

ЧИНГАСАНСКАЯ СЕРИЯ НЕОПРОТЕРОЗОЯ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА: НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ И УСЛОВИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ

А.Д. Ножкин, А.А. Постников*, К.Е. Наговицин*, А.В. Травин, А.М. Станевич**, Д.С. Юдин

Институт геологии и минералогии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия

** Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия*

*** Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия*

Обоснована синхронность трахибазальт-щелочнотрахитового вулканизма и накопления грубообломочных тиллитоподобных и флишоидных отложений чивидинской свиты чингасанской серии неопротерозоя Енисейского кряжа. Новые результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопно-геохронологических исследований минералов (биотита и титан-авгита) субщелочных базальтоидов (703 ± 4 млн лет), развитых в составе чивидинской свиты, свидетельствуют о времени их формирования в позднем неопротерозое. На основании находок микрофоссилий отложения чингасанской серии параллелизуются с поздненеопротерозойским уровнем типовых разрезов юга Сибирской платформы. Длительность накопления осадков чингасанской серии, судя по оценкам абсолютного возраста подстилающих пород верхневороговской серии и субщелочных базальтоидов чивидинской свиты, очевидно, не более 30 млн лет. Приразломное положение грабенов и грабен-синклиналей, грубообломочный состав и весьма невыдержанные мощности литологических комплексов, слагающих эти структуры, а также синхронный с осадконакоплением трахибазальт-щелочнотрахитовый вулканизм свидетельствуют о проявлении активного рифтогенеза в период формирования вулканогенно-осадочных образований чингасанской серии.

Неопротерозой, чингасанская серия, геохронология, палеонтология, рифтогенез, Енисейский кряж.

NEOPROTEROZOIC CHINGASAN GROUP IN THE YENISEI RIDGE: NEW DATA ON AGE AND DEPOSITION ENVIRONMENTS

A.D. Nozhkin, A.A. Postnikov, K.E. Nagovitsin, A.V. Travin, A.M. Stanevich, and D.S. Yudin

Trachybasalt-alkali trachyte volcanism in the Yenisei Ridge was found out to be synchronous with deposition of coarse tillites and flysh of the Chivida Formation of the Neoproterozoic Chingasan Group. New $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ biotite and titan-augite ages (703 ± 4 Ma) of subalkaline basalts in the Chivida Formation indicate that they erupted in the Late Neoproterozoic. According to microfossil evidence, the Chingasan sediments correlate with the Late Neoproterozoic strata in the type sections of the southern Siberian craton. The Chingasan deposition apparently lasted no longer than 30 Ma, judging by the isotope ages of the underlying Upper Vorogovka Group and subalkaline basalts in the Chivida Formation. The fault-line position of grabens and graben synclines and coarse grain sizes and variable thicknesses of the lithological complexes, as well as syndepositional trachybasalt-alkali trachyte volcanism, provide evidence that the volcanosedimentary rocks of the Chingasan Group formed in an environment of active rifting.

Neoproterozoic, Chingasan Group, geochronology, paleontology, rifting, Yenisei Ridge

ВВЕДЕНИЕ

Енисейский кряж является одной из ключевых структур в позднепротерозойском складчатом обрамлении Сибирского кратона. Заключительный этап неопротерозойской истории развития Енисейского кряжа знаменуется формированием ряда прогибов (Тейско-Чапский, Вороговский, Ангаро-Питский), выполненных в нижней части субаэральными грубообломочными пестроцветными, а в верхней — морскими терригенно-карбонатными флишоидными отложениями. В северо-восточной части Енисейского кряжа эти отложения выделены в чингасанскую серию, вопрос о возрасте которой до сих пор является предметом дискуссий [Кириченко, 1958; Семихатов, 1962; Постельников, 1973; Ножкин, Гавриленко, 1976; Шенфиль, 1991; Хоментовский, 1996]. По органическим остаткам (микрофитолиты, микрофоссилии) возраст чингасанской серии определялся поздним рифеем (неопротерозоем) [Постельников, 1973; Шенфиль, 1991]. Выполненные в 60-е годы прошлого столетия определения абсолютного возраста глауконита из песчаников средней части серии (карьерная свита) дают возраст свиты в интервале от 730 до 750 млн лет [Ножкин, Гавриленко, 1976; Шенфиль, 1991]. Нижний возрастной предел чингасанской серии определяется абсолютным возрастом в 866 ± 16 млн лет, полученным для гранитоидов Тейского массива, которые в Уволжском грабене перекрываются конгломератами лопатинской свиты (нижней в этой серии) [Ножкин и др., 1983, 1999], а верхний — оценивался около 650 млн лет на основании данных, полученных по глаукониту из перекрывающих отложений чапской серии [Советов, Бутаков, 1970; Бутаков и др., 1975; Ножкин, Гавриленко, 1976]. Неопределенность возрастного положения чингасанской серии

затрудняет корреляцию с подобными отложениями в других прогибах и регионах Сибирской платформы, а также обуславливает появление различных моделей неопротерозойского этапа геодинамического развития Енисейского кряжа. Тейско-Чапский и другие прогибы Енисейского кряжа и Присаянья ранее рассматривались в качестве краевых прогибов [Хаин и др., 1967] или системы краевых орогенных впадин байкалид [Постельников, 1973, 1980]. Авлакогенообразная их структура была подчеркнута В.В. Хонментовским [1990]. На основании исследования последовательности седиментации Ю.К. Советов пришел к выводу, что Тейско-Чапский прогиб следует относить к палеорифтам — недоразвитым авлакогенам [Sovetov, 1993; Советов, 1997]. К аналогичному выводу о рифтогенной природе неопротерозойских прогибов Енисейского кряжа на основании структурных особенностей размещения вулканогенно-осадочных толщ и петрогеохимического изучения вулканических ассоциаций пришел А.Д. Ножкин [1997].

Повышенный интерес к отложениям чингасанской серии вызван информацией о наличии в них вулканогенных пород трахибазальтового состава [Подгорная, Гурьев, 1960; Миронов, Ножкин, 1972, 1978; Ножкин, Гавриленко, 1976; Динер, 2000; и др.], что дает возможность уточнить их возраст, наряду с палеонтологическими данными из вмещающих осадочных толщ, современными изотопно-геохронологическими методами.

В настоящей работе представлены новые данные по обоснованию позднеопротерозойского возраста чингасанской серии, полученные на основе Ar-Ag изотопных исследований минералов вулканогенных пород, а также находок микрофоссилий из осадочных последовательностей. Кроме того, приводятся дополнительные геологические и петрогеохимические сведения, подтверждающие рифтогенную природу Тейско-Чапского прогиба.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ И СОСТАВА ЧИНГАСАНСКОЙ СЕРИИ

В северной части Енисейского кряжа неопротерозойские неметаморфизованные отложения чингасанской серии слагают Тейско-Чапский прогиб [Постельников, 1980]. В современной структуре (рис. 1) они распространены в грабенах и грабен-синклиналиях и несогласно с конгломератами в основании залегают на толщах разных стратиграфических уровней докембрия, а также прорывающих гранитоидах.

Чингасанская серия в структурах Тейско-Чапского прогиба в нижней части (лопатинская свита) представлена субаэральными грубообломочными пестроцветными отложениями временных потоков, небольших рек и венчается пачкой строматолитовых доломитов шельфа [Семихатов, 1962; Постельников, 1973; Ножкин, Гавриленко, 1976; Советов, 1997]. Вышележащая карьерная свита сложена кварцитовидными песчаниками, сменяющимися пакетами переслаивания песчаников с алевролитами, отвечающими обстановкам седиментации на шельфе и в относительно глубоководном суббассейне. Строение разреза и состав пород перекрывающей чивидинской свиты сильно изменчивы по простиранию. Если в юго-восточной части прогиба эта свита представлена в основном флишевой толщей сероцветных терригенных пород с подчиненным количеством карбонатов, то на северо-западе, в бассейне верхнего течения рек Чапа и Вороговка, наряду с флишевыми отложениями в низах разреза доминируют своеобразные валунно-галечные породы, представляющие пролювиальные отложения по [Григорьев, Семихатов, 1958].

