РАННЕНЕОПРОТЕРОЗОЙСКАЯ МЕТАПИКРИТ-БАЗАЛЬТОВАЯ АССОЦИАЦИЯ ПРИАНГАРСКОЙ ЧАСТИ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА: ГЕОХИМИЯ, ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ И Рb—Zn МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

© 2021 г. А. Д. Ножкин^{*a*, *</sub>, П. С. Козлов^{*b*, **}, И. И. Лиханов^{*a*, ***}, С.В. Зиновьев^{*a*, ****}, А. А. Крылов^{*a*, *****}}

^аИнститут геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, просп. Акад. Коптюга, 3, Новосибирск, 630090 Россия ^bИнститут геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого, УрО РАН, ул. Акад. Вонсовского, 15, Екатеринбург, 620016 Россия *e-mail: nozhkin@igm.nsc.ru **e-mail: kozlov@igg.uran.ru ***e-mail: likh@igm.nsc.ru ****e-mail: likh@igm.nsc.ru ****e-mail: krylov@igm.nsc.ru ****e-mail: krylov@igm.nsc.ru Поступила в редакцию 07.02.2020 г. После доработки 15.09.2020 г.

В приангарской части Енисейского кряжа установлен последовательный разрез метапикрит-базальтовой толщи и залегающих выше карбонатных пород горевской свиты. Данный разрез рассматривается в качестве единого вулканогенно-осадочного комплекса, сформированного на рубеже позднего мезопротерозоя – раннего неопротерозоя в рифтогенном окраинно-континентальном палеобассейне на юго-западе Сибирского кратона. Метапикрит-базальтовую толщу предлагается ввести в легенду стратиграфии широкинской серии западной части Енисейского кряжа под названием "нижнеречинская толща". В разрезе нижней части нижнеречинской толщи преобладают метаморфизованные пикробазальты и пикриты, в средней и верхней — базальты, рудовмещающие Pb-Zn минерализацию (Степановское рудопроявление). На границе с карбонатными отложениями горевской свиты наблюдается чередование вулканогенных пород, терригенно-карбонатных осадков и силлов метабазальтов. Петрохимический и редкоэлементный состав метавулканитов имеет общие близкие черты, что свидетельствует о парагенетическом единстве этой ассоциации высокомагнезиальных пород. Для них характерна повышенная титанистость и железистость, метабазальты и метагабброиды отличаются заметно повышенной щелочностью и содержанием Р₂О₅. По общей щелочности метабазальт-пикробазальты отклоняются от нормального петрохимического ряда в сторону субщелочного, что коррелирует с их повышенной титанистостью. Среди них встречаются более обогащенные щелочами, особенно калием, базиты, которые по составу отвечают трахибазальтам. Содержания несовместимых редких элементов отчетливо возрастают от пикритов к базальтам, достигая максимума в трахибазальтах, которые в 1.5–3 раза обогащены высокозарядными элементами по сравнению с базальтами. О генетическом единстве рассматриваемой ассоциации свидетельствуют данные о распределении РЗЭ, которые демонстрируют сходство спектров: $(La/Yb)_{\mu} = 6-7$ при Eu/Eu* = 0.9-1. Произошедший в позднем мезопротерозое-раннем неопротерозое рифтогенез земной коры Приангарья привел к раскрытию окраинно-континентального морского бассейна, в котором субсинхронно происходили базальт-пикритовый вулканизм и накопление терригенно-карбонатных, в том числе рудоносных (Pb-Zn) отложений горевской свиты, вмещающих Горевское Pb-Zn месторождение. Палеобассейн интерпретируется как реликтовый рифтогенной природы на западной окраине Сибирского ратона, а вулканогенно-осадочная нижнеречинская толща – как нижний потенциальный стратоуровень полиметаллического оруденения в Горевском рудном поле.

Ключевые слова: пикриты, базальты, петрогеохимия, горевская свита, рудоносность, рифтогенный окраинно-континентальный бассейн, Приангарье, Енисейский кряж

DOI: 10.31857/S001675252105006X

введение

Объектом исследования является контрастная по литолого-петрографическому составу мета-

пикрит-базальтовая с пиллоу-лавами толща района р. Нижняя (левый приток р. Енисей) и залегающие стратиграфически выше карбонатные породы горевской свиты неопротерозоя в междуречье Ангары—Тасеевой—Енисея—Бол. Сполошной (приангарская часть Енисейского кряжа). Рассматриваемый район вызывает практический и научный интерес, поскольку в его пределах в карбонатных породах эксплуатируется уникальное Горевское свинцово-цинковое стратиформное месторождение (Полиметаллическое..., 1976).

Цель настоящей статьи: показать строение разреза метапикрит-базальтовой толщи, ее взаимоотношение с карбонатными породами горевской свиты и положение в схеме стратиграфии докембрия Енисейского кряжа, установить геохимические особенности вулканитов и сделать выводы о времени и обстановках их формирования и проявлений Pb–Zn минерализации.

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

В строении Енисейского кряжа выделяются два крупных сегмента – Южно-Енисейский и Северо-Енисейский (Приангарско-Заангарский), разделённые субширотным Ангарским глубинным разломом. К югу от этого разлома расположены два структурных элемента – раннедокембрийский относительно стабильный Ангаро-Канский блок, образованный канским гранулитогнейсовым и енисейским сланцевогнейсовым комплексами и гранитоидами, и неопротерозойский островодужный Предивинский террейн (Ножкин и др., 2020; Лиханов и др., 2016). К северу от Ангарского разлома Енисейский кряж сложен палеопротерозойскими и мезо-неопротерозойскими породами, составляющими Восточный (приплатформенный) и Центральный кратонные блоки, и Исаковский (западный) террейн, представленный неопротерозойскими офиолитами и островодужными комплексами. Все тектонические блоки и террейны разделены региональными разломами преимущественно северо-западного простирания с субвертикальным падением. Региональные разломы часто сопровождаются оперяющими структурами более высокого порядка, вблизи которых происходит тектоническое скучивание мелких блоков с образованием синнадвиговых бластомилонитов. Последнее вызывает неоднородный по давлению метаморфизм, выраженный сочетанием фациальных серий низких и умеренных давлений (Коробейников и др., 2006; Likhanov et al., 2004).

Исследуемый район расположен в Приангарье, к северу от Ангарского разлома (рис. 1). В тектоническом плане это южная часть Ангаро-Тисского прогиба (синклинория) одного из структурных элементов западной части Центрального блока Енисейского кряжа. Ангаро-Тисский прогиб сложен неопротерозойскими осадочными и вулканогенно-осадочными комплексами тунгусикской, широкинской и орловской серий (Качевский, Зуев, 2005; Ножкин и др., 2013), залегающими на гнейсах, кристаллических сланцах и филлитах гаревской толщи, тейской и сухопитской серий палео- и мезопротерозоя. Гнейсовосланцевое кристаллическое основание Приангарья рассматривается как Нижнеангарский стабилизированный блок на северном продолжении Ангаро-Канского выступа Енисейского кряжа (Охапкин, 1980). Эти структуры разделяются Ангарским субширотным глубинным разломом. Он пересекается серией поздних дизъюнктивных нарушений системы Ишимбинско-Татарской региональной сдвиговой зоны, известной как Татарская зона смятия (Забродин, 1977) с широким развитием хлоритоид-кианитовых и гранат-кианитовых бластомилонитов. С запада Приангарский блок ограничен Приенисейской региональной сдвиговой зоной.

По данным глубинного геологического картирования среди дофанерозойских складчатых комплексов докембрия в геологическом строении территории Приангарья широкое участие принимают осадочно-метаморфические толщи сухопитской серии среднего рифея. Сложены они разнообразными кристаллическими сланцами, филлитами и кварцитами, коррелируемыми с терригенными толщами горбилокской, удерейской и погорюйской свит зангарской части кряжа. Стратиграфически выше этих образований несогласно залегает вулканогенная метапикритбазальтовая толша, являюшаяся объектом настоящих исслелований. Она картируется в ялре Степановской антиклинали в виде полосы (26 × 5 км) северо-восточного направления, вскрытой преимущественно в левобережной части р. Енисей. С породами сухопитской серии вулканогенная толща имеет преимущественно тектонические границы. В свою очередь метапикрит-базальтовая толща перекрывается неоднородно-метаморфизованной толщей углеродистых сланцев и карбонатных пород горевской свиты широкинской серии неопротерозоя (Легенда..., 2002). Рудоносную горевскую свиту охарактеризуем несколько подробнее.

