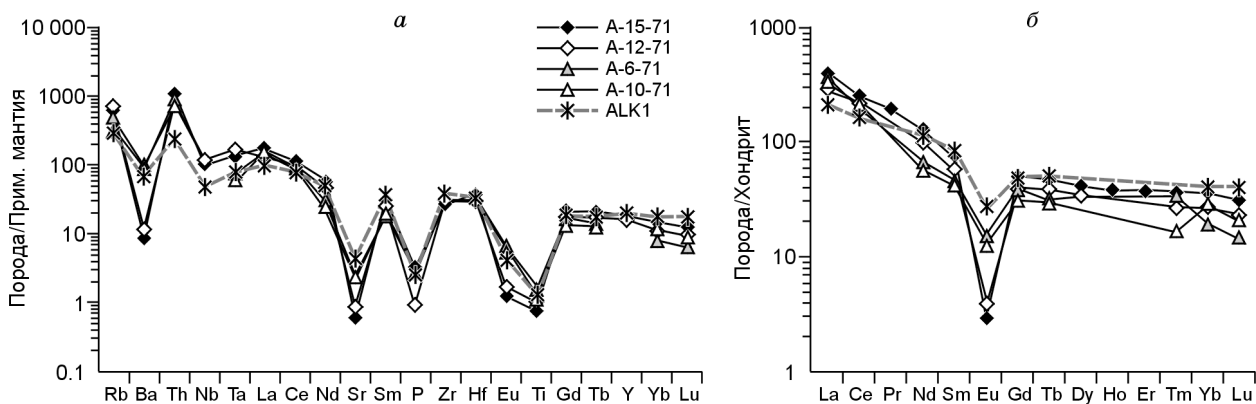


Рис. 9. Мультиэлементные (а) и редкоземельные (б) спектры для лейкогранитов и сиенитов кутукасского комплекса.

ALK1 — щелочные граниты фанерозоя [Sylvester, 1994].

Важно отметить, что ареалы этих многочисленных тел щелочно-ультраосновного состава находятся всего лишь в 30—40 км юго-восточнее выходов пород риолит-базальтовой и трахибазальт-трахитовой ассоциаций (см. рис. 1), отвечающих двум эпохам внутриплитного рифтогенного магматизма. Чапинский комплекс представлен щелочными пикритами, лимбургитами, авгититами и их туфами, жилами карбонатов, эруптивными брекчиями разного состава с ксенолитами вмещающих осадочных и метаморфических пород, гранитоидов, а также глубинных пород ультраосновного и основного составов (гранатовые перидотиты, оливиновые пироксениты, эклогиты). Петрохимический состав и геохимическая характеристика этих образований рассмотрены в ряде работ [Карпинский, Качевская, 1973; Миронов, Ножкин, 1978; Динер и др., 2000]. Высокая магнезиальность пород в сочетании с высокой щелочностью калиевого типа и высокой титанистостью сближает калиевые ультрабазиты чапинского комплекса с породами лампроитовой серии. Наиболее близкими аналогами этих образований являются лампроиты Тянь-Шаня и Присаянья [Динер и др., 2000]. Изотопный возраст даек щелочных пикритов, определенный К-Аг методом по биотиту (лаборатория ИГХ СО РАН, г. Иркутск), составляет около 670 млн лет, что не противоречит геологическим данным.

Близки к ним по возрасту карбонатиты и щелочные метасоматиты линейного типа с апатит-пироксеновой минерализацией, которые образуют протяженные (до 2.5 км) послонные и линзообразные тела, контролируемые зонами Татарского глубинного разлома [Лапин и др., 1987]. Изохронный Rb-Sr возраст флогопита приразломных щелочных метасоматитов равен 650 ± 2 млн лет, что согласуется с возрастом этих пород (650—660 млн лет), определенным К-Аг методом [Собаченко и др., 1986]. Низкие первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0$, полученные для флогопита (0.7056) и апатита (0.7023), свидетельствуют о мантийной природе флюидов, участвующих в метасоматозе, сопровождающем тела карбонатитов [Собаченко и др., 1986; Врублевский и др., 2003]. С карбонатитами связано разрабатываемое в настоящее время Татарское фосфор-ниобиевое месторождение, расположенное в районе одноименного гранитоидного массива.