Одним из наиболее интересных районов является Верхневороговский (бассейн верхнего течения р. Вороговка), расположенный в северной части Енисейского кряжа в зоне северного сочленения Татарской (Уволжской) и Ишимбинской зон разломов (рис. 2). Именно здесь, на сравнительно небольшой площади, распространены разнообразные неопротерозойские вулканогенные и осадочные образования. Первые представлены ковригинским риолит-базальтовым и захребетнинским трахибазальт-щелочно-трахитовым вулканогенными комплексами [Миронов, Ножкин, 1978; Динер, 2000], развитыми соответственно в составе верхневороговской и чингасанской серий, слагающих Верхневороговскую грабен-синклиналь [Кочкин, 1966; Миронов, Ножкин, 1978; Геологическая..., 1998; Легенда..., 1998]. Субщелочные и щелочные базальтоиды в составе чивидинской свиты чингасанской серии развиты и ниже по р. Вороговка (руч. Листвяжный и р. Лиственная). Осадочные толщ чингасанской серии (лопатинская, карьерная и чивидинская свиты) более широко распространены в соседних структурах Тейско-Чапского прогиба, к востоку от Верхневороговской грабен-синклинали (верховья рек Бол. Лебяжья и Бол. Черная, рек Чапа и Тея), где они перекрываются с несогласием отложениями чапской серии позднего докембрия (рис. 3). На чапской серии с перерывом залегают фаунистически охарактеризованные отложения лебяжинской свиты нижнего кембрия. Верхневороговский район примечателен еще и тем, что породы чивидинской свиты здесь представлены исключительно своеобразными отложениями — диамиктитами, относительно условий формирования которых давно идет дискуссия. И.Г. Николаев [1930], А.Н. Чураков [1933], Г.Ф. Лунгерсгаузен [1957] и другие исследователи относят их к ледниковым отложениям — тиллитам. Однако последующими работами доказывается, что эти грубообломочные тиллитоподобные образования представляют собой своеобразный пролювий, который затем был перемещен подводными оползнями и суспензионными потоками на значительные расстояния [Григорьев, Семихатов, 1958]. Что

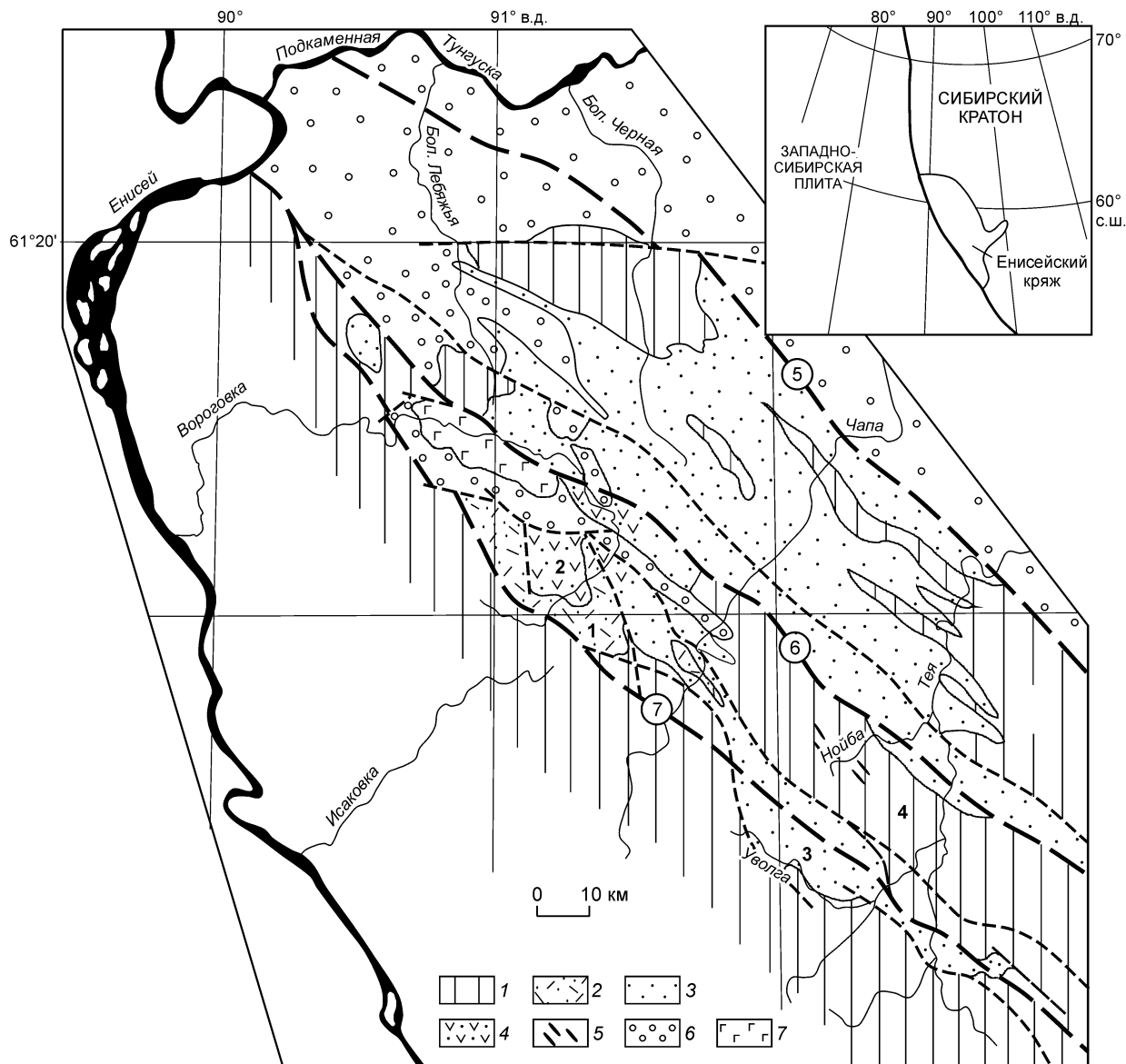


Рис. 1. Схема распространения позднепротерозойских отложений в Тейско-Чапском прогибе Енисейского кряжа (по [Геологическая..., 1998], с дополнениями и изменениями).

1 — нерасчлененные комплексы протерозойских метаморфических пород и гранитоидов фундамента; 2 — вулканогенно-осадочные образования верхневороговской серии; 3, 4 — отложения Тейско-Чапского прогиба: 3 — карбонатно-терригенные отложения чингасанской и чапской серий, 4 — площади распространения вулканогенных пород в чивидинской свите; 5 — дайки щелочных пород в бассейне р. Нойба; 6 — палеозойские отложения, 7 — долериты трапповой формации. Цифрами обозначены: 1 — Верхневороговская грабен-синклиналь, 2 — Захребетнинская мульда, 3 — Уволжский грабен, 4 — Панимбинское поднятие. Цифры в кружках — зоны разломов: 5 — Анкиновская, 6 — Ишимбинская, 7 — Татарская (Уволжская).

касается гипотезы о ледниковом происхождении диамиктитов, то в последнее время Ю.К. Советовым [1997] она трансформирована в гипотезу о моренном происхождении лишь несортированного обломочного материала, смешанного с перетертой глинисто-карбонатной мукой и перемещенного по подводному склону в бассейн седиментации, ориентировка которого, по его данным, имеет Ю-ЮВ направление. При этом отмечается тесная связь диамиктитов с неопротерозойским рифтогенезом и гляциоэпохой Стерт [Советов, Комлев, 2005]. Источником обломков, в данном случае, вполне могли быть лишь обрамляющие горные сооружения откуда они перемещались ледниковыми языками, спускавшимися в бассейн седиментации. Формирование этих грубообломочных пород проходило в приразломной зоне прогиба с весьма напряженным вулканотектоническим режимом, что подтверждается широким развитием среди них продуктов вулканизма [Ножкин, Гавриленко, 1976; Миронов, Ножкин, 1978].

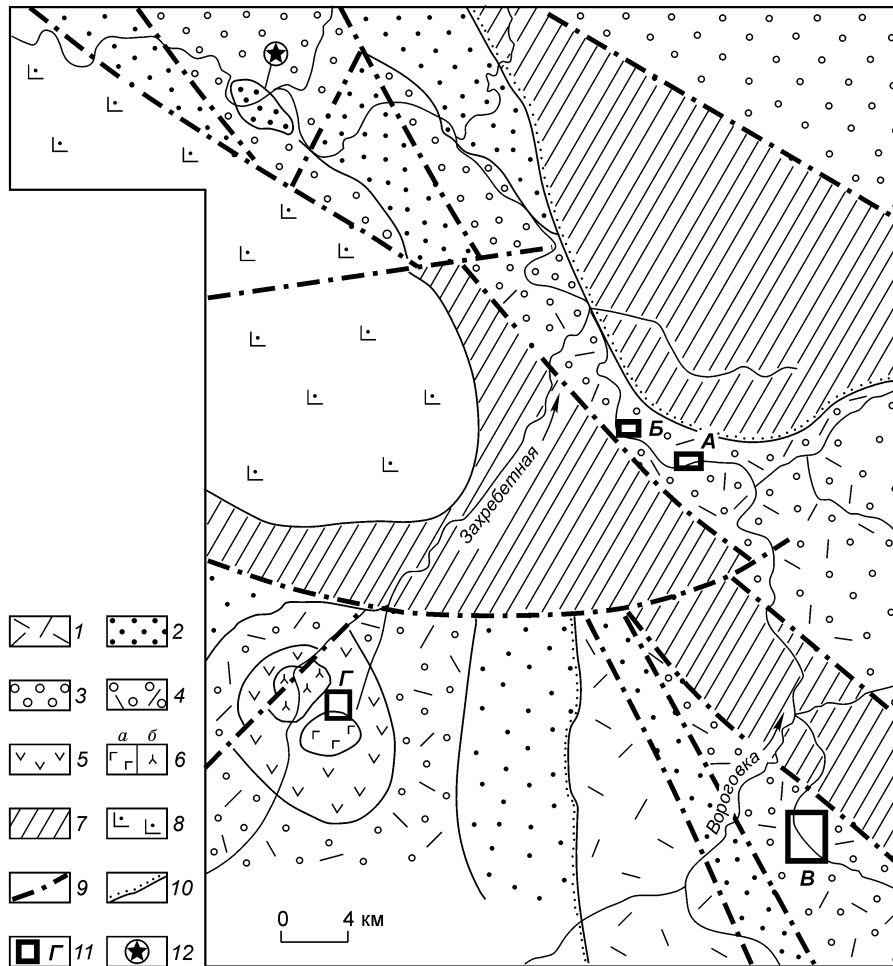


Рис. 2. Схема геологического строения верховьев р. Вороговка.