Ранее в стратиграфических схемах, геологических отчетах и литературных источниках данные образования описывались как "усть-ангарские известняки", "токминская свита известняков", известняки "горевские" и "погромнинские", отличающиеся между собой степенью метаморфизма. Детально литолого-петрографический состав, петрохимия, реконструкция первичного состава и генетические типы карбонатных отложений горевской свиты охарактеризованы в ряде работ (Сараев, 1990, 1995; Стрижма, 1985 и др.).

Горевская свита подразделяется на три подсвиты: нижняя образована углеродистыми сланцами с аутигенным пиритом, известняками, доломитами, рудоносными (Pb, Zn) сидеритами и силицитами, известняками доломитовыми; средняя представлена известняками, известняками с карбонатными и кремнистыми конкрециями, до93°30'





Рис. 1. Схема геологического строения дофанерозойских образований междуречья Ангары-Енисея-Тасеевой (составлена по материалам глубинного геологического картирования 1 : 200000 Ангарской ГРЭ ПГО "Красноярсгеология"); на врезке – положение Енисейского кряжа (в увеличенном масштабе 2:1) в западной части Сибирского крятона, района работ и тектонических блоков: 1 – Восточный и 2 – Центральный Приангарско-Заангарского сегмента; 3 – Южно-Енисейский (Ангаро-Канский) сегмент, 4 – Исаковский и 5 – Предивинский островодужные террейны. 1 – гранитоиды глушихинского комплекса; 2-3 – ведугинский комплекс: дайки долеритов (2), диабазы с гранатом (3); 4 – неметаморфизованные осадочные образования верхнерифейского-вендского возраста. Неопротерозойские осадочнометаморфические образования зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций, верхний рифей: 5-7- широкинская серия, свита сухого хребта (sh) – метапесчаники, филлиты, кварциты (5), 6–7– горевская свита: известняки кристаллические, мраморизованные, доломиты, сидериты и силициты рудоносные (grv) (6), углеродистые сланцы с пиритом (grvs) (7); 8 – метапикробазальты и метабазальты с прослоями карбонатно-слюдисто-графитовых пород (нижнеречинская толща, pb); 9 – мезопротерозойские осадочно-метаморфические образования, нижний-средний рифей: сухопитская серия, нерасчлененная – филлиты, кварциты, слюдяные кристаллические сланцы с гранатом, ставролитом, андалузитом (sp); 10 – палеопротерозой – тейская серия, пенченгинская свита: мраморы, сланцы кристаллические (pn); 11–12 – высокометаморфизованные толщи амфиболитовой и гранулитовой фаций Ангаро-Канского выступа: 11 – архей-нижнепротерозойские гнейсы енисейской серии (еп), 12 – архейские гнейсы и чарнокиты кузеевской толщи (kz); 13 – изограды индекс-минералов метаморфизма низких и умеренных давлений: Вt-биотита, ранняя (Bt₁), поздняя (Bt₂); Amf-амфибола, Grt-граната, St-ставролита; 14 – локальное проявление кианит-хлоритоидных, кианитгранатовых бластомилонитов; 15 - геологические границы (а), разломы (б); 16 - Горевское свинцово-цинковое месторождение; 17- номера скважин глубинного бурения.

ломитами; верхняя подсвита сложена известняками, слюдистыми известняками, известковослюдистыми сланцами. Суммарная мощность свиты около 2000-2410 м. Генетические типы морских отложений известняковой (флишоидной) толщи представлены: 1) терригенными отложениями карбонатного и силикатного состава (карбонатные турбидиты, тиховодные пелагические отложения силикатного состава), оползневыми карбонатными отложениями; брекчиевыми (осыпными) отложениями; 2) хемогенными пелагическими карбонатными отложениями; 3) хемо-

ГЕОХИМИЯ том 66 Nº 5 2021

93°00′

генными осадками со значительной долей эксгаляционного (вулканогенного) материала. Карбонатные турбидиты преимущественно распространены в верхней подсвите, присутствие их в нижней подсвите в ассоциации с углеродсодержащими известняками и углеродистыми сланцами с содержаниями Сорг от 7.3 до 18.8% (Сараев, Тимошина. 2000) указывает на общий глубоковолный характер отложений горевской свиты (Сараев, 1990; Пономарев и др., 1991, 1991а). Литологические и структурные особенности осадочных отложений горевской свиты позволили реконструировать обстановку седиментации как проксимальную присклоновую (Хабаров, 1994; Кузнецов и др., 2019). Это подтверждается широким развитием карбонатных турбидитов, наличием оползневых брекчий и текстур осадочных деформаций (Сараев, 1990; Хабаров, 1994).

Нелавно получены Pb-Pb возрасты карбонатных пород горевской свиты широкинской серии 1020 ± 70 млн лет и далыктинской свиты тунгусикской серии 1020 ± 20 млн лет в Каменской структурно-формационной зоне, которые, по мнению авторов (Кузнецов и др., 2019), являются первыми прямыми датировками рифейских отложений Енисейского кряжа. На основе корреляции рифейских карбонатно-терригенных отложений Енисейского кряжа с отложениями гипостратотипа рифея других регионов Сибири изотопный возраст границы среднего рифея (мезопротерозоя) и верхнего рифея (неопротерозоя) определяется как 1030 млн лет (Кузнецов и др., 2019). На этом основании с учетом данных Sr-хемостратиграфии возраст известняков тунгусикской и широкинской серий определяется как верхнерифейский (Вишневская и др., 2012; Кузнецов и др., 2019).

На отложениях горевской свиты согласно залегает свита сухого хребта, сложенная филлитами, углеродистыми филлитами, хлоритоидными сланцами, кварцитопесчаниками и кварцитами (Легенда..., 2002), детально описанная в опорном разрезе к востоку от Горевского месторождения (Писарев, 1990).

Терригенно-карбонатные толщи мезо- и неопротерозоя (средний-поздний рифей) метаморфизованы и образуют приангарский полиметаморфический комплекс неопротерозойского возраста. Степень метаморфизма пород варьирует от уровня фации зеленых сланцев до эпидот-амфиболитовой фации андалузит-силлиманитовой фациальной серии низких давлений (Лиханов, Ревердатто, 2016). Калий-аргоновым датированием двух монофракций слюд из одного штуфа кристаллических гранат-двуслюдяных сланцев сухопитской серии (скважина 183) установлены этапы регионального метаморфизма с возрастом 805 ± 14 млн лет (биотит) и дислокационного метаморфизма около 608 ± 10 млн лет (мусковит). Результаты по датированию регионально-метаморфизованных метапелитов согласуются в пределах ошибок метода с Ar-Ar и U-Pb возрастами прорывающего их бимодального дайкового пояса (797-792 млн лет), представленного метагабброидами и гранитами (Likhanov, Santosh, 2017; Лиханов и др., 2013). Эти данные являются свидетельствами раннего этапа проявления неопротерозойского континентального рифтогенеза на западной окраине Сибирского кратона. Растяжение коры и ассоциирующий с ним бимодальный магматизм этой эпохи, связанной с проявлением плюмовой активности и распадом суперконтинента Родиния, установлены в других регионах мира, входящих в состав крупных магматических провинций (Ernst et al., 2008). Постгренвильские события коррелируются с аккреционно-коллизионными процессами вальгальской складчатости с пиками орогенеза 810–790 и 730–720 млн лет (Likhanov, Santosh, 2019).

Калий-аргоновый возраст монофракции биотита из апоглинистых слюдистых кристаллических известняков (р. Степановка, скв. 165) составил 622 ± 10 млн лет. Химическим U—Th—Pb методом *in situ* по монациту в гнейсах (р. Тасеева) выявлен пик вальгальского постгренвильского тектонического события с возрастом 722 ± 32 млн лет, отвечающего возрастам исаковского островодужно-офиолитового и борисихинского офиолитового комплексов на северо-западе кряжа (Козлов и др., 2020).

Наиболее древними магматическими образованиями являются геохронологически недатированные метапикриты и метабазальты с прослоями подушечных лав и карбонатных пород. Метаморфизм этих пород в раннем неопротерозое на рубеже около 800 млн лет отвечал условиям эпидот-амфиболитовой фации до низов амфиболитовой фации (Лиханов, Ревердатто, 2016). В раннем кембрии (523 млн лет тому назад) эти породы были повторно (после 622-608 млн лет) локально метаморфизованы. Об этом свидетельствуют данные Ar-Ar возраста биотита (523 ± 6 млн лет) из гранатбиотит-кварц-плагиоклазовых сланцев, чередующихся с мраморизованными известняками и метапикробазальтами в нижней части разреза (р. Нижняя) метапикрит-базальтовой толщи (рис. 2).