Таблица 7. Результаты U-Pb исследований цирконов из гранита Хребтового массива (обр. А-15-71)

№ фракции	Навеска, мг	Содержание, мкг/г		Изотопный состав свинца*			Изотопные отношения и возраст, млн лет**			Rho
		Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{208}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
1	1.65	167.6	1401.2	3530	14.875	5.8220	0.948435	0.110075	683	0.97
2	1.65	131.9	1173.6	1901	14.571	5.5171	0.888484	0.103483	670	0.91
3	0.50	193.2	1725.2	773	12.319	4.7638	0.847353	0.098384	690	0.59
4	0.80	168.6	1613.1	1627	14.095	5.7491	0.828252	0.096450	676	0.72
5	0.80	141.1	2755.3	1538	14.063	5.3080	0.397023	0.046670	664	0.56

* Изотопные отношения скорректированы на холостое загрязнение 0.08 нг по Pb и 0.04 нг по U и на масс-дискриминацию $0.12 \pm 0.04\%$.

** Коррекция на примесь обыкновенного свинца определена на возраст по модели Дж. Стейси, Дж. Крамерса [Stacey, Kramers, 1975].

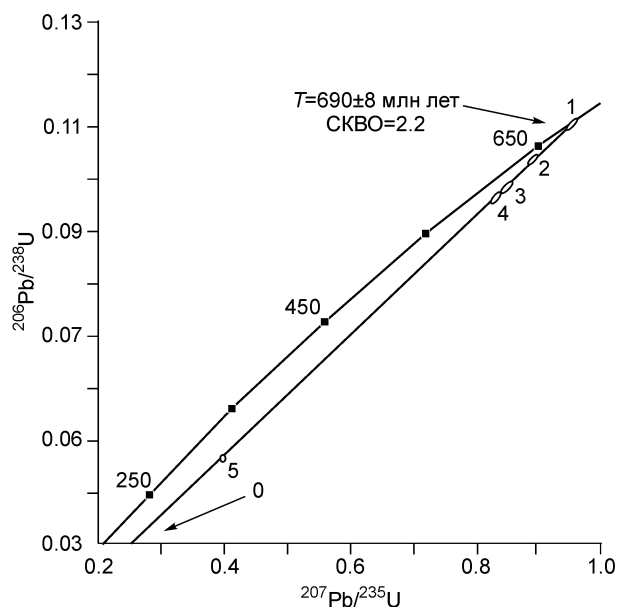


Рис. 10. Диаграмма с конкордией для цирконов из лейкогранитов (обр. А-15-71) Хребтового массива.

Татарский массив сложен гранитами и лейкогранитами нормального и субщелочного рядов, отвечающих геохимическим особенностям гранитов А-типа и образованных ~630 млн лет назад [Верниковская и др., 2007]. Этому же возрастному рубежу отвечает и формирование щелочно-гранит-сиенитовой ассоциации средневороговского комплекса [Ножкин, Трофимов, 1982]. К данному комплексу относится Средневороговский массив и ряд интрузий щелочных гранитов (рибекит-биотитовых, арфведсонитовых и эгириновых) и щелочных сиенитов в западном обрамлении Верхневороговской грабен-синклинали и восточном обрамлении Уволжского грабена (нойбинская группа массивов). По соотношению петрогенных и редких элементов гранитоиды комплекса относятся к