1 — верхневороговская серия: конгломераты, песчаники, филлитизированные глинистые сланцы, метариолиты и их туфы, лейкобазальты, андезибазальты (ковригинский риолит-базальтовый комплекс); 2—6 — чингасанская серия: 2 — карьерная, 3—5 — чивидинская свиты: 3 — терригенные флишoidные отложения, 4 — диамиктиты тиллитоподобные, вулканиты, 5 — существенно вулканогенные породы, 6 — захребетнинский комплекс субщелочных долеритов и щелочных габброидов (а) и нефелиновых сиенитов (б); 7 — отложения венда—раннего палеозоя; 8 — долериты трапповой формации; 9 — зоны тектонических нарушений; 10 — граница несогласного залегания отложений; 11 — участки детальных наблюдений (см. рис. 4); 12 — место отбора палеонтологических проб из чингасанской серии.

ПРОДУКТЫ ВУЛКАНИЗМА В СОСТАВЕ ТИЛЛИТОПОДОБНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЧИНГАСАНСКОЙ СЕРИИ

С целью обоснования синхронности терригенного, в том числе и грубообломочного, осадконакопления и проявлений вулканизма нами изучены осадочные и вулканогенные породы чивидинской свиты в обнажениях по р. Вороговка, а также в бассейне ее левого притока р. Захребетная (см. рис. 2).

В 2.2 км ниже устья р. Лиственная, на правом берегу р. Вороговка, расположено обнажение грубообломочных тиллитоподобных пород — диамиктитов (рис. 4, А). При микроскопическом изучении в матриксе этих образований, имеющих отчетливый зеленый оттенок, установлена масса фрагментов вулканогенных пород самых различных очертаний от округлых неправильных — до рогульчатых. Они представлены базальтовыми порфиритами и измененным вулканическим стеклом, отдельными кристаллами и агрегатами лейст плагиоклаза. Встреченные обломки кварца и их удлиненные оскольчатые формы свидетельствуют об отсутствии значительной обработки и транспортировки терригенного материала. Цементирующая масса образована измененным весьма тонким агрегатом серицита, хлорита, кварца, плагиоклаза, эпидота, карбоната и железистых минералов. Следовательно, в матриксе данных пород присутствует вулканический (пирокластический) материал. Крупные (до 70 см) фрагменты сложены эффузивами и литовитрокластическими туфами, серыми доломитами, белыми кварцитами, темно-серыми до черных мраморами, туфопесчаниками и различными сланцами. В данном обнажении обособляются две

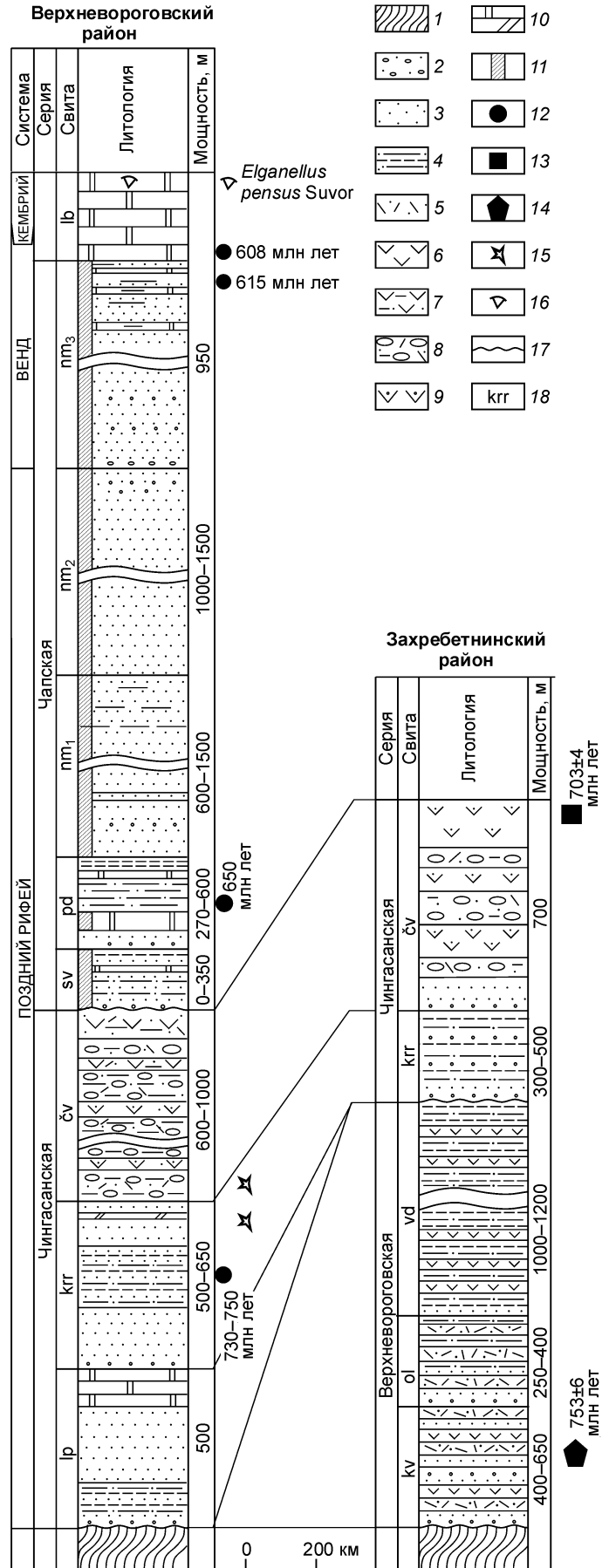
Рис. 3. Строение разрезов неопротерозойских отложений Тейско-Чапского прогиба (по [Семихатов, 1962; Миронов, Ножкин, 1978; Шенфиль, 1991; Геологическая..., 1998; Динер, 2000], с изменениями).

1 — метаморфические породы сухопитской серии; 2 — конгломераты; 3 — песчаники; 4 — глинистые сланцы и алевролиты; 5 — кислые вулканы; 6 — базальты и андезитобазальты; 7 — туфы среднего и основного составов и туфопесчаники; 8 — диамиктиты тиллитоподобные с туфовым матриксом; 9 — трахибазальты и трахиандезиты; 10 — доломиты и мергели; 11 — пестрокрашенные породы; 12—14 — определения абсолютного возраста (поянения в тексте): 12 — К-Аг метод по глаукониту, 13 — Аг-Аг метод по минералам, 14 — U-Pb метод по циркону; 15, 16 — местонахождения органических остатков: 15 — микрофосилий, 16 — трилобитов; 17 — границы стратиграфических несогласий; 18 — индексы свит: lp — лопатинская, kgr — карьерная, чv — чивидинская, sv — суворовская, pd — подъемская, nm — немчанская: (пачки 1—3), lb — лебяжинская, kv — ковригинская, ol — оленинская, vd — водораздельнинская.

пачки, в верхних частях которых отмечается уменьшение размерности кластики и увеличение карбонатности матрикса (см. рис. 4, А).

В 1.7 км ниже по течению, в правом борту р. Вороговка, в непрерывном коренном обнажении наблюдается смена по разрезу серых, темно-серых грубообломочных тиллитоподобных пород туфопесчаниками и грубыми зеленовато-серыми кристаллолитролитокластическими туфами, а далее сортированными серыми среднезернистыми песчаниками (см. рис. 4, Б). В тиллитоподобных отложениях и в песчаниках отмечены слои зеленовато-серых туфопесчаников. Микроскопическое изучение туфопесчаников и матрикса „тиллитов“ показало, что в обломочной части также содержится пирокластический материал: таблитчатые и оскольчатые формы плагиоклаза, фрагменты измененного стекла, раскристаллизованных эффузивов самых различных очертаний.