Интрузивные базиты представлены небольшими телами метабазальтов со слюдой и гранатом ("слюдяные диабазы, р. Ангара") (Кузнецов, 1988) мощностью до 20 м и дайками долеритов. Последние образуют два разноориентированных пояса роев даек: горевского северо-западного направления (раннего) и секущего его белокопытовского (усть-ангарского) северо-восточного направления (позднего). U–Pb возраст долеритов белокопытовского пояса, рвущих сухопитскую толщу, метапикрит-базальты и метакарбонаты горевской свиты по бадделеиту 626 ± 4 млн лет (Метёлкин, 2012). Гранитоидный магматизм в регионе представлен лейкогранитами глушихинского комплекса (стрелковский массив, устье р. Ангара) с U–Pb возрастом циркона 718 \pm 9 млн лет (Верниковская и др., 2003), ограничивает время накопления карбонатной толщи гораздо древнее, чем 730-750 млн лет.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗОВ ВУЛКАНОГЕННОЙ ТОЛЩИ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД

Типовой разрез метапикрит-базальтовой толщи обнажается в районе р. Нижняя и ниже ее устья, а



Рис. 2. Результаты ³⁹Ar/⁴⁰Ar датирования биотита из гранат-биотит-кварц-плагиоклазовых сланцев. Приведен интегральный возраст; стрелками показан возраст, рассчитанный по методу плато.

также на левом и правом берегах р. Енисей напротив Белокопытовских островов. Наиболее полное представление о составе и строении толщи дают выходы в коренных обнажениях на левом берегу р. Енисей ниже устья р. Нижняя (Докембрийские..., 1986; Корнев и др., 1998). Положение пикрит-базальтовой толщи под углеродистыми филлитами низов горевской свиты установлены глубоким бурением в районе верховьев р. Степановка.

Разрез толщи начинается в 300 м ниже устья р. Нижняя и продолжается вниз по Енисею на 1.5 км (рис. 3). В береговых обнажениях вскрываются дислоцированные, интенсивно кливажированные метаморфизованные породы базальтпикробазальт-пикритового состава, превращенные в амфиболиты, плагиоклаз-амфиболовые, тремолит-актинолитовые, серпентин-актинолитовые и хлорит-актинолитовые сланцы. В разрезе наблюдается преимущественно нижняя часть толщ с наиболее мафическим составом пород, подвергшихся метаморфизму от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фаций.

Обн. 161, 162. Скальные выходы альбит-хлорит-актинолитовых пород (Пл + Хл + Акт + Кв + + Руд)* пикробазальтового состава. Здесь и далее в тексте приняты следующие сокращения минералов: Акт-актинолит, Амф-амфибол, Би-биотит, Ил-ильменит, Ка-кальцит, Кв-кварц, Плплагиоклаз, Руд-рудный минерал, Серп-серпентин, Трем-тремолит, Хл-хлорит, Эп-эпидот. В качестве примеси отмечаются: тремолит, кумингтонит, эпидот, карбонат, биотит, ильменит, пирит. Породы массивные, реже сланцеватые, тонкозернистые, серовато-зеленого цвета, грубополосчатые: чередование меланократовых и более лейкократовых полос. В некоторых случаях видны пирокластические туфовые текстуры: отдельные остроугольные обломки размером до 5 см наблюдаются в тонкозернистой основной массе. В нижней половине горизонта метапикробазальтов наблюдаются прослои мраморизованных слюдистых известняков мощностью до 8–10 м. Мощность пачки — около 270 м.

Обн. 163. Туфобрекчия пикробазальтового хлорит-актинолитового состава (Акт + Хл + Би + Пл + + Кв + Руд). Остроугольные обломки размером до 10–20 см составляют около 20% объема породы. Состав их однообразный. В пробу 163 взята вмещающая обломки основная масса. Мощность 35 м.

Обн. 164. Хлорит-актинолитовый сланец (Хл + + Акт + Трем + Би + Пл + Ка + Ил + Руд) пикробазальтового состава. Однородная рассланцованная пластообразная порода мощностью около 10 м вмещает дайку метадолеритов мощностью 0.5 м порфировой структуры (Обн. 165). Порфировые выделения плагиоклаза размером до 3–4 мм составляют 3–5% объема породы.

Обн. 166. Метабазит-хлорит-альбит-актинолитовая порода (Хл + Пл + Акт + Би + Кв + Руд) базальт-пикробазальтового состава. Характерна шаровая (подушечная) отдельность (рис. 4а, 4в, 4г). Размеры шаров достигают 0.5–1 м в диаметре, они слабо вытянуты по направлению слоистости. Отмечается миндалекаменная текстура. Миндалины выполнены кальцитом. Между "подушками" наблюдается карбонат и биотит. Пиллоу-лавы секутся дайками долеритов (мощн. 0.3–1 м) белокопытовского пояса (рис. 4б). Мощность 5–12 м.

Обн. 167–169. Серпентин-актинолитовый сланец (Серп + Акт + Хл + Ка + Би + Руд) пикритового состава, сульфидизированный (пирит, галенит, сфалерит, пирротин). Местами наблюдаются псевдоморфозы серпентина и амфиболов очевидно по оливину и клинопироксену. Мощность 210 м.

Обн. 170, 171. Амфибол-плагиоклазовый сланец (Амф + Пл + Кв + Хл + Эп + Ка + Руд) базальтового состава. Выше данные породы перекрывается лавами метабазальтов участками с шаровой отдельностью с линзами и включениями кремнистых пород. Мощность 110–115 м.

391



Рис. 3. Схематический геологический разрез пикрит-базальтовой нижнеречинской толщи по левому берегу р. Енисей, ниже устья р. Нижняя. *1* – хлорит-альбит-актинолитовые сланцы, амфиболиты базальтового (долеритового) состава; *2* – хлорит-актинолитовые сланцы пикробазальтового состава; *3* – серпентин-актинолитовые сланцы пикритового состава; *4* – амфибол-плагиоклазовые породы базальтового (габброидного) состава; *5* – мраморизованные карбонатные породы; *6* – терригенно-карбонатные породы с включениями биотит-карбонат-кремнистых сланцев.



Рис. 4. (а) Метабазальты с типичной отдельностью пиллоу-лав нижнеречинской толщи, (б) метабазальты, секущиеся дайкой долеритов ведугинского комплекса белокопытовского пояса, (в, г) метапикробазальты нижнеречинской толщи с включениями метабазальта с шаровой отдельностью. Левый берег р. Енисей, в 750–800 м ниже устья р. Нижняя.

Обн. 172–174. Актинолит-хлоритовые сланцы базальтового и пикробазальтового состава (Акт + + Хл + Ка + Би + Эп + Пл + Кв + Серп + Руд). Метапикробазальты содержит пачку пород мощностью около 3 м, насыщенную включениями размером до 15–20 см, сложенными мелкозернистой актинолитовой массой. Далее по ходу среди метапикробазальтов обнажаются дайки метадолеритов, сменяющиеся серпентин-тремолитовыми породами (метапикритами). Выше метапикритов залегают амфиболизированные габбробазальты с прослоями и линзами карбонатных пород, сменяющиеся хлорит-актинолитовыми сланцами пикробазальтового состава. Общая мощность 350–400 м.

Обн. 175. Амфиболиты базальтового состава (Акт + Пл + Хл + Би + Ка + Руд). Породы содержат в своем составе маломощные прослои и линзы карбонатов. Мощность 200 м. Обн. 176. Биотит-плагиоклаз-карбонат-кварцевые породы (Би + Пл + Ка + Амф + Кв + Руд) терригенно-карбонатного состава с прослоями актинолит-карбонатных пород и с включениями обломков карбонатно-кремнистых образований. Среди них выделяются мелкие линзы и прослои (до 0.5 м) крепких мелкозернистых слоистых биотит-карбонат-кремнистых сланцев с тонкой вкрапленностью магнетита (до 10–15 об. %). Эти породы перекрываются лавами метабазальтов. Мощность 250 м.

Общая мощность вулканогенной толщи в данном разрезе 1400—1450 м. Не исключено, что наблюдаемая видимая мощность разреза несколько завышена из-за сильной дислоцированности пород и отсутствия в коренных обнажениях взаимоотношения толщи с ниже- и вышезалегающими породами.