внутриплитным гранитам А-типа. Возраст щелочных гранитов и сиенитов ~620—625 млн лет (U-Th-Pb, Rb-Sr, K-Ar методы). С альбитизированными гранитами и щелочными метасоматитами этого комплекса связана тантал-ниобиевая, циркониевая и торий-редкоземельная минерализация.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты геологических, петролого-геохимических и изотопно-геохронологических исследований позволяют в пределах зон Ишимбинского и Татарского разломов Енисейского кряжа выделить три эпохи формирования рифтогенных структур, сопровождавшиеся внутриплитным магматизмом на рубежах: 750, 700 и 650—670 млн лет. Продукты магматизма этих эпох представлены метариолит-базальтовой, трахибазальт-грахитовой и щелочно-ультраосновной (щелочно-пикритовой) ассоциациями. Проявление вулканизма и сопутствующего интрузивного магматизма происходило синхронно с накоплением терригенных отложений соответственно верхневороговской, чингасанской и чапской серий. Вулканогенно-осадочные комплексы этих уровней формировались в узких приразломных прогибах — грабенах, носящих, как выше показано, явные признаки рифтовых структур. В пределах обрамляющих поднятий, образованных метаморфическими толщами палео- и мезопротерозоя, одновременно с процессами рифтогенеза и внутриплитного вулканизма происходило становление гранитоидных интрузий аякшинского (750—760 млн лет), кутукасского (690—700 млн лет), щелочных интрузий среднетатарского (~700 млн лет) комплексов. Образование щелочно-ультраосновных пород чапинского комплекса, карбонатитов и щелочных метасоматитов линейного типа центральной части Приангарья произошло около 650—670 млн лет назад. Чуть позже, в ранневендскую эпоху (625—630 млн лет), были сформированы внутриплитные граниты нормального и субщелочного ряда Татарского массива, щелочные граниты и сиениты средневороговского комплекса. Таким образом, в пределах Енисейского кряжа в позднем неопротерозое (~630—750 млн лет) неоднократно и весьма интенсивно проявился внутриплитный рифтогенный магматизм, являющийся индикатором процессов растяжения вдоль юго-западной окраины Сибирского кратона. Геохимические характеристики базальтов, субщелочных базальтов, а также щелочных пород аналогичны вулканитам океанических островов и континентальных рифтовых зон, связь которых с глубинными мантийными источниками и плюмами является наиболее обоснованной.

Неопротерозойский рифтогенез и ассоциирующий с ним магматизм этих и более ранних эпох, связанных с проявлением плюмовой активности и распадом суперконтинента Родиния [Ernst et al., 2008; Li et al., 2008], установлены на ряде континентов. К наиболее ранним проявлениям плюмового магматизма, предшествующего рифтогенезу, относится формирование базитовых даек и(или) силлов в Австралии и Южном Китае — 800—825 млн лет [Zhao et al., 1994; Wingate et al., 1998; Li et al., 2002, 2008] и дайковых роев на западе Северной Америки ~780 млн лет [Park et al., 1995; Harlan et al., 2003]. К ним близко по времени становление дайковых поясов Саяно-Байкальского региона, которые были сформированы 740—780 млн лет назад [Эволюция..., 2006].

К более позднему эпизоду континентального рифтогенеза, близкому по времени к бимодальному вулканизму верхневороговской серии, относятся проявления рифтогенного вулканизма Лаврентии —

740—765 млн лет [Park et al., 1995; Fetter, Goldberg, 1995], вулканитов в рифтовых осадочных бассейнах на Таримском и кратоне Янцзы ~750 млн лет [Xu et al., 2005], риолитов Мэлэни в Индии — 750 млн лет [Torsvik et al., 2001].

Со вторым этапом (700—725 млн лет) рифтогенеза и субщелочного вулканизма (~700 млн лет) на Енисейском кряже коррелирует по времени формирование радиального роя даек Франклин ~718—723 млн лет [Heaman et al., 1992] и бимодальный магматизм в Олокитском грабене — 700—727 млн лет [Рыцк и др., 2002]. Щелочные массивы Енисейского кряжа, Алданского щита и Присяянья с возрастом 630—670 млн лет [Ярмолюк и др., 2005а] коррелируются с аналогичными образованиями северной границы Лаврентии (массив Сент-Хонорс, 630—656 млн лет) [Wolley, 1987].

Таким образом, формирование внутриплитных и рифтогенных комплексов юго-западной окраины Сибирского кратона согласуется с временем проявления рифтогенных и внутриплитных процессов в других континентальных блоках Родинии — Лаврентии, Южном Китае, Индии, Австралии, которые в конце мезо- и в неопротерозое могли быть связаны друг с другом, представляя отдельные части этого суперконтинента [Метелкин и др., 2007].

Авторы благодарят Е.В. Склярова и А.Э. Изоха за конструктивные замечания.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 04-05-64301) и Президиума СО РАН (интеграционные проекты 7.10.1 и 6.6).

ЛИТЕРАТУРА

Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб., Наука, 2004, 174 с.

Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Даденко В.М., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В., Яковлева С.З. Гранитоиды Ерудинского и Чиримбинского массивов Заангарья Енисейского кряжа — индикаторы неопротерозойских коллизионных событий // Геология и геофизика, 2002, т. 43 (3), с. 259—272.

Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В., Вингейт М.Т.Д. Лейкогранитный магматизм А-типа в эволюции континентальной коры западного обрамления Сибирского кратона // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 2—21.

Верниковский В.А., Верниковская А.Е. Тектоника и эволюция гранитоидного магматизма Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (1), с. 35—52.

Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Метелкин Д.В., Сальникова Е.Б. Эволюция тектонического строения и магматизма западного обрамления Сибирского кратона в неопротерозое: новые геологические, геохронологические и палеомагнитные данные // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса от океана к континенту: материалы совещания. Вып. 5, т. 1. Иркутск, Ин-т земной коры СО РАН, 2007, с. 33—34.

Волубуев М.И., Зыков С.И., Ступникова Н.И., Стрижов В.П., Мясникова В.Л. Возраст фундамента и геосинклинальных формаций гренвиллид Енисейского кряжа // Определение абсолютного возраста рудных месторождений. М., Наука, 1976, с. 39—47.

Врублевский В.В., Покровский Б.Г., Журавлев Д.З., Аношин Г.Н. Вещественный состав и возраст пенченгинского линейного комплекса карбонатитов, Енисейский кряж // Петрология, 2003, т. 11, № 2, с. 145—163.

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Скляров Е.В., Пономарчук В.А. Комплексы-индикаторы процессов растяжения на юге Сибирского кратона в докембрии // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 22—41.

Григорьев В.Н., Семихатов М.А. К вопросу о возрасте и происхождении так называемых „тиллитов“ северной части Енисейского кряжа // Изв. АН СССР, Сер. геол., 1958, № 7, с. 17—24.

Динер А.Э. Эталон захребетнинского трахибазальт-щелочно-трахитового комплекса (Енисейский кряж). Красноярск, Красгео, 2000, 110 с.

Динер А.Э. Позднедокембрийский щелочной магматизм севера Енисейского кряжа // Щелочные комплексы Центральной Сибири / Ред. А.Е. Мирошников. Красноярск, КНИИГиМС, 2003, с. 13—24.

Динер А.Э., Качевская Г.И., Качевский Л.К. Эталон чапинского комплекса щелочных пикритов (Енисейский кряж). Красноярск, Красгео, 2000, 78 с.

Домарев В.С., Кочкин Г.Б. Кварцевые порфиры и порфириты района верховий р. Вороговка (Енисейский кряж) // Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири. Л., Недра, 1967, с. 155—164. (Тр. ВСЕГЕИ, Нов. сер., т. 112).

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М., Наука, 1992, 192 с.

Кузьмин М.И., Альмухамедов А.И., Ярмолюк В.В., Кравчинский В.А. Рифтогенный и внутриплитный магматизм, соотношение с „горячими“ и „холодными“ полями мантии // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (12), с. 1270—1279.

Карпинский Р.Б., Качевская Г.И. Щелочно-ультрасосновной магматизм северной части Енисейского кряжа // Проблемы магматической геологии. Новосибирск, Наука, 1973, с. 143—158.

Качевский Л.К., Качевская Г.И., Грабовская Ж.М. Геологическая карта Енисейского кряжа м-ба 1:500 000. Лист Р-46 / Под ред. А.К. Мкртчяна, М.Л. Шермана. Красноярск, Красноярскгеологосъемка, 1998.

Козлов П.С., Лепезин Г.Г. Петрология, петрохимия и метаморфизм пород Заангарья Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 1995, т. 36 (5), с. 3—22.

Лапин А.В., Плошко В.В., Малышев А.А. Карбонатиты зоны Татарского глубинного разлома на Енисейском кряже // Геология рудных месторождений, 1987, № 1, с. 30—45.

Легенда Енисейской серии Государственной геологической карты Российской Федерации м-ба 1:200 000 (2-е изд.) / Ред. Л.К. Качевский. Красноярск, 1998, 197 с.