В бассейне руч. Листвяжный (правый приток р. Вороговка), в его правом борту, в 3—4.5 км от устья, среди тиллитоподобных образований чивидинской свиты наблюдаются выходы вулканогенных пород (туфы и эффузивы), образующих полосу шириной до 600 м (см. рис. 4, В). Эффузивные породы обнажаются в центральной части этой полосы, в ядре антиклинальной складки, и представлены базальтовыми порфиридами и трахибазальтами, часто миндалекаменными, реже трахиандезитобазальтами и трахиандезитами, а также мелкозернистыми порфировидными разностями типа трахидолеритов (таблица). Палеопотоки лавы достаточно четко



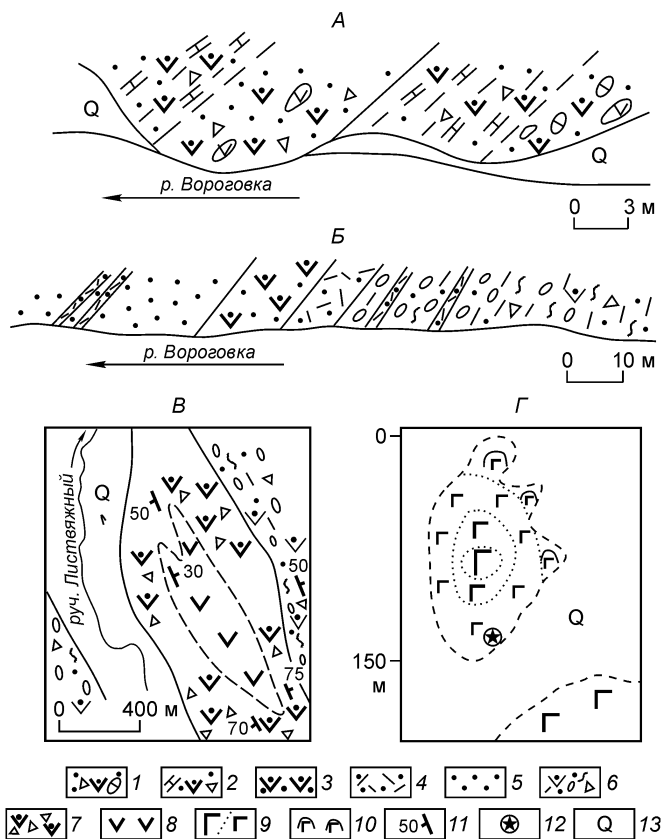


Рис. 4. Фрагменты строения разреза чивдинской свиты (А, Б, В) и тела трахидолеритов захребетнинского комплекса (Г). Местоположение см. на рис. 2.

1, 2 — диамиктиты: 1 — грубообломочные с туфовым матриксом, 2 — средне- и мелкообломочные с туфогенно-карбонатным матриксом; 3 — туфы; 4 — туфопесчаники; 5 — песчаники; 6 — диамиктиты тиллитоподобные, детально не дифференцированные; 7, 8 — вулканогенные породы: 7 — туфобрекчии, 8 — эффузивы; 9, 10 — трахидолериты: 9 — различной степени раскристаллизации, 10 — с шаровой отдельностью; 11 — элементы залегания горизонтов вулканогенно-осадочных пород; 12 — место отбора пробы на абсолютный возраст; 13 — четвертичные отложения.

диагностируются по резким границам с горизонтами туфов, брекчированности в основании и увеличению степени раскристаллизации к центральной части. Туфы представлены кристаллолитокластическими, витрокристаллолитокластическими разностями с обломками различной размерности. Кристаллокласты полевого шпата имеют таблитчатую, угловатую форму, часто с зазубренными краями. Контуры литокластов самых различных очертаний, нередко имеют бухтообразные заливы. Витрокласты имеют типичную рогульчатую, черепковидную и изогнутую форму. Цементирующая масса сложена серицит-хлоритовым агрегатом с примесью гематита, кальцита и лейкоксена.

Цементирующая масса сложена серицит-хлоритовым агрегатом с примесью гематита, кальцита и лейкоксена.

Слабая обнаженность не позволяет достаточно детально расшифровать структуру данного участка даже с учетом съемочных работ [Динер, 2000]. Однако совершенно очевидна тесная связь тиллитоподобных пород с продуктами вулканизма. Матрикс в них имеет зеленоватый оттенок, содержит вулканогенную примесь, а по составу литокластики идентичен вулканогенным разностям, описанным выше в чивдинской свите в береговых обнажениях по р. Вороговка. Среди тиллитоподобных отложений и трахиба-

Химический состав (мас.%) вулканогенных пород базальт-трахибазальтовой ассоциации чингасанской серии

Компонент	Захребетнинский участок							Вороговский участок						
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
	В-4-5	Т-142	Т-145	В-4-4	Т-147	Т-149	Т-132	Т-166	Т-193	3321	Т-200	Т-185	3320	Т-93
SiO ₂	47.28	46.80	47.40	48.80	46.88	50.00	55.72	46.84	45.24	47.51	48.32	48.06	48.59	56.94
TiO ₂	1.86	3.25	3.10	2.18	2.22	2.01	0.95	2.62	3.37	3.80	3.45	3.65	2.13	1.23
Al ₂ O ₃	15.22	16.32	15.03	18.59	15.88	18.50	17.81	19.24	16.27	16.45	16.49	17.67	12.73	19.02
Fe ₂ O ₃ *	14.76	2.92	4.82	10.62	3.09	3.25	3.82	4.83	7.32	3.60	5.13	14.60	7.91	2.65
FeO	—	11.74	9.76	—	9.75	5.89	5.03	5.64	7.02	9.70	8.54	—	3.21	5.18
MnO	0.29	0.21	0.20	0.22	0.18	0.16	0.10	0.08	0.17	0.18	0.15	0.17	0.13	0.05
MgO	6.03	5.00	4.50	3.60	6.95	3.06	2.32	5.43	4.07	3.70	3.64	4.58	5.26	4.92
CaO	10.81	5.14	8.49	9.22	6.49	5.13	1.50	6.73	6.84	6.90	3.54	3.42	4.50	0.83
Na ₂ O	1.83	2.50	2.95	2.83	3.60	3.62	5.00	1.90	1.75	2.80	4.20	2.20	3.10	4.50
K ₂ O	1.0	1.30	0.80	2.36	0.85	4.42	2.80	1.70	1.45	0.90	1.95	1.60	4.20	0.60
P ₂ O ₅	0.24	0.41	0.42	0.43	0.37	0.10	0.20	0.27	0.36	0.35	0.43	0.31	0.06	0.26
П.п.п.	0.34	2.50	2.30	1.13	3.66	3.36	4.28	4.72	5.74	4.00	4.16	3.71	7.47	3.72
Сумма	99.66	98.09	99.77	99.98	99.92	99.50	99.53	100.00	99.60	99.89	100.00	99.97	99.29	99.90

Примечание. 1 — долерит; 2, 3 — пироксен-плаггиоклазовые порфириды; 4 — трахидолерит; 5, 6 — трахибазальты; 7 — трахиандезит; 8, 9 — пироксен-плаггиоклазовые порфириды; 10—13 — трахибазальты; 14 — трахиандезит. Fe₂O₃* — железо общее в виде Fe₂O₃ для двух проб. Силикатные анализы выполнены в лабораториях ОИГТМ СО РАН химическим и рентгенофлуоресцентным (пробы 1, 4) методами.

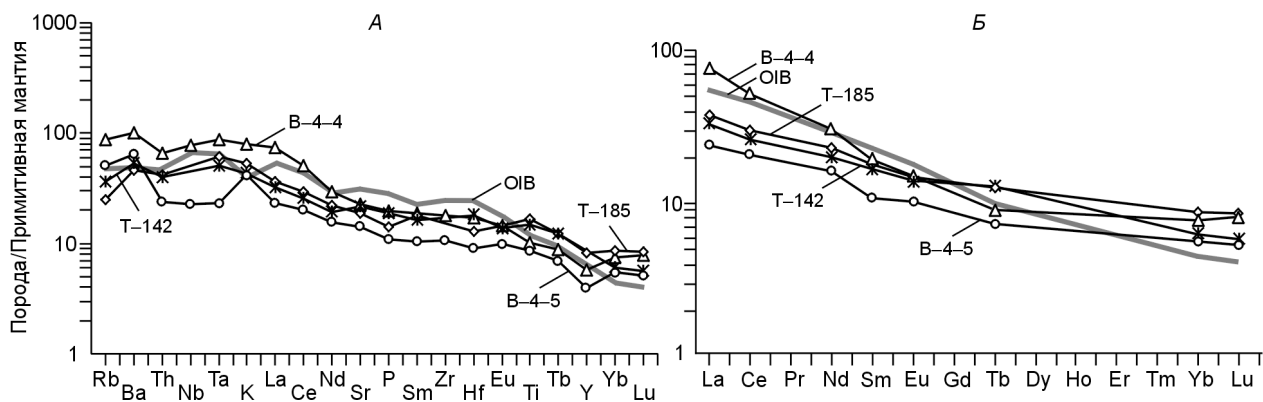


Рис. 5. Распределение в пробах базитов несовместимых (А) и редкоземельных (Б) элементов, нормированных к составу примитивной мантии (PM) [Sun, McDonough, 1989].