В левом борту р. Енисей, в 700–800 м выше устья р. Нижняя, наблюдаются коренные обнажения темносерых тонкослоистых мраморизованных биотитсодержащих известняков, сменяющихся пачкой тонкополосчатых гранат-биотитплагиоклаз-кварцевых сланцев (аз. пад. слоистости 50°), а затем (200–250 м ниже по течению) чередованием темно-серых и светло-серых мраморизованных известняков. Аг–Аг возраст коричневато-красного (под микроскопом) биотита 523 млн лет (проба А-114-08, рис. 2).

Заслуживает внимания фрагмент разреза описываемой толши в приустьевой части р. Нижняя. В 75 м ниже устья р. Нижняя в левом борту р. Енисей обнажается амфибол-плагиоклазовое метагаббро. В 40 м ниже устья наблюдается чередование светло-серых мраморизованных известняков с горизонтами мощностью до 1-2 м метапикробазальтов. В 200–250 м выше устья р. Нижняя подобные мраморизованные известняки в коренных обнажениях преобладают. Судя по элементам залегания слоев, разрез толщи в районе р. Нижняя наращивается в северо-восточном направлении. Следовательно, можно полагать, что в разрезе этой толщи наряду с метаморфизованными лавами, туфами и туфобрекчиями базальт-пикробазальт-пикритового состава представлены пачки чередования мраморизованных известняков, метабазитов и тонкослоистых слюдисто-кварцевых (±гранат) сланцев. Чередование горизонтов метабазитов с пластами мраморизованных известняков можно рассматривать как приконтактовую зону вулканогенной пикрит-базальтовой толщи с карбонатной горевской свитой.

Отдельные фрагменты вулканогенной толщи с перерывами обнажаются в правом борту р. Енисей от устья р. Белокопытовка до устья р. Каменушка, разрез наращивает предыдущий, обнажающийся по левому берегу р. Енисей от устья р. Нижняя. Судя по строению разреза и структуры толщи, здесь вскрываются фрагменты средних и верхних частей разреза вулканогенных образований. Состав вулканогенных пород на протяжении 2.5-2.7 км довольно однообразный: это тонкозернистые плагиоклазовые порфириты базальтового состава с редкой мелкой (0.3-0.5 мм) вкрапленностью плагиоклаза, реже амфибола. Породы сильно изменены, в основном карбонатизированы. В проанализированных 13 пробах содержание CaO = 19–27 мас. %, ППП = 14–22 мас. %. Преобладающий минеральный состав: Би + Хл + + Амф + Ка + Эп + Руд. На северо-западе, в верхней части разреза, в одном километре выше устья р. Каменушка обнажаются тёмно-серые и светлосерые мраморизованные известняки и известковистые кварцево-слюдистые сланцы, содержашие отдельные мошные пластовые тела, а затем и горизонты (до 10 м) метаморфизованных базальтовых порфиритов. Не исключено, что и в данном случае мы имеем приконтактовую (приграничную) зону вулканогенной пикрит-базальтовой толщи с вышележащей карбонатной горевской рудоносной свитой. В этой зоне пластовые тела метабазитов представляют собой серию силлов, внедренных в карбонатную толщу. Известняки на контакте с силами уплотнены, подвергнуты перекристаллизации – мраморизации.

На левом берегу Енисея, напротив р. Белокопытовка в отдельных выходах обнажаются карбонатизированные плагиоклазовые порфириты базальтового состава, среди которых установлено два пластообразных тела мощностью около 0.5м биотит-амфибол-карбонатных сланцев 07 (Би + Амф + Ka + Xл + Руд), отличающихся повышенным содержанием биотита, а по петрохимическому составу соответствующих высококалиевым базальтам-трахибазальтам (см. табл. 1, 2, образцы А-222-82, А-224-82). Биотитсодержащими являются и метабазиты, представленные в образцах А-220-82 и А-221-82, отобранных из этой же пачки. По петрохимическому составу они отвечают базальтам повышенной щелочности (К₂О - 2.0-2.7%). Аналогичные биотитсодержашие высококалиевые базальты-трахибазальты отмечены и на другом участке – в крупноглыбовых свалах в левом борту р. Нижняя, в 100 м выше устья (обр. А-232-82, $K_2O = 4.88$ мас. %). Следовательно, биотитсодержащие базиты повышенной щелочности имеют видимо заметное распространение среди пород пикритбазальтовой ассоциации в районе р. Нижняя.

Взаимоотношение пикрит-базальтовой толщи с однозначным залеганием под углеродистыми филлитами нижней пачки горевской свиты установлены в скв. 161, на периклинальном замыкании Степановской антиклинали. Приводим послойное описание разреза от устья до забоя (0– 398 м) с указанием истиной мощности слоев:

Слой 1. 0–1.5 м – неоген-четвертичные песчано-галечные отложения. Мощность 1.5 м.

Слой 2. 1.5—52.0 м — филлиты углеродистые темно-серые до черных с послойным выделением

пирита и пирротина (мощн. слойков 2–3 см). Первая пачка горевской свиты. Мощность 50 м.

Слой 3. 52.0–60.5 м – сланцы по вулканитам кальцит-биотит-хлорит-амфиболовые темносерые, с небольшими миндалинами кальцита, устанавливаемыми под микроскопом (до 0.5 мм) и визуально (до 3 мм). Сланцы пронизаны прожилками кальцита, содержащих вкрапленность пирита и сфалерита (до 1 об. %) 2.8 м. В интервале 55.8–60.3 м сланцы прорывает дайка долеритов мелкокристаллических темно-серых, в эндоконтактах с афанитовыми зонами закалки (ведугинский комплекс, белокопытовский пояс). Мощность сланцев 3 м.

Слой 4. 60.5-142.5 м - сланцы кварц-биотитмусковит-кальцитовые слоисто-полосчатые с вариациями кальцита, биотита и мусковита, рудоносные. Отмечены линзовидные прослои (2-2.5 см) кальцита под углом 45° к оси керна. В инт. 61.7-64.2 м породы преимущественно кремнистые с оруденением сфалерита (до 20-30%) и галенита (1-3%), с которыми ассоциируют биотит, кальцит, анкерит, хлорит в качестве примесей. Истинная мощность тела около 1.8 м. Среднее содержание по результатам химического анализа семи керновых проб по свинцу составляет 0.28 мас. %, по цинку – 3.28 мас. %. Руды преимущественно цинковые с отношением свинца к цинку 1 : 11. Минимальные содержания Pb и Zn соответственно составляют 0.10 и 0.13 мас. %, максимальные — 0.74 и 16.3 мас. %. В инт. 89.0—142.5 м подрудная пачка представлена сланцами по вулканитам кварцкальцит-хлорит-биотитовыми с биотит-хлоритовыми прослоями (видимая мощность 0.5-1 м), содержащими убогую минерализацию халькопирита в линзах кальцита вдоль плоскостей рассланцевания. Мошность 77 м.

Слой 5. 142.5—156.0 м — метабазальты кальцитбиотит-плагиоклазовые с эпидотом, массивные, темно-серые, с вкрапленностью пирита и сфалерита. Мощность 12 м.

Слой 6. 156–241.0 м – метапикриты серпентин-хлорит – актинолитовые с примесью кальцита зелёного, яблочно-зеленого цвета слабосланцеватые, в интервале 210.0–241.0 м они более массивные. Мощность 81 м.

Слой 7. 241.0–296.0 м — сланцы кварц-кальцит-мусковит-биотитовые с вариациями в составе кальцита, мусковита и биотита, аналогичные слою 4, но менее окремненные, с мелко вкрапленным пиритом. В инт. 247.0–296.0 м в кальцитовых и кварц-кальцитовых прожилках с пиритом встречена редкая минерализация галенита, реже сфалерита вдоль плоскостей рассланцевания. Содержание Рь по результатам трех штуфных проб варьирует в пределах 0.1–0.37 мас. %, Zn – 0.03–1.51 мас. %. Породы рудного интервала обладают повышенной кремнистостью. Мощность слоя – 47 м. Слой 8. 296.0—368.0 м — сланцы по вулканитам кварц-кальцит-хлорит-биотитовые с примесью амфибола (до 1%). Мощность 60 м.

Слой 9. 368.0—398.0 м — сланцы кварц-биотитмусковит-кальцитовые аналогичные слою 4, но минерализованные пиритом и пирротином (до 1 мас. %). Мощность 14 м. Забой.