Лиханов И.И., Козлов П.С., Попов Н.В., Ревердатто В.В., Вершинин А.Е. Коллизионный метаморфизм как результат надвигов в Заангарской части Енисейского кряжа // Докл. РАН, 2006, т. 411, № 2, с. 235—239.

Лиханов И.И., Козлов П.С., Полянский О.П., Попов Н.В., Ревердатто В.В., Травин А.В., Вершинин А.Е. Неопротерозойский возраст коллизионного метаморфизма в Заангарье Енисейского кряжа (по ^{40}Ar - ^{39}Ar данным) // Докл. РАН, 2007, т. 412, № 6, с. 799—803.

Магматические горные породы. Классификация, номенклатура, петрография. Ч. I / Ред. О.А. Богатиков. М., Наука, 1983, 376 с.

Магматические горные породы. Эволюция магматизма в истории Земли / Ред. О.А. Богатиков. М., Наука, 1987, 438 с.

Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю. Неопротерозойский этап эволюции Родинии в свете новых палеомагнитных данных по западной окраине Сибирского кратона // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 42—59.

Миронов А.Г., Ножкин А.Д. Золото и радиоактивные элементы в рифейских вулканогенных породах. Новосибирск, Наука, 1978, 254 с.

Николаев И.Г. Ледниковые отложения (тиллиты) нижнекембрийского возраста в Енисейском кряже. Томск, Главн. геол.-развед. управ., 1930, т. 49, № 7, с. 1—16.

Ножкин А.Д. Сиенит-щелочно-сиенитовая ассоциация северной части Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 1972 (11), с. 51—57.

Ножкин А.Д., Черепнин В.К. Первая находка нефелиновых пород на севере Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 1966 (11), с. 104—106.

Ножкин А.Д., Гавриленко В.А. Золото и радиоактивные элементы в полифациальных отложениях верхнего докембрия. Новосибирск, Наука, 1976, 198 с.

Ножкин А.Д., Трофимов Ю.П. Щелочно-гранит-сиенитовая ассоциация Средневороговского массива // Геология месторождений цветных металлов складчатого обрамления Сибирской платформы. Новосибирск, Наука, 1982, с. 61—69.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Петров Ю.М., Малясова З.В. Геология и радиогеохимия Тейского гранитоидного купола (Енисейский кряж) // Уран и торий в магматическом и метаморфическом петрогенезисе. Новосибирск, Наука, 1983, с. 5—66.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бобров В.А. Геохимические типы и вопросы генезиса протерозойских гранитоидов на основе данных по фракционированию лантаноидов, урана и тория // Геохимические ассоциации редких и радиоактивных элементов в рудных и магматических комплексах. Новосибирск, Наука, 1991, с. 4—21.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бибикова Е.В., Терлеев А.А., Хоментовский В.В. Рифейские гранитоидные купола Енисейского кряжа: геологическое строение и U-Pb возраст // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (9), с. 1305—1313.

Ножкин А.Д., Постников А.А., Наговицин К.Е., Травин А.В., Станевич А.М., Юдин Д.С. Чинганская серия неопротерозоя Енисейского кряжа: новые данные о возрасте и условиях образования // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (12), с. 1307—1320.

Обновленные схемы межрегиональной и региональной корреляции магматических и метаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области и Енисейского кряжа / Ред. В.Л. Хомичев. Новосибирск, СНИИГГиМС, 2007, 280 с.

Подгорная Н.С., Семенов Ю.Г., Гурьев А.Г. К стратиграфии палеозойских отложений бассейна среднего течения р. Вороговка (Енисейский кряж) // *Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири*. Л., Недра, 1967, с. 63—67. (Тр. ВСЕГЕИ, Нов. сер., т. 112).

Постельников Е.С. Байкальский орогенез (на примере Енисейского кряжа). М., Наука, 1973, 126 с.

Рыцк Е.В., Шалаев В.С., Ризванова Н.Г., Крымский Р.Ш., Манеев А.Ф., Рилс Г.В. Олоkitская зона Байкальской складчатой области: новые изотопно-геохронологические и петрогеохимические данные // *Геотектоника*, 2002, № 1, с. 29—41.