T-142 — субщелочной базальт, T-185 — трахибазальт, B-4-5 — долерит, B-4-4 — трахидолерит.

зальтов отмечаются дайки и силлы субщелочных долеритов, субщелочных габбро-долеритов и трахидолеритов [Мионов, Ножкин, 1978; Динер, 2000; и др.]. По простиранию в юго-восточном направлении вулканы выклиниваются. Важным является то, что здесь можно наблюдать постепенные переходы от ритмично-слоистых голубовато-серых песчаников с прослоями темно-серых алевролитов и глинистых сланцев, характерных для чивидинской свиты, к пепельно-серым туфопесчаникам и туфосланцам, а затем к галечным туфосланцам и вулканогенно-обломочным тиллитоподобным породам [Мионов, Ножкин, 1972].

В Верхневороговской грабен-синклинали вулканогенно-осадочные образования чингасанской серии слагают наложенную Захребетнинскую мульду (см. рис. 1, 2). В результате наблюдений, проведенных на Захребетнинском участке по коренным обнажениям, керну скважин и горным выработкам, образования серии расчленены на три пачки: нижняя (300—500 м) — кварцитовидные песчаники, чередующиеся с прослоями темно-серых алевросланцев, в основании линзы гравелитов; средняя (600—700 м) — тиллитоподобные образования, туфы, туфопесчаники, реже базальты, трахибазальты, трахидолериты; основная часть разреза пачки (до 80 %) сложена крупнообломочными породами с туфогенным составом цементирующей массы, совершенно аналогичными диамиктитам р. Вороговка; верхняя (250—300 м) — лавы и туфы базальтовых, трахибазальтовых, трахиандезитовых порфиритов и щелочных трахитов (см. рис. 3) [Мионов, Ножкин, 1978; Динер, 2000]. По своему строению и вещественному составу нижняя пачка, с перерывом залегающая на толще черных хлоритоидных сланцев верхневороговской серии (см. рис. 1, 3), отвечает карьерной, а средняя и верхняя пачки — чивидинской свитам, выделенным и закартированным на соседних участках в бассейне верхнего течения р. Вороговка [Ножкин, Гавриленко, 1976; Мионов, Ножкин, 1978; Геологическая..., 1998; Динер, 2000].

Принадлежность вулканогенных пород Захребетнинского и Вороговского участков к единой базальт-трахибазальт-щелочнотрахитовой ассоциации и их тесная парагенетическая связь с тиллитоподобными и флишевыми отложениями чивидинской свиты была обоснована ранее [Мионов, Ножкин, 1972, 1978; Ножкин, Гавриленко, 1976; Динер, 2000]. На обоих участках распространены однотипные петрографические и петрохимические вулканогенные породы (см. таблицу), а также грубообломочные тиллитоподобные отложения с пирокластическим материалом в матриксе и слоями туфов и туфопесчаников. Продукты вулканизма характеризуются повышенным содержанием TiO_2 , достигающим 3.8 %, Na_2O , K_2O , P_2O_5 и редких (ЛРЗЭ, Th, U, Ba, Sr, Zr, Hf и др.) элементов (см. таблицу, рис. 5, А), что характерно для внутриплитных щелочнобазальтоидных ассоциаций, в том числе континентальных рифтовых зон [Казьмин, 1987; Магматические..., 1987; Зоненшайн, Кузьмин, 1992]. Общие закономерности распределения несовместимых элементов в субщелочных базальтоидах Верхневороговского района идентичны базальтам океанических островов (см. рис. 5, А). Сходство их составов устанавливается и по спектрам редкоземельных элементов (см. рис. 5, Б), хотя верхневороговские трахибазальты более обогащены самыми тяжелыми лантаноидами (Yb и Lu). Это может быть обусловлено характеристиками источника расплавов, в частности, участием в плавлении граната [Киселев и др., 2006]. Внутриплитная природа пород трахибазальтовой ассоциации подтверждается также и положением их составов в поле OIB на диаграмме La/Yb—Th/Ta [Tomlinson, Condie, 2001].

ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Микрофоссилии обнаружены в трех пробах из карьерной и чивидинской свит чингасанской серии по р. Вороговка, в 10 км выше трапшового массива (см. рис. 2). В препаратах из матрикса рассланцованных тиллитоподобных отложений формы микрофоссилий немногочисленны. Относительно богатыми как по численности, так и по разнообразию таксонов являются пробы из тонкообломочных пород, относящихся к карьерной свите, и из песчаникового матрикса чивидинской свиты. В них присутствуют два основных типа остатков. Во-первых, сотни экземпляров октаэдрических форм, нередко образующих изометричные и цепочечные „сростки“. Отмечаются „сростки“ октаэдрических и округлых форм. Менее представительными выглядят относительно мелкие темные округлые и с выростами формы, сопоставляющиеся с микрофоссилиями неопротерозойских осадочных толщ южного обрамления Сибирской платформы. Ассоциация чингасанской серии представлена следующими видами: *Bailikania* sp., *Bavlinella* sp., *B. variabilis* (Moorm), *Centrum* sp., *Floris* cf. *vitimus* Stan. et Zhel., *Floris* sp., *Leiosphaeridia ternata* (Tim.), *Margominuscula rugosa* Naum., *Micrhystridium* sp., *Nucello-sphaera tuberculifera* (Fajz.), *Octoedryxium intrarium* Tim., *O. nef-telicum* (Rud.), *O. pritulai* (Rud.), *O. truncatum* Rud., *Paracrassosphaera* sp., *Proteus* sp., *Pterospermopsi-morpha salebrosa* (Pych.), *Retiforma laevis* Stan., *Rosella limbata* Stan., *Symplassosphaeridium* Tim., *Tchuja granosa* Stan., *Tchuja* sp.

Среди данных форм следует обратить внимание на микрофоссилии *Bailikania* sp., *Bavlinella* sp., *Centrum* sp., *Floris* cf. *vitimus* Stan. et Zhel., *Floris* sp., *Margominuscula rugosa* Naum., *Micrhystridium* sp., *Paracrassosphaera* sp., *Retiforma laevis* Stan., *Rosella limbata* Stan., *Tchuja granosa* Stan., *Tchuja* sp., которые широко распространены в дальнетайгинском и жуинском горизонтах позднего докембрия Байкало-Патомского нагорья и Прибайкалья [Станевич, Файзулина, 1992; Хоментовский и др., 1998]. Палеонтологическая специфика этих горизонтов отличается от более древних тем, что наряду с большим количеством таксонов, проходящих из лахандиния (несомненно, верхнего рифея), в них появляются микрофоссилии, широко распространенные в венде [Хоментовский и др., 1998]. Идентичная ситуация наблюдается и для Енисейского кряжа. Широко распространенные в чингасанской серии формы *Bailikania*, *Centrum*, *Floris*, *Micrhystridium*, *Paracrassosphaera*, *Retiforma*, *Tchuja* и др. также характеризуют вендские отложения Сибири, а форма *Pterospermopsimorpha* была описана из лахандинской серии позднего рифея Учуро-Майского района. Наиболее древняя находка акантоморфных акритарх рода *Skiagia* была известна из отложений формации Биттер Спрингс криогения Центральной Австралии [Wenlong, Walter, 1992]. Проведение более детальной корреляции указанных подразделений не удастся в силу ограниченности таксономического разнообразия микрофоссилий.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В центральной части Захребетнинской мульды (см. рис. 2) находятся субвулканические образования. Два небольших массива площадью около 1.5 и 3.5 км² представлены субщелочными и щелочными габброидами, связанными постепенными переходами через порфировидное микрогаббро и трахидолериты с вмещающими трахибазальтами. Центральная часть более крупного массива сложена нефелиновыми сиенитами, включающими маломощные дайки бостонитов и щелочных сиенит-порфиров. Более мелкие тела субщелочных и щелочных пород субвулканического облика представлены трахидолеритами и амфибол-пироксеновыми фойяитами. Породы одного из субвулканических тел, образованного порфировидными трахидолеритами и субщелочными долеритами, нами детально изучены. Они обнажаются в виде изолированной горки размером 150 × 70 м, в 2700 м по аз. 200° от слияния рек Прав. и Лев. Захребетная (см. рис. 4, Г). Центральная часть тела сложена порфировидными трахидолеритами с признаками эффузивного генезиса. Степень раскристаллизации трахидолеритов постепенно уменьшается к периферии, а в эндоконтактных зонах развиты тонкокristаллические афировые разности с шаровой отдельностью. Аналогичные разности вулканогенных пород нами встречены и среди микститовой части разреза чивидинской свиты (руч. Листвяжный), на что в свое время также обращали внимание А.Г. Миронов, А.Д. Ножкин [1972, 1978] и А.Э. Динер [2000]. Мономинеральные фракции биотита, пироксена и плагиоклаза из наиболее свежих трахидолеритов исследованы ⁴⁰Ar/³⁹Ar изотопным методом.