Суммарная мощность вскрытого скважиной разреза кровли пикрит-базальтовой толщи (слои 3-9) не менее 270 м. В ее составе преобладают разнообразные сланцы по базальтам и пикритам. Нижняя (слои 7–9) и верхняя части (слои 3–5) разреза базальтов обладают характерной миндалекаменной текстурой, что свидетельствует об их вулканогенной природе. Между сланцами основного состава залегают массивные метабазальты кальцит-биотит-плагиоклазовые с эпидотом (слой 5) и метапикриты (слой 6). В целом отмечается хорошая визуальная корреляция разреза пород скв. 161 по петрографии и метаморфизму, а также по петрохимии с фрагментами типового разреза по р. Енисей. Установлена корреляция между слоями 6 метапикритов и скальными обнажениями 167-169 метапикритов, метабазальтами слоя 5 с обнажениями 166. 170. 171. 175 метабазальт-пикробазальтов. Рудная минерализация галенита и сфалерита по скважине тяготеет к сланцам (слои 3, 4 и 7), в породах разреза по Енисею она отмечена в метапикритах (обнажение 167). Подушечных лав и туфогенных пород по скважине не обнаружено, что, вероятно свидетельствует о фациальной изменчивости пикрит-базальтовой толщи по латерали и вертикали.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Содержания главных элементов в породах получены рентгенофлуоресцентным методом в ИГМ СО РАН на рентгеноспектральном анализаторе VRA-20R фирмы "Carl Zeiss Jena": погрешности определения не превышают 5 отн. %. Концентрации редких и редкоземельных элементов установлены методом ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT (Finigan Mat) с ультразвуковым распылителем U-5000AT+. Пределы обнаружения редкоземельных и высокозарядных элементов от 0.005 до 0.1 мкг/г. Точность анализа составляла в среднем 2-7 отн. %. Работы выполнены в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН. U, Th и K определены гамма-спектрометрическим методом, кроме того, содержания U и Th контролировалось лазерно-люминесцентным и калориметрическим методами.

Ar—Ar изотопное датирование биотита выполнено в Аналитическом центре ИГМ СО РАН на масс-спектрометре Micromass Noble gas 5400 (аналитик А.В. Травин) методом ступенчатого прогрева, описанным в работе (Лиханов и др., 2018). В полученных спектрах наблюдалось четкое плато, средневзвешенное по которому и принято за возраст закрытия K—Ar изотопной системы в соответствующем минерале.

ПЕТРОХИМИЯ

В приведённом разрезе по левому берегу р. Енисей, ниже устья р. Нижняя, мощность существенно вулканогенной толщи около 1400 м. По объему метапикриты составляют 15%, метапикробазальты 48%, метабазальты 20% и карбонатно-терригенные породы 17% разреза. Метапикриты характеризуются высокими содержаниями (в мас. %) MgO (23.7–26.8), Fe₂O₃ (12.6–14.6), повышенными TiO_2 (1.2–1.4), низкими SiO_2 , CaO и шелочей (табл. 1). Повышенными величинами этих же оксидов отличаются и составы метапикробазальтов. Средние значения по 7 проанализированным пробам составляют (мас. %): $TiO_2 = 2.1$; $Fe_2O_3 = 11.8$; MgO = 14.2. Кроме того, в них заметно больше CaO = 9.5% и щелочей (Na₂O = 2.3; $K_2O = 0.37\%$). Сходные петрохимические черты присущи метабазальтам и метагабброидам, ассоциирующим с метапикрит-пикробазальтовыми в этой же нижней половине разреза толщи. Метабазальты высокотитанистые, высокожелезистые, с повышенным содержанием магния (в мас. %): $TiO_2 = 1.94$; $Fe_2O_3 = 12.9$; MgO = 8.9. Для них характерны более высокая щелочность: Na₂O + K₂O до 4.2% и содержание P_2O_5 до 0.5%. По общей щелочности метабазальт-пикробазальты отклоняются от нормального петрохимического ряда в сторону умеренно-щелочного, субщелочного, что сочетается с их повышенной титанистостью и железистостью (табл. 1; рис. 5). Сказанное подтверждается тем, что в составе вулканогенной толщи на двух участках среди метабазитов нормального ряда установлены небольшие пластовые выходы субщелочных высококалиевых (К₂О от 3.0 до 3.7-4.9%) пород, по петрохимическому составу близких к трахибазальтам. Породы высокотитанистые ($TiO_2 = 3.0 - 3.4\%$), с повышенным содержанием P_2O_5 (до 0.5%), но метасоматически изменены – карбонатизированы, характеризуются пониженным содержанием Na₂O. Кроме того, эти субшелочные базиты отличаются повышенным содержанием тория. Его среднее значение по четырем пробам составляет 4.5 г/т, против 1.9-1.8 в метабазальтах нормального ряда (табл. 1). На геологических картах ГП "Красноярскгеолсъемка" субщелочные и щелочные разновидности пикритов и базальтов выделяются в самостоятельный субвулканический степановский комплекс, интрузии которого проникают в горевскую (токминскую) свиту (Качевский и др., 1998; Качевский, Зуев, 2005).

Значительная часть разреза вулканогенной толщи фрагментарно обнажается по правому бе-

ГЕОХИМИЯ том 66 № 5 2021

регу р. Енисей от устья р. Белокопытовка до устья р. Каменушка, а также по левому берегу напротив Белокопытовских островов в 2.5–4 км ниже устья р. Нижняя. Здесь отобрано и проанализировано 22 пробы вулканогенных пород, которые по составу оказались метабазальтами. Породы сильно изменены, карбонатизированы. Петрохимический состав их очевидно близок к метабазальтам, где они ассоциируют с пикритами; по содержанию TiO₂ они не различаются (табл. 1, 2). Судя по содержанию и распределению радиоактивных элементов, особенно устойчивого при метаморфизме тория, выборки базальтов по обоим берегам Енисея довольно однородные, а их составы также не различаются (табл. 3).

Карбонатные породы, развитые преимущественно в нижних и верхних горизонтах существенно вулканогенной толщи, представлены кальцитовыми мраморами с содержанием СаО до 28–34% и потерь при прокаливании до 27–32%, а также доломит-кальцитовыми породами с концентрацией MgO до 6–7%.

РЕДКИЕ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

В пикритах отмечается максимальная концентрация Cr, Co и Ni, которая уменьшается в пикробазальтах, а затем в базальтах, коррелируя со снижением в них содержания MgO (табл. 1). В пикритах минимальные содержания несовместимых редких элементов: Rb, Cs, Ba, Sr, Zr, Hf, Nb, Ta, Th и U. Величина примеси их заметно возрастает в пикробазальтах, базальтах и габброидах. За исключением пикритов, содержание Sc и Y в других породах рассматриваемой ассоциации по существу не меняется. Следует указать и на существенную (в 2-4 раза) обогащенность метагабброидов V и Sr. От метабазитов нормального ряда резко отличаются высококалиевые, высокотитанистые субщелочные метавулканиты – трахибазальты, которые в 4-8 раз обогащены Rb, Cs, и в 1.5-3 раза Ва и высокозарядными элементами – Zr, Hf, Nb, Ta, Th и U (табл. 1, рис. 6, 7). В них также повышена величина примеси Cr и Ni, в меньшей мере Со.