Собаченко В.Н., Плюснин Г.С., Сандмирова Г.П., Пахольченко Ю.А. Рубидий-стронциевый возраст приразломных щелочных метасоматитов и гранитов Татарско-Пенченгинской зоны (Енисейский кряж) // *Докл. АН СССР*, 1986, т. 287, № 5, с. 1220—1224.

Советов Ю.К. Позднерифейский рифтогенез и байкальский цикл геодинамического развития Сибирской платформы // *Рифей Северной Евразии. Геология, общие проблемы стратиграфии*. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 1997, с. 223—230.

Советов Ю.К., Комлев Д.А. Тиллиты в основании оселковой серии Присяянья и нижняя граница венда на юго-западе Сибирской платформы // *Стратиграфия, Геологическая корреляция*, 2005, т. 13, № 4, с. 3—34.

Туркина О.М., Ножкин А.Д., Баянова Т.Б., Дмитриева Н.В. Изотопные провинции и этапы роста докембрийской коры юго-западной окраины Сибирского кратона и его складчатого обрамления // *Докл. РАН*, 2007, т. 413, № 6, с. 810—815.

Чураков А.Н. Протерозойское оледенение и история развития северной части Енисейского кряжа. М., 1933, 90 с. (Тр. Всес. геол.-развед. объедин., вып. 292).

Эволюция южной части Сибирского кратона в докембрии / Ред. Е.В. Скляр. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2006, 366 с.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Позднерифейский раскол Сибири и Лаврентии в проявлениях внутриплитного магматизма // *Докл. РАН*, 2001, т. 379, № 1, с. 94—98.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Никифоров А.В., Котов А.Б., Владыкин Н.В. Позднерифейский рифтогенез и распад Лавразии: данные геохронологических исследований щелочно-ультраосновных комплексов южного обрамления Сибирской платформы // *Докл. РАН*, 2005а, т. 404, № 3, с. 400—406.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Козаков И.К., Котов А.Б., Ковач В.П., Владыкин Н.В., Яковлева С.З. U-Pb возраст син- и постметаморфических гранитоидов Южной Монголии — свидетельство присутствия гренвиллид в Центрально-Азиатском складчатом поясе // *Докл. РАН*, 2005б, т. 404, № 1, с. 84—89.

Barovich K.M., Foden J. A Neoproterozoic flood basalt province in southern-central Australia: geochemical and Nd isotope evidence from basin fill // *Prec. Res.*, 2000, v. 100, p. 213—234.

Boynnton W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // *Rare earth element geochemistry* / Ed. P. Henderson. Amsterdam, Elsevier, 1984, p. 63—114.

Condie K.C. Precambrian granulites and anorogenic granites: are they related? // *Prec. Res.*, 1991, v. 51, p. 161—172.

Condie K.C. Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection? // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1998, v. 163, p. 97—108.

Condie K.C., Frey B.A., Kerrich R. The 1.75-Ga Iron King Volcanics in west-central Arizona: a remnant of an accreted oceanic plateau derived from a mantle plume with a deep depleted component // *Lithos*, 2002, v. 64, p. 49—62.

Dobretsov N.L., Buslov M.M., Vernikovskiy V.A. Neoproterozoic to Early Ordovician evolution of the Paleo-Asian Ocean: implications to the break-up of Rodinia // *Gondwana Res.*, 2003, v. 6, № 2, p. 143—159.

Eby G.N. The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis // *Lithos*, 1990, v. 26, p. 115—134.

Ernst R.E., Wingate M.T.D., Buchan K.L., Li Z.X. Global record of 1600—700 Ma Large Igneous Provinces (LIPs): implications for the reconstruction of the proposed Nuna (Columbia) and Rodinia supercontinents // *Prec. Res.*, 2008, v. 160, p. 159—178.

Fetter A.H., Goldberg S.A. Age and geochemical characteristics of bimodal magmatism in the Neoproterozoic Grandfather Mountain Rift Basin // *J. Geol.*, 1995, v. 103, p. 313—326.

Harlan S.S., Wingate M.T.D., LeCheminant A.N., Premo W.R. Gunbarrel mafic magmatic event: a key 780 Ma time marker for Rodinia plate reconstructions // *Geology*, 2003, v. 31, p. 1053—1056.