Трахидолериты и субщелочные долериты представлены массивными темно-серыми породами. Основная масса тонкокristаллическая, панидиоморфнозернистая с размером кристаллов 0.04—0.15 мм образована лейстами полисинтетически сдвойникового плагиоклаза, табличками титан-авгита, плеохроирующего в светло-розовых тонах, и отдельными пластинками оранжево-красного биотита. Акцессорные минералы: титаномагнетит, лейкоксен, рутил, апатит. Более крупные порфироидные выделения (размером до 1.4 × 0.8 мм) представлены таблитчатыми кристаллами титан-авгита, содержащими включения плагиоклаза и титаномагнетита, а также пластинками биотита с пойкилитовыми выделениями титанавгита и плагиоклаза. Породы местами изменены — плагиоклаз замещен альбитом, серицитом, клиноцоизитом, титан-авгит частично амфиболизирован.

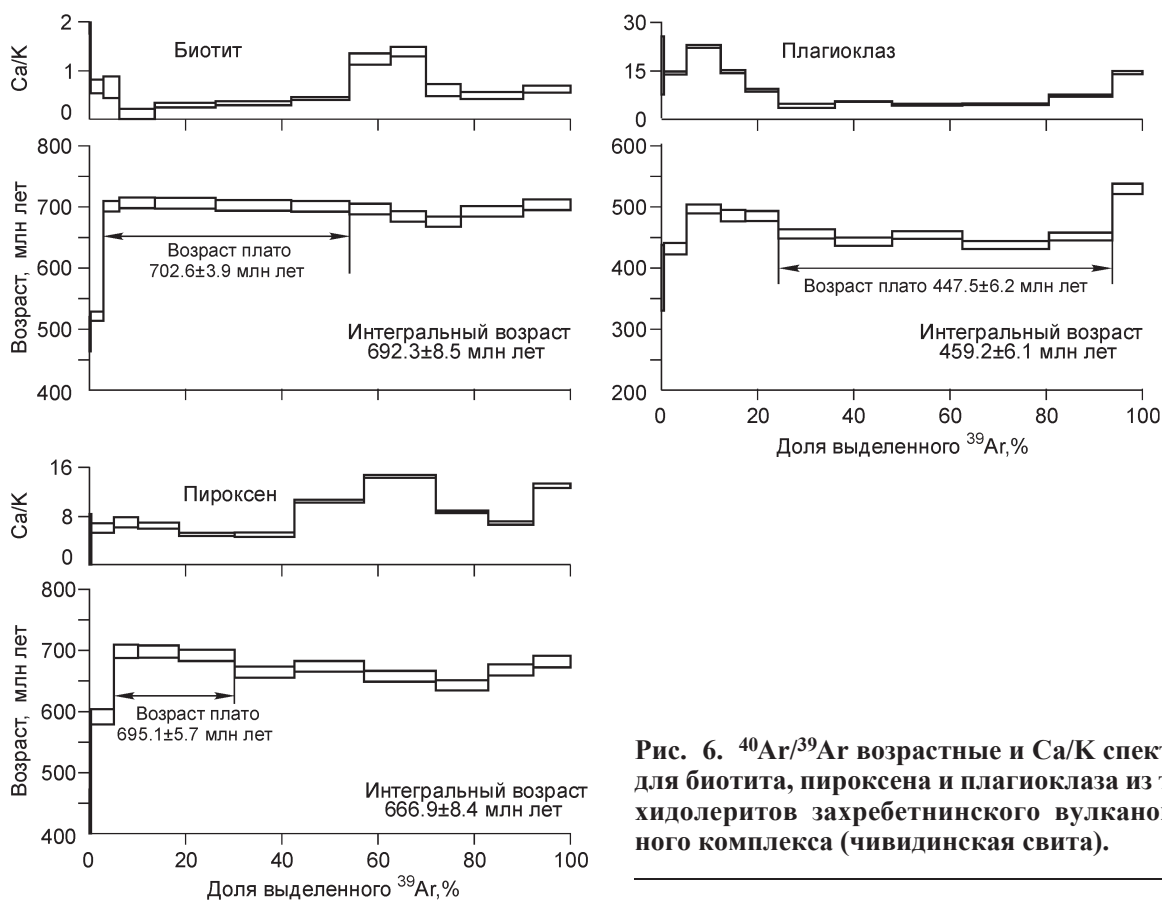


Рис. 6. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастные и Ca/K спектры для биотита, пироксена и плагиоклаза из трахидолеритов захребетнинского вулканогенного комплекса (чивидинская свита).

Изотопное $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ исследование минералов, выделенных из пробы трахидолеритов (см. таблицу, проба В-4-4), выполнено в Аналитическом центре ОИГГМ СО РАН, аналитики А.В. Травин и Д.С. Юдин. В возрастном спектре аргона оранжево-красного биотита (рис. 6) после двух низкотемпературных ступеней с пониженным возрастом выделяется плато из 5 ступеней, характеризующееся минимальными Ca/K и значением возраста 702.6 ± 3.9 млн лет. После плато наблюдается провал значений в низкую область, синхронный с повышением Ca/K в кальций-калиевом спектре. Логично предположить, что понижение возраста связано с примесью в минеральной фракции биотита плагиоклаза, K/Ar система которого, как будет показано далее, омоложена.

Минеральная фракция титан-авгита с отдельными включениями плагиоклаза, титаномагнетита, незначительной примесью амфибола отличается неоднородным спектром. Тем не менее для трех ступеней в низкотемпературной части спектра, характеризующихся относительно низким Ca/K = 5—7, выделяется промежуточное плато с возрастом 695.1 ± 5.7 млн лет (см. рис. 6). Пониженные значения в остальной части спектра могут быть связаны с влиянием примеси других минералов. Полученное по пироксену значение согласуется с возрастом, полученным по биотиту. На основе критерия пары, предложенного Л.Л. Шаниным с соавторами [1979], и совпадения возраста двух минералов с различной способностью терять радиогенный аргон [Hodges, 2003], можно сделать вывод о том, что формирование пород захребетнинского вулканогенного комплекса и чивидинской свиты чингасанской серии произошло 702.6 ± 3.9 млн лет назад.

В средней части возрастного спектра плагиоклаза, выделенного из этого же образца, наблюдается плато с возрастом 447.5 ± 6.2 млн лет, что значительно моложе значений по биотиту и титан-авгиту. Вероятно, K/Ar система плагиоклаза как менее устойчивая была переустановлена во время позднего наложенного ордовикского тектонотермального события. Это подтверждается и результатами исследования трех проб слабо измененных (серицитизированных) щелочных сиенитов захребетнинского вулканоплутонического комплекса, полученными K-Ar методом по существенно полевошпатовой породе и в целом имеющими значения 486, 478 и 475 млн лет [Ножкин, Трофимов, 1982]. Полученные даты, на наш взгляд, отражают эпизоды термального воздействия и сопряжены по времени с раннекаледонскими орогеническими процессами: с эпохой формирования ордовикских коллизионных гранитоидов в Енисейском кряже, Восточном Саяне [Верниковская и др., 2004б; Ножкин и др., 2005] в интервале от 510 до 460 млн лет, а также в Центральном-Азиатском складчатом поясе [Руднев и др., 2004].

Ранее аналогичное значение возраста (700 млн лет) было получено К-Аг методом по валовому составу пробы базальтовых порфиринов из Захребетнинского участка (определение Н.И. Полевой, лаборатория ВСЕГЕИ, г. С.-Петербург) [Домарев, Кочкин, 1967] и пробы туфопесчаников из чивидинской свиты в Большелебязенской впадине (определение Г.А. Казакова, лаборатория ИГГД РАН, г. С.-Петербург) [Постельников, 1973]. К сожалению эти данные, а также возраст трахибазальтов из чивидинской свиты в правом борту руч. Листвяжный (700 млн лет, определения Л.В. Фирсова, лаборатория ИГиГ СО АН СССР (г. Новосибирск), неопубликованные данные А.Д. Ножкина) не нашли отражения в последующих публикациях. Жильные тела субщелочных и щелочных пород захребетнинского вулканоплутонического комплекса прослеживаются вдоль зон Ишимбинского и Татарского разломов далеко на юг [Ножкин, 1972; Динер, 2000]. В бассейне р. Нойба (см. рис. 1) дайки трахидолеритов, щелочных и нефелиновых сиенит-порфинов прорывают метаморфические толщи тейской серии [Ножкин, Черепнин, 1966; Ножкин, 1972; Ножкин, Трофимов, 1982; Динер, 2000]. Изотопный возраст даек щелочных сиенит-порфинов и трахидолеритов (бассейн р. Нойба), определенный К-Аг методом в лаборатории СибГЕОХИ СО РАН (г. Иркутск), составляет соответственно 690 ± 19 и 692 ± 12 млн лет [Динер, 2000], что совпадает с данными, полученными нами $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом по минералам вулканогенных субщелочных пород Захребетнинского участка. Учитывая сходную геолого-структурную позицию, одинаковый петрографический и петрогеохимический состав породных ассоциаций, а также их фаціальную принадлежность, близость возрастных дат, полученных по существу разными методами, нельзя считать случайной. Вполне очевидно, что ранее полученные возрасты для этих пород К-Аг методом следует учитывать при корреляции породных ассоциаций.