О парагенетическом единстве рассматриваемой ассоциации метаморфизованных пикритов, пикробазальтов, базальтов и габброидов убедительно свидетельствуют данные о содержании и распределении редкоземельных элементов (РЗЭ). Содержания РЗЭ в них близки и обычно в метабазальтах концентрация РЗЭ лишь в 1.5–2 раза выше, чем в метапикритах. Обращает на себя внимание удивительное сходство спектров распределения РЗЭ в разных породах данной ассоциации (рис. 6). (La/Yb)_n отношение в них колеблется в пределах от 6 до 7, (La/Sm)_n – от 1.6 до 2.2, (Gd/Yb)_n – от 2 до 3, а величина Eu/Eu* аномалии составляет 0.9–1.0.

tx (г/т) элементов в метавулканогенных породах, метатерригенных сланцах и мраморах нижней	
. %) и редких (г/т) э.	
ца 1. Содержание петрогенных (мас.	разреза толщи
Табли	части

			1								1	
2	Метабазальті	I	Высо метаба	ко-К зальты	Мета	пикробаза	IbTbI	Метапикриты	Merara6	броиды	Grt-Bt-Qz cланцы	Мраморы
5	A-210-82	A-234-82	A-224-82	A-232-82	162	164	173	167	170	171	A-114-08	A-235-82
4.44	46.81	41.77	46.13	41.24	44.47	42.28	43.15	37.85	45.85	42.75	59.04	18.66
1.33	3.12	1.57	3.03	3.36	1.94	2.51	1.55	1.62	2.50	4.67	1.12	0.17
14.16	14.49	12.41	17.05	18.16	9.6	11.25	10.79	7.88	15.91	14.40	15.17	3.01
2.37	13.22	12.90	18.94	7.33	1.66	1.41	3.11	5.03	1.87	4.16	11.64	4.56
9.32	I	I	I	I	8.75	10.34	8.48	8.75	7.69	9.89	I	I
0.18	0.13	0.14	0.08	0.14	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17	0.18	0.15	0.29
9.16	8.98	8.47	3.42	2.11	14.27	17.56	16.63	24.07	9.06	7.21	4.02	6.72
10.26	5.70	13.99	5.55	13.89	11.56	7.06	7.85	6.66	10.65	10.59	5.34	34.01
2.83	3.75	1.11	0.31	0.67	2.94	1.31	2.32	0.38	2.49	3.29	1.42	0.62
0.79	1.13	0.88	3.71	4.88	0.14	0.19	0.86	0.03	0.28	0.86	1.35	0.05
0.2	0.49	0.17	0.35	0.52	0.37	0.3	0.27	0.23	0.32	0.33	0.14	0.04
4.95	2.10	5.21	1.19	7.38	4.15	5.55	5.04	7.34	3.21	1.77	0.19	31.67
66.66	99.92	99.62	99.76	99.68	100.02	99.93	100.22	100.01	100.00	100.10	99.97	99.99
30	33.00	25.00	26.00	34.00	27	33	25.00	19.30	33.00	26.00	27.00	5.50
02	283.00	182.00	123.00	306.00	196	280	182.00	199.00	281.00	690.00	242.00	32.39
51	125.00	690.00	533.00	757.00	553	828	834.00	1600.00	63.00	26.00	176.00	24.99
54	40.00	62.00	44.00	95.00	60	71	76.00	101.00	24.00	58.00	37.00	25.06
90	51.00	394.00	348.00	265.00	349	388	482.00	789.00	81.00	49.00	60.00	131.47
17.7	31.00	30.00	207.00	169.00	1.87	6.3	27.00	3.40	4.30	23.00	54.00	2.45
48	277.00	262.00	109.00	142.00	291	111	174.00	99.00	910.00	736.00	179.00	367.27
20	29.00	18.10	11.70	28.00	19.6	22	17.90	14.20	20.00	25.00	34.00	16.09
94	158.00	99.00	216.00	256.00	125	147	118.00	95.00	119.00	167.00	192.00	57.47
10.7	34.00	16.20	42.00	51.00	33	30	20.00	17.70	24.00	33.00	12.10	3.18

396

НОЖКИН и др.

Ι	Таблица 1. О	кончание											
ЕОХИМ	Компонент		Метабазальп	Ы	Bbico Meraбa	ко-К зальты	Merai	пикробазал	IbTbI	Метапикриты	Merara6	броиды	Grt-Bt-Qz cланцы
ия		165	A-210-82	A-234-82	A-224-82	A-232-82	162	164	173	167	170	171	A-114-08
то	Cs	1.98	8.20	3.60	20.00	9.00	0.64	я	8.20	0.24	2.50	5.40	0.69
м 66	Ba	190	1290.00	150.00	1040.00	450.00	53	65	454.00	8.30	169.00	790.00	564.00
J	La	11.7	22.00	13.20	18.50	27.00	14.3	20	11.90	10.60	16.70	21.00	52.00
№ 5	Ce	26	51.00	28.00	41.00	61.00	30	44	26.00	24.00	37.00	48.00	103.00
20	Pr	3.3	6.90	3.40	5.30	8.00	4	5.8	3.30	3.20	5.20	6.50	11.90
)21	PN	13.7	29.00	14.90	21.00	33.00	16.3	24	14.30	14.20	22.00	27.00	42.00
	Sm	3.6	7.30	3.80	4.90	7.60	4.5	5.8	4.00	4.10	5.80	6.50	7.70
	Eu	1.1	2.40	1.13	1.34	1.83	1.82	1.89	1.20	1.03	1.72	1.92	1.52
	Gd	3.7	7.20	3.80	3.90	7.30	4.3	5.5	4.00	3.40	5.30	6.50	7.10
	Tb	0.59	0.98	0.55	0.51	1.08	0.67	0.85	0.59	0.50	0.78	0.94	1.06
	Dy	3.6	5.60	3.20	2.80	5.90	3.8	4.6	3.40	2.80	4.20	5.00	6.10
	Но	0.7	1.03	0.64	0.49	1.05	0.78	0.81	0.65	0.53	0.79	0.87	1.15
	Er	2.1	2.60	1.76	1.19	2.70	1.81	2.2	1.60	1.39	1.88	2.20	3.20
	Tm	0.32	0.34	0.24	0.17	0.35	0.24	0.32	0.23	0.19	0.26	0.32	0.46
	Yb	1.99	2.20	1.51	0.99	2.00	1.47	1.87	1.37	1.10	1.55	2.00	2.70
	Lu	0.31	0.32	0.22	0.14	0.29	0.22	0.28	0.20	0.16	0.22	0.31	0.42
	Hf	2.4	4.00	2.40	5.30	6.50	2.9	3.6	2.90	2.50	3.50	4.70	5.20
	Та	0.64	1.98	0.92	2.50	3.10	1.83	1.81	1.25	1.02	1.47	1.96	0.85
	Th	1.65	2.80	1.95	3.60	5.00	2.2	3	2.20	1.45	2.00	2.80	19.50
	Ŋ	0.31	0.66	0.39	0.24	1.63	0.51	0.59	0.55	0.43	0.52	0.71	2.30
	La/Yb(n)	3.96	6.74	5.89	12.60	9.10	6.56	7.21	5.86	6.50	7.26	7.08	12.98
	La/Sm(n)	2.04	1.90	2.19	2.37	2.23	2.00	2.17	1.87	1.63	1.81	2.03	4.25
	Gd/Yb(n)	1.50	2.64	2.03	3.18	2.95	2.36	2.37	2.36	2.49	2.76	2.62	2.12
	Eu/Eu*	0.91	0.99	0.89	0.90	0.74	1.24	1.00	0.90	0.82	0.93	0.89	0.61