Heaman L.M., LeCheminant A.N., Rainbird R.H. Nature and timing of Franklin igneous events, Canada: implications for a Late Proterozoic mantle plume and the break-up of Laurentia // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1992, v. 109, p. 117—131.

Hodges K.V. Geochronology and thermochronology in orogenic systems // *Treatise in Geochemistry* / Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. Amsterdam, Elsevier, 2003, p. 263—292.

Li X.-H., Li Z.-X., Zhou H., Liu Y., Kinny P.D. U-Pb zircon geochronology, geochemistry and Nd isotopic study of Neoproterozoic bimodal volcanic rocks in the Kangdian Rift of South China: implications for the initial rifting of Rodinia // *Prec. Res.*, 2002, v. 113, p. 135—154.

Li Z.-X., Bogdanova S.V., Collins A.S., Davidson A., De Waele B., Ernst R.E., Fitzsimons I.C.W., Fuck R.A., Gladkochub D.P., Jacobs J., Karlstrom K.E., Lu S., Natapov L.M., Pease V., Pisarevsky S.A., Thrane K., Vernikovsky V. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis // *Prec. Res.*, 2008, v. 160, p. 179—210.

Park J.K., Buchan K.L., Harlan S.S. A proposed giant radiating dyke swarm fragmented by the separation of Laurentia and Australia based on paleomagnetism of ca. 780 Ma mafic intrusions in western North America // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1995, v. 132, p. 129—139.

Pease V., Gee D.G., Vernikovsky V., Vernikovskaya A., Kireev S. Geochronological evidence for late-Grenvillian magmatic and metamorphic events in central Taimyr, northern Siberian // *Terra Nova*, 2001, v. 13, p. 270—280.

Saunders A.D., Norry M.J., Tarney J. Origin of MORB and chemically-depleted mantle reservoirs: trace element constraints // *J. Petrol. (Special Lithosphere Iss.)*, 1988, p. 415—445.

Skjerlie K.P., Johnston A.D. Fluid-absent melting behavior of an F-rich tonalitic gneiss at mid-crustal pressures: implications for the generation of anorogenic granites // *J. Petrol.*, 1993, v. 34, p. 785—815.

Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Menshagin Yu.V., Watanabe T., Pisarevsky S.A. Neoproterozoic mafic dike swarms of the Sharyzhalgai metamorphic massif (southern Siberian craton) // *Prec. Res.*, 2003, v. 22, p. 359—377.

Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1975, v. 26, p. 207—221.

Stewart K., Rogers N. Mantle plume and lithosphere contributions to basalts from southern Ethiopia // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1996, v. 139, p. 195—211.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the oceanic basins* / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geological Society of London, Special Publication 42, 1989, p. 313—345.

Sylvester P.J. Archean granite plutons // *Archean crustal evolution* / Ed. K. Condie. Amsterdam, Elsevier, 1994, p. 261—314.

Torsvik T.H., Carter L.M., Ashwal L.D., Bhushan S.K., Pandit M.K., Jamveit B. Rodinia refined or obscured: paleomagnetism of the Malani Igneous Suite (NW India) // *Prec. Res.*, 2001, v. 108, p. 319—333.

Whalen J.W., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contr. Miner. Petrol.*, 1987, v. 95, p. 407—419.

Wingate M.T.D., Campell I.H., Compston W., Gibson G.M. Ion microprobe U-Pb ages for Neoproterozoic basaltic magmatism in south-central Australia and implications for the breakup of Rodinia // *Prec. Res.*, 1998, v. 87, p. 135—159.

Wooley A.R. Alkaline rocks of the world. Pr 1. North and South America. London, British Museum Publ., 1987, 217 p.

Xu B., Jian P., Zheng H., Zou H., Zhang L., Liu D.Y. U-Pb zircon geochronology and geochemistry of Neoproterozoic volcanic rocks in the Tarim Block of northwest China: implications for the breakup of Rodinia supercontinent and Neoproterozoic glaciations // *Prec. Res.*, 2005, v. 136, p. 107—123.

Zhao J.-X., McCulloch M.T., Korsch R.J. Characterization of a plume-related ~800 Ma magmatic event and its implications for basin formation in central-southern Australia // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1994, v. 121, p. 349—367.

*Поступила в редакцию
26 декабря 2007 г.*