Важным представляется оценка нижней и верхней возрастных границ формирования отложений чингасанской серии. В 60—80 км к юго-востоку от Верхневороговской структуры, в пределах этой же зоны Татарского разлома, находится Уволжский грабен (см. рис. 1), выполненный отложениями чингасанской и чапской серий позднего докембрия [Ножкин, Гавриленко, 1976]. В его юго-западной части (верховья р. Увола и между устьями руч. Бол. Итуй и руч. Большой) пестроцветные конгломераты и песчаники лопатинской свиты залегают на гнейсогранитах Тейского массива (данные по керну скважин и горным выработкам). Грубообломочные породы базальной пачки лопатинской свиты здесь резко обогащены продуктами разрушения нижележащих гранитоидов. В отдельных разрезах можно наблюдать переходы от конгломератов и гравелитов, насыщенных обломками кварца, полевых шпатов, чешуйками слюды, к дресвяникам, структурному элювию и сравнительно свежим гранитоидам [Ножкин и др., 1983]. Как уже отмечалось, U-Pb возраст цирконов, выделенных из этих гранитоидов, равен 866 млн лет [Ножкин и др., 1999; Верниковская и др., 2004б]. Выше залегают отложения карьерной, чивидинской и подъемской свит. Песчаники карьерной и подъемской свит Уволжского грабена содержат глауконит, по которому определялся К-Аг возраст. Глаукониты из песчаников карьерной свиты на р. Тея у фактории Курепа дают возрастной интервал от 730 до 750 млн лет [Ножкин, Гавриленко, 1976; Шенфильд, 1991]. Для выше лежащих отложений чапской серии позднего докембрия установлены заметно меньшие значения возраста. Для пород стратотипического разреза подъемской свиты (р. Тея, устье руч. Подъем) по глаукониту определен абсолютный возраст 650 млн лет [Советов, Бутаков, 1970; Хоментовский и др., 1972].

Более определенно о временном интервале накопления отложений чингасанской серии можно судить на основе анализа разреза в Верхневороговской грабен-синклинали. Здесь на Захребетнинском участке (см. рис. 2, 3) чингасанская серия залегают на верхневороговской серии вулканогенно-осадочных образований [Миронов, Ножкин, 1978] с U-Pb возрастом циркона из кварцевых риолит-порфинов нижней — ковригинской свиты 753 ± 6 млн лет [Ножкин и др., 2006]. Субщелочные базальтоиды чивидинской свиты чингасанской серии, как выше показано, имеет возраст около 700 млн лет. С учетом соотношения мощностей обеих серий (см. рис. 3) временной интервал накопления чингасанской серии составляет, видимо, не более 30 млн лет.

О РИФТОГЕННОЙ ПРИРОДЕ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ЧИНГАСАНСКОЙ СЕРИИ

Отложения Тейско-Чапского прогиба с перерывом и резким угловым несогласием перекрывают дислоцированные и в различной степени метаморфизованные толщи тейской и сухопитской серий, а также гранитоиды Тейского массива. В позднем неопротерозое Тейско-Чапский прогиб был выполнен мощной ритмично построенной трансгрессивной серией. Каждый последующий ритм этой серии имеет более широкое распространение и обычно залегают с конгломератами в основании на метаморфизованных породах фундамента [Постельников, 1973; Ножкин, Гавриленко, 1976].

В современной структуре Тейско-Чапский прогиб расчленен на ряд продольных грабенов, между которыми на поверхность выведены породы фундамента. С северо-востока он ограничен Анкиновской зоной разломов, а на юго-западе — Ишимбинской и Татарской зонами разломов (см. рис. 1). Структуры Верхневороговского района с образованиями чингасанской серии находятся в области сочленения Ишимбинской и Татарской зон разломов. Именно здесь располагается Верхневороговская грабен-син-

клиналь с ковригинским риолит-базальтовым комплексом в составе верхневороговской серии (см. рис. 3), перекрывающая ее мульда с тиллитоподобными и вулканогенными образованиями трахибазальт-щелочнотрахитового состава чингасанской серии, а также ряд других сопряженных с этой структурой мелких приразломных грабен с вулканидами аналогичного состава. Здесь же расположен грабен, выполненный палеозойскими отложениями и венчающийся мощной пластовой интрузией долеритов, принадлежащей к формации сибирских траппов [Подгорная и др., 1967] (см. рис. 1, 2). Этот разрез сохранился от эрозии благодаря тому, что он находится в опущенном блоке.

Юго-восточнее, на продолжении Татарской зоны разломов, находится Уволжский грабен, выполненный также отложениями чингасанской серии, нижние части которой характеризуются пестроцветностью, грубообломочным составом и чрезвычайно резкой фациальной изменчивостью. Мощность грубообломочных пород изменяется от 150—200 до 700 м (данные по многочисленным скважинам, пройденным с целью оценки ураноносности структуры) [Ножкин, Гавриленко, 1976; Ножкин и др., 1983]. Отложения грабена пересечены дайками щелочных пикритов чапинского комплекса, а также более поздними различными метасоматитами, в том числе березитами, с редкоземельно-торий-урановой и золото-урановой минерализацией с U-Th-Pb возрастом торита и урановой смолки в 555 ± 25 млн лет [Волобуев и др., 1966; Ножкин и др., 1971; Ножкин, 1974]. Более широко ассоциация щелочно-ультраосновных пород чапинского комплекса распространена в правобережье р. Чапа (бассейны рек Чингасан, Бол. и Мал. Алманакан), в 20—40 км юго-восточнее Верхневороговской структуры, в пределах зоны Ишимбинского разлома. Здесь она представлена породами разных фаций (от даек и трубок взрыва до покровных излияний), размещенными среди отложений суворовской свиты чапской серии. Возраст щелочных пикритов, определенный K-Ar методом (лаборатория СибГЕОХИ СО РАН), составляет 668—670 млн лет (по истониту и валовым пробам) [Динер и др., 2000].

Приразломное положение грабен и грабен-синклиналей, грубообломочный состав литологических комплексов и весьма невыдержанные их мощности, состав бимодального (риолит-базальтового, верхневороговская серия) и субщелочного базальтоидного и щелочного (чингасанская серия) вулканизма свидетельствуют о проявлении активного рифтогенеза в зоне сопряжения Татарской и Ишимбинской зон разломов. Развитие рифтогенеза неразрывно связано с процессами внутриплитного магматизма, обусловленными активизацией верхней мантии, разогревом и частичным плавлением, подъемом мантийных диапиров и отделением расплавов [Грачев, 1987; Ярмолюк, Коваленко, 1991; Добрецов и др., 2001]. Наиболее характерной чертой вулканических ассоциаций рифтовых зон является образование бимодальных и дифференцированных субщелочных и щелочных серий. В ходе эволюции в чингасанскую эпоху рифтогенного магматизма Верхневороговского района произошла закономерная смена раннезахребетнинского субщелочнобазальтоидного магматизма (лейкобазальты—субщелочные оливиновые базальты—трахибазальты—реже трахиандезиты) [Миронов, Ножкин, 1978] позднезахребетнинским щелочно-базитовым и щелочным (трахибазальты—щелочные базальты—трахиты—щелочные трахиты—нефелиновые сиениты) [Динер, 2000].

Причины рифтогенеза требуют специального исследования и здесь не рассматриваются. Можно лишь отметить, что данное событие по времени сопряжено с одной из стадий предполагаемого раскола суперконтинента Родиния и отделения Лаврентии от Сибири [Ярмолюк и др., 2006]. Это предположение нам кажется вполне логичным, так как формирование магматических комплексов, подобных отмеченным на Енисейском кряже на рубежах около 750, 700, 670—630 млн лет, в позднем неопротерозое происходило широко в пределах южной окраины Сибирского кратона (Присяянье, Прибайкалье, Алданский щит) [Ярмолюк, Коваленко, 2001; Гладкочуб и др., 2007; и др.]. По современным представлениям эти комплексы могут отражать распад Родинии, который, вероятно, играл ведущую роль в формировании и эволюции Палеоазиатского океана [Dobretsov et al., 2003; Ярмолюк и др., 2006].

ВЫВОДЫ

1. Проявление трахибазальт-щелочнотрахитового вулканизма осуществлялось синхронно с накоплением грубообломочных тиллитоподобных отложений чивидинской свиты чингасанской серии Енисейского кряжа.

2. Результаты ^{40}Ar - ^{39}Ar изотопно-геохронологических исследований минералов субщелочных базальтоидов трахибазальт-щелочнотрахитовой ассоциации свидетельствуют о возрасте вулканогенных и осадочных пород чивидинской свиты около 700 млн лет.

3. Длительность накопления осадков чингасанской серии, судя по оценкам абсолютного возраста подстилающих пород верхневороговской серии и субщелочных базальтоидов чивидинской свиты, вероятно, не более 30 млн лет.