РАННЕНЕОПРОТЕРОЗОЙСКАЯ МЕТАПИКРИТ-БАЗАЛЬТОВАЯ АССОЦИАЦИЯ

3.11 0.98 3.23 0.42 0.42 0.55 0.55 1.41 1.41 0.19 0.19 0.18 0.19 0.19 0.19

Мраморы

A-235-82

0.2019.00

33.69 3.94 15.66

17.82

397

0.93

3.61 2.18

0.3210.04

-	аолица 2	codepx	кание пет	паннэтод	X (Mac. %)	JIEMEHTC	ов в вулка	нических	и кароо	натных	породах	среднет	и и верх	неи част	и разреза	толщи	
	сомпо- нент			Метаба	13a11bTbI			Высоко- К базиты	Me	зтапикро	обазальт	PI	Метапи	криты	Кальци- товые мраморы	Дол кальц мра	омит- итовые моры
		A-208-82	A-211-82	A-214-82	A-220-82	A-221-82	A-226-82	A-222-82	161	163	166	174	168	169	176	176a	A-239-82
S	iO_2	36.20	34.00	26.00	30.40	33.76	16.00	39.00	48.97	42.82	45.56	45.62	35.57	40.50	34.08	41.23	25.10
Г	10_2	1.58	2.18	1.51	1.55	2.89	1.20	1.42	3.08	2.19	2.17	1.25	1.15	1.45	0.94	1.39	0.26
A	J_2O_3	9.76	15.25	10.30	12.88	9.41	11.80	13.00	10.65	11.63	10.25	11.35	6.38	7.29	6.07	7.68	5.82
Гц	e_2O_3	1.12	2.79	I	2.29	1.65	2.06	1.21	1.09	1.62	1.56	0.70	5.71	3.42	2.83	8.23	2.35
Ц	éŌ	7.01	6.00	7.40	9.30	5.93	8.51	6.75	9.41	9.40	9.25	10.61	7.49	8.33	9.04	4.42	Ι
2	InO	0.16	0.28	0.18	0.16	0.21	0.30	0.09	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17	0.15	0.17	0.06
2	1gO	2.82	1.50	3.00	3.47	3.67	5.00	5.60	13.28	13.22	12.69	14.82	26.87	23.67	1.39	5.24	6.02
0	aO	19.94	19.00	26.50	14.24	21.50	29.00	16.00	7.23	11.19	11.78	10.09	4.71	7.03	28.42	18.58	31.01
Z	la ₂ O	1.89	2.70	0.30	0.65	1.29	0.21	0.89	1.34	2.11	2.85	2.16	0.19	0.18	1.26	0.49	0.15
K	20	1.49	1.76	2.25	2.70	1.88	0.27	3.00	0.08	0.39	0.43	0.31	0.03	0.04	1.26	0.21	1.53
Ч	$^{1}_{2}O_{5}$	0.25		I	0.21	0.87	I		0.46	0.36	0.39	0.26	0.17	0.22	0.44	0.41	0.08
Г	Ю	17.05	14.60	21.78	20.88	15.51	26.78	12.64	4.21	5.00	2.92	2.69	9.56	7.74	23.43	14.00	27.11
Η	otal	99.27	100.06	99.22	99.51	98.66	100.13	99.60	66.66	100.10	100.02	100.03	100.00	100.04	100.29	100.05	99.83
	J	09.0	0.20	09.0	0.60	1.30	0.80	1.10		I	I	I	I	I	I	I	0.20
Т	'n	2.00	1.50	2.80	2.00	4.60	1.40	4.60	I	I	I	I	I	I	I	I	3.50

НОЖКИН и др.



Рис 5. Положение вулканических пород метапикрит-базальтовой ассоциации на классификационной диаграмме: *1* – метабазальты, *2* – высококалиевые метабазальты, *3* – метапикробазальты, *4* – метапикриты, *5* – метагабброиды. Поля распространения пород: нормальной щелочности (I), субщелочных (II) и щелочных пород (III).

В целом, породы метапикрит-базальтовой толши имеют хорошо фракционированные мультиэлементные спектры распределения, занимающие промежуточное положение между ОІВ и E-MORB, преимущественно недеплетированы Nb и Ta относительно Th и легких РЗЭ (рис. 7), что является типичным для внутриплитных базальтов, в частности, базальтов континентальных рифтовых зон (Stewart, Rogers, 1996), связь которых с глубинными мантийными источниками и плюмами является наиболее обоснованной. Геодинамическая принадлежность этих пород к группе внутриплитных базальтоидов, преимущественно к областям WPAB и WPTB, подтверждается использованием классификаций, основанных на соотношениях концентраций Zr-Nb-Y (Meschide, 1986) и Hf-Th-Ta (Wood, 1980) (рис. 8). Это отличает их от других основных пород Заангарья — метабазитов Рыбинско-Панимбинского вулканического пояса (Ножкин и др., 2011) и метавулканитов Исаковского террейна (Верниковский и др., 1994; Лиханов, Ревердатто, 2016). Рифтовая природа вулканитов также подтверждается диагностической диаграммой Zr/Y–Nb/Y (Fitton et al., 1997) (рис. 9), где все фигуративные точки составов пород метапикрит-базальтовой толщи находятся в области внутриплитных базальтов между E-MORB и OIB.

В карбонатных породах спектры РЗЭ в целом сходны с таковыми в метавулканитах, очевидно за счет примеси туфогенного материала, но содержание тяжелых РЗЭ в них заметно ниже, а (La/Yb)_n естественно выше. В гранат-биотитовых кристаллосланцах, переслаивающихся с мраморизованными карбонатными породами, спектр РЗЭ аналогичный таковому в постархейских гли-

ГЕОХИМИЯ том 66 № 5 2021

нистых сланцах Австралии (PAAS), но в сравнении с PAAS они более обогащены P3Э, Y, Th, Hf, а также V, Cr, Co и Ni (табл. 1, рис. 6, 7). Повышенная концентрация высокозарядных элементов в сланцах унаследована от пород Ангаро-Канского гранулитогнейсового основания, обогащенного этими элементами (Ножкин, Туркина, 1993; Ножкин и др., 2019), которое размывалось в период формирования рифейских толщ. Элементы группы железа очевидно привнесены в глинистые осадки в процессе пикрит-базальтового вулканизма. Все это свидетельствует о синхронности проявления вулканизма и терригенно-карбонатного осадконакопления.

ОБСУЖДЕНИЕ

Стратиграфия. Приведенные материалы по строению разрезов и петрохимическому составу метапикрит-базальтовых вулканитов показывают, что это парагенетически единая ассоциация, сменяющаяся выше по разрезу метатерригеннокарбонатными породами горевской свиты и имеющая одинаковый или близкий с ней возраст. Ассо-

Таблица 3. Содержание радиоактивных элементов (U, Th, K) в метабазитах вулканогенной толщи

Элемент	Правый бе р. Енисе	ерег й	Левый бере р. Енисей	ег :
	$X \pm S$	п	$X \pm S$	п
U	0.5 ± 0.2	13	0.7 ± 0.3	9
Th	1.9 ± 0.4	13	1.8 ± 0.6	9
Κ	1.4 ± 0.5	13	1.2 ± 0.4	9

Примечание. *X* – среднее содержание; *S* – стандартное отклонение; *n* – число проб.



Рис. 6. Спектры распределения редкоземельных элементов, нормированные к хондриту (Boynton, 1984) (а) для метабазитов Приангарья в сравнении с основными разновидностями базальтов: N-MORB, E-MORB и OIB по (Sun, McDonough, 1989), (б) для гранат-биотитовых кристаллических сланцев и мраморов в сравнении с метабазальтами и (в) для метабазальтов в сравнении с трахибазальтами. Здесь и ниже на других рисунках номера проб те же, что и в табл. 1.

циация слагает довольно мощную (более 1.5 км) толщу, которую предлагается выделить в самостоятельную стратиграфическую последовательность и назвать ее нижнеречинской толщей в составе широкинской серии раннего неопротерозоя. В табл. 4 показано положение нижнеречинской толщи в схеме стратиграфии западной части докембрия Енисейского кряжа.

С другой стороны, судя по взаимоотношениям пикрит-базальтовой и вышезалегающей карбонатной толщи, петрогеохимическим характеристикам пикритов и базальтов, опубликованным сведениям по литологии, геохимии и генетическим типам карбонатных отложений (Пономарев и др., 1991, 1991а; Сараев, 1990, 1994, 1995; Стрижма, 1985) данный разрез может рассматриваться как единый стратиграфически последовательный комплекс с мощностью отложений не менее 3– 3.5 км. Проведенные исследования имеют важные геодинамические следствия.

Геодинамика. В позднем мезопротерозое растяжение, рифтогенез земной коры современного Приангарья привели к развитию зоны вулканизма с ассоциацией пикрит-пикробазальт-базальтового состава и раскрытию окраинно-континентального морского бассейна, в котором накапливались терригенно-карбонатные, в том числе стратиформные рудоносные (Pb, Zn) отложения горевской свиты. В ранний этап в зоне рифтогенеза происходило извержение туфов, туфобрекчий и лавобрекчий пикробазальтов и пикритов, излияние лав и пиллоу-лав базальтов и пикритов, местами в чередовании вулканитов с терригеннокарбонатными осадками. В последующее время, судя по строению разреза, преобладал базальтовый вулканизм. По окраинам зоны вулканизма формировались карбонатные и терригенно-карбонатные отложения в переслаивании с вулканитами, а также осуществлялось внедрение базитовых силлов в сформированные осадки.

В нижнем течении р. Ангара (в современных координатах) обосновывается существование морского (Нижнеангарско-Большепитского) глубоководного рифтогенного палеобассейна, сформированного в раннем неопротерозое на окраинно-



Рис. 7. Спайдердиаграмма содержаний микроэлементов, нормированных к составу примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989) для метабазитов Приангарья в сравнении с основными разновидностями базальтов: N-MORB, E-MORB и OIB по (Sun, McDonough, 1989).



Рис. 8. Положение фигуративных точек составов метабазитов Приангарья на диаграммах (а) Hf–Th–Ta (Wood, 1980) и (б) Zr–Nb–Y (Meschide, 1986).

Поля составов на диаграммах: N- и E-MORB – "нормальные" и "обогащенные" базальты срединно-океанических хребтов, WPAB – внутриплитные щелочные базальты, WPTB – внутриплитные толеитовые базальты, IAB – островодужные базальты, IAT – островодужные толеиты.

континентальной коре. В этом бассейне формировались углеродистые сланцы с аутигенным пиритом, стратиформные Pb—Zn залежи и карбонатные турбидиты горевской свиты. Основываясь на данных геокартирования (Легенда..., 2002) длина бассейна с севера на юг была не менее 140 км при ширине свыше 70 км. По представлениям С.В. Сараева (Сараев, 1994, 1995), это "крупный фрагмент окраинного бассейна, включающего на западе глубоководную область растяжения с центром эмбрионального задугового спрединга". К востоку от окраинного бассейна выделялся мелководный приплатформенный бассейн, отделенный от него палеоподнятием шириной около 40 км, включающим Татарско-Ишимбинскую региональную сдвиговую зону. Синхрон-



Рис. 9. Диаграмма (a) Zr/Y–Nb/Y (Fitton et al., 1997) для метабазитов Приангарья (1) и основных разновидностей базальтов: (2) N-MORB, (3) OIB и (4) E-MORB. Мантийные компоненты по (Condie, 2005): (5) DEP – глубинная деплетированная мантия, (6) DM – деплетированная мантия, (7) PM – примитивная мантия, (8) EN – обогащенная мантия. Наклонная линия разделяет область внутриплитных базальтов (верх) от MORB и островодужных вулканитов (низ).

ность существования ряда бассейнов по окраинам Сибирского кратона в раннем неопротерозое подтверждена Sr-изотопией карбонатных отложений (Кузнецов и др., 2019).

Рассматриваемую структуру мы интерпретируем как сохранившийся фрагмент палеобассейна рифтогенной природы со сложной конфигурацией береговой линии на западной окраине Сибирского кратона, который по времени образования, возможно, был связан с началом формирования спрединговой структуры гипотетического Палеоазиатского океана (ПАО) к западу от Енисейского кряжа. Пока нет оснований отрицать связь и образование Нижнеангарско-Большепитского окраинного моря с глобальными тектоническими структурами в краевой части Сибирского кратона. Однако вопрос о возрасте начала формирования структур Палеоазиатского океана древнее, чем 1 млрд лет, в настоящее время является открытым (Хераскова, 1999; Likhanov et al., 2018). Достоверных фактов о связи ранненеопротерозойского окраинного бассейна с древними субмеридианальными спрединговыми структурами ПАО, как и присутствие в исследуемых разрезах островодужных комплексов в настоящее время не выявлено. Если предположить, что такая связь существовала, то систему Ангарского глубинного разлома можно рассматривать как часть крупного трансформного разлома.

Общепризнанный, но практически не исследованный Ангарский глубинный разлом, ориентированный поперек предполагаемой субмеридианальной спрединговой структуры ПАО и структуры Енисейского кряжа, может трактоваться как трансформный разлом (полихронная региональная сдвиговая зона) сложного строения. со временем заложения в позднем мезопротерозое и завершением неопротерозойского периода тектоно-магматической активизации в позднем неопротерозое-венде (эдиакарии). В хронологической последовательности тектонических событий в регионе формированию метапикрит-базальтовой толши в пределах разлома предшествовал этап образования Рыбинско-Панимбинского вулканического пояса в условиях континентального рифтогенеза с возрастом на уровне низов сухопитского времени и их последующий региональный метаморфизм с возрастом около 1.1 млрд лет (Черных, 2000; Ножкин и др., 2008, 2011; Лиханов, Ревердатто, 2016). Можно предположить, что источником тепла при метаморфизме могли быть субсинхронные рифтогенные процессы, происходящие в системе Ангарского разлома. Следовательно, возраст формирования пикрит-базальтовой толщи мог быть близок к рубежу мезо-неопротерозой.

Современное северо-восточное простирание структуры метапикрит-базальтового блока и коробчатая складчатость карбонатной горевской толщи отличаются от традиционной северо-западной ориентировки структурных элементов и высокобарических парагенезисов бластомилонитов Приенисейской сдвиговой шовной зоны (Лиханов и др., 2018). Тем не менее, поздний структурно-тектонический парагенезис вещественных комплексов (разломы, складки, кливаж, жилы), однонаправленный поздний белокопытовский дайковый пояс долеритов и локальное развитие зон коллизионного метаморфизма с возрастом

Группа	Серия, возраст [метод], ссылка	Свита (толща), возраст [метод], ссылка
Неопротерозойская	Вороговская	Сухореченская
	580-550 млн лет [Pb-Pb],	мутнинская
	(Кочнев и др., 2019)	северореченская
	Орловская	Иончихинская
		конкинская,
		717 ± 15 млн лет [U–Рb], (Ножкин и др., 2013)
	Широкинская	Сухохребтинская
		горевская,
		1020 ± 70 млн лет [Pb–Pb], (Кузнецов и др., 2019)
		нижнеречинская
	Тунгусикская	Шунтарская
	1030 млн лет [Pb-Pb],	потоскуйская
	(Кузнецов и др., 2019)	
Мезопротерозойская	Сухопитская	Погорюйская,
		~1100 млн лет [K–Ar], (Шенфиль, 1991)
		удерейская
		горбилокская
		кординская
Палеопротерозойская	Тейская	пенченгинская
		хребта Карпинского
	Енисейская	Гаревский метакомплекс:
		малогаревская и немтихинская толщи
		Енисейский метакомплекс (толщи):
		вулканогенная, 1740 млн лет [U–Pb], (Ножкин и др., 2016) и
		вулканогенно-осадочная, 1840–1850 млн лет [U-Pb]
Архей-палео-	Канская	Атамановская и кузеевская толщи,
протерозойская		≥2700 млн лет, [U–Рb], (Бибикова и др., 1993)

Таблица 4. Схема стратиграфии докембрия западной части Енисейского кряжа и положение в ней нижнеречинской (метапикрит-базальтовой) толщи широкинской серии

слюд около 608–620 млн лет, по всей видимости связаны с вендскими аккреционно-коллизионными событиями (Ножкин и др., 2007). Завершились они причленением неопротерозойских океанических комплексов борисихинского офиолитового массива, исаковского островодужноофиолитового и предивинского островодужноофиолитового и предивинского островодужного комплексов к западной окраине Сибирского кратона (Ножкин и др., 2007, 2020; Метелкин и др., 2007; Верниковский и др., 2009; Козлов и др., 2020).

Рb–Zn минерализация. Рифтогенная структура палеобассейна могла быть генерирована Ангарским глубинным разломом с позднемезопротерозойским возрастом заложения. На восточном продолжении этого разлома в неопротерозое сформировалось Горевское Рb–Zn месторождение, которое залегает в небольшой депрессионной впадине, выполненной тиховодными пелагическими сланцево-карбонатными отложениями (Пономарев и др., 1991а). Свинцово-изотопные данные для руд района месторождения характеризуются модельным возрастом 750–850 млн лет, который отражает время отделения свинца от источника в континентальной коре, гидротермально-осадоч-

ГЕОХИМИЯ том 66 № 5 2021

ный механизм формирования и коровый источник свинцово-цинковых руд (Бровков и др., 1983; Пономарев и др., 1991). Следовательно, рудовмещающие отложения нижних горизонтов горевской свиты образовались гораздо древнее, чем 850—900 млн лет — времени, отражающем в регионе один из этапов регионального метаморфизма.

Проявления Pb-Zn минерализации в метапикрит-базальтовой толще подтверждаются картировочными и поисковыми буровыми работами. В ее пределах с поверхности выявлен ряд точек галенит-сфалеритовой минерализации и Степановское свинцово-цинковое рудопроявление, вскрытое скважинами 161 и 162 поискового бурения (Степановский участок). Судя по линзообразной морфологии рудного тела в метабазальтах, вешественному составу и структурно-текстурным особенностям цинковых руд, они могут быть отнесены к свинцово-цинковой формации в вулканогенно-карбонатных породах. Опираясь на современные модели гидротермального рудообразования в океанских (морских) условиях (Богданов и др., 2006), для руд Степановского рудопроявления предполагается вулканогенно-гидротермальноосадочный генезис с последующей ремобилизацией рудного вещества в процессе наложенных дислокаций и метаморфизма в позднем неопротерозое. В Горевском рудном поле, таким образом, можно выделить новый – нижнеречинский потенциальный стратоуровень Pb-Zn оруденения в вулканогенно-осадочных породах. Стратиграфически выше его в низах горевской свиты зафиксированы уровни Линейного колчеданно-