4. На основании находок микрофоссилий в отложениях карьерной и чивидинской свит чингасанская серия параллелизуется с уровнем дальнетайгинского и жуинского горизонтов неопротерозоя Байкало-Патомского нагорья.

5. Приразломное положение грабенов и грабен-синклиналей, грубообломочный состав, резкие фациальные изменения литологических комплексов и весьма невыдержанные их мощности, а также трахибазальт-щелочнотрахитовый вулканизм свидетельствуют о проявлении активного рифтогенеза в области сопряжения Татарской и Ишимбинской зон разломов в период формирования вулканогенно-осадочных образований чингасанской серии.

Авторы благодарят В.В. Хоментовского и О.М. Туркину за конструктивные замечания по рукописи, а также рецензентов А.Б. Кузьмичева и Ю.К. Советова за обсуждение материалов и рецензии.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 04-05-64301, 05-05-64229, 05-05-64438); СО РАН, ИП № 6.6 „Докембрийские осадочные последовательности Урала и Сибири“ и 7.10.1 „Раскрытие и ранние стадии эволюции Палеоазиатского океана“.

ЛИТЕРАТУРА

Бутаков Е.П., Карпинский Р.Б., Усталов В.В. Венд Тейско-Чапского района (Енисейский кряж) // Геология и геофизика, 1975 (8), с. 67—77.

Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Даценко В.М., Сальникова Е.Б., Яснев А.М., Ковач В.П., Котов А.Б., Травин А.В. О проявлении раннепалеозойского магматизма в Южно-Енисейском кряже // Докл. РАН, 2004а, т. 397, № 3, с. 374—379.

Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Вингейт М.Т.Д., Попов Н.В., Яснев А.М. Древнейшие гранитоиды Заангарья Енисейского кряжа: U-Th-Pb данные по цирконам // Докл. РАН, 2004б, т. 397, № 2, с. 225—230.

Волобуев М.И., Зыков С.И., Ступникова Н.И., Мусатов Д.И., Стрижов В.Н. Материалы по абсолютному возрасту магматических комплексов и полиметаллических рудопроявлений Саяно-Алтайской складчатой области и Енисейского кряжа // Абсолютное датирование тектономагматических этапов и оруденения по данным 1964 г. (Труды XIII сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций ОНЗ АН СССР). М., Наука, 1966, с. 296—311.

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

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Склярков 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 „тилитов“ северной части Енисейского кряжа // Изв. АН СССР, Сер. геол., 1958, № 7, с. 17—24.

Грачев А.Ф. Рифтовые зоны Земли. М., Недра, 1987, 285 с.

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

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

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал „Гео“, 2001, 406 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.

Казьмин В.Г. Рифтовые структуры Восточной Африки — раскол континента и зарождение океана. М., Наука, 1987, 205 с.

Кириченко Г.И. Стратиграфия докембрия западной окраины Сибирской платформы: Енисейский кряж, Туруханское поднятие, северные предгорья Восточного Саяна // Труды Межвед. совещ. по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири, 1956 г.: Докл. по стратиграфии докембрийских отложений. М.; Л., Изд-во АН СССР, 1958, с. 83—92.

Киселев А.И., Ярмолюк В.В., Егоров К.Н., Чернышов Р.А., Никифоров А.В. Среднепалеозойский базитовый магматизм северо-западной части Вилуйского рифта: состав, источники, геодинамика // Петрология, 2006, т. 14, № 6, с. 626—648.

Кочкин Г.Б. К стратиграфии докембрийских осадочно-вулканогенных отложений Енисейского кряжа // Сов. геология, 1966, № 3, с. 46—57.

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

Лунгерсгаузен Г.Ф. Периодические изменения климата Земли. // Сов. геология, 1957, вып. 59, с. 88—115.

Магматические горные породы. Эволюция магматизма в истории Земли. М., Наука, 1987, 438 с.

Миронов А.Г., Ножкин А.Д. Новые данные о верхнерифейском вулканизме северной части Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 1972 (3), с. 133—138.

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: Изв. 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. Послепротерозойские эпохи тектономагматической активизации в Енисейском кряже и особенности их металлогении // Геология и геофизика, 1974 (12), с. 24—31.

Ножкин А.Д. Петрогеохимическая типизация докембрийских комплексов юга Сибири: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 1997, 98 с.

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 Средневогровского массива // Геология месторождений цветных металлов складчатого обрамления Сибирской платформы. Новосибирск, Наука, 1982, с. 61—69.

Ножкин А.Д., Гавриленко В.А., Миронов А.Г. Гидротермальные изменения и золотоносность грубообломочных отложений лопатинской свиты юго-восточной части Уволжского грабена (Енисейский кряж) // Геология и геофизика, 1971 (7), с. 24—33.

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

Ножкин А.Д., Баянова Т.Б., Туркина О.М., Травин А.В., Дмитриева Н.В. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм и метаморфизм в Дербинском микроконтиненте Восточного Саяна: новые изотопно-геохронологические данные // Докл. РАН, 2005, т. 404, № 2, с. 241—246.

Ножкин А.Д., Постников А.А., Ларионов А.Н., Бережная Н.Г., Травин А.В. Состав и изотопный возраст неопротерозойских вулканогенно-осадочных комплексов рифтогенных прогибов Енисейского кряжа // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма (Материалы III российской конференции по изотопной геохронологии). М., ГЕОС, 2006, с. 76—81.

Подгорная Н.С., Гурьев А.Г. О некоторых особенностях толщи конгломератобрекчий, развитых по р. Вороговке, на севере Енисейского кряжа // Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1960, № 40, с. 17—38.

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.

Постельников Е.С. Геосинклинальное развитие Енисейского кряжа в позднем докембрии. М., Наука, 1980, 70 с.

Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А., Крук Н.Н., Бабин Г.А., Борисов С.Н. Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Алтае-Саянской складчатой области (латерально-временная зональность, источники) // Докл. РАН, 2004, т. 396, № 3, с. 369—373.

Семихатов М.А. Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. М., Изд-во АН СССР, 1962, 242 с.

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

Советов Ю.К., Бутаков Е.П. К вопросу об аналогах тасеевской серии на северо-востоке Енисейского кряжа // Материалы по геологии, геофизике, полезным ископаемым Сибири. Новосибирск, 1970, с. 23—26.

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.

Станевич А.М., Файзулина З.Х. Микрофоссилии в стратиграфии позднего докембрия Байкало-Патомской горной области. М., Недра, 1992, 158 с.

Хаин В.Е., Волобуев М.И., Воробьев И.В., Ицков А.И., Синельников Д.В. Основные этапы тектонического развития Енисейского кряжа в докембрии и раннем палеозое // Вестн. МГУ, Сер.геол., 1967, № 5, с. 70—93.

Хоментовский В.В. Байкалий — принципиальный этап развития Сибири // Геология и гехронология докембрия Сибирской плаформы и ее складчатого обрамления. Л., Наука, 1990, с. 222—227.

Хоментовский В.В. Событийная основа стратиграфической шкалы неопротерозоя Сибири и Китая // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (8), с. 43—56.

Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якшин М.С., Бутаков Е.П. Опорные разрезы отложений верхнего докембрия Сибирской платформы. М., Наука, 1972, 356 с.

Хоментовский В.В., Постников А.А., Файзуллин М.Ш. Байкалий стратотипической местности // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (11), с. 1505—1517.

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

Шанин Л.Л., Волков В.Н., Лицарев М.А., Аракелянц М.М., Гольцман Ю.В., Иваненко В.В., Баирова И.Д. Критерии надежности методов радиологического датирования. М., Наука, 1979, 208 с.

Шенфиль В.Ю. Поздний докембрий Сибирской платформы. Новосибирск, Наука, 1991, 185 с.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. М., Наука, 1991, 236 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., Ковач В.П., Рыцк Е.Ю., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Ранние стадии формирования Палеоазиатского океана: результаты геохронологических, изотопных и геохимических исследований позднерифейских и венд-кембрийских комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. РАН, 2006, т. 410, № 5, с. 657—662.

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.

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

Sovetov J.K. Sedimentologic sequences in Late Riphean aulacogenes at south-western margin of the Siberian platform related to sea-floor spreading // Report no. 4 on the JGGP Projekt 283: Geodynamic evolution of Paleoasian ocean. Novosibirsk, UIGGM SB RAS, 1993, p. 164—167.

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

Tomlinson K.Y., Condie K.C. Archean mantle plumes: evidence from greenstone belt geochemistry // Mantle plumes: their identification through time. Spec. Paper. 352. Colorado, 2001, p. 341—358.

Wenlong Z., Walter M.R. Late Proterozoic and Cambrian microfossils and biostratigraphy of Amadeus Basin, central Australia. Brisbane, Association of Australian Paleontologists, 1992, 132 p.

*Рекомендована к печати 12 апреля 2007 г.
В.А. Верниковским*

*Поступила в редакцию 10 июля 2006 г.,
после доработки — 7 марта 2007 г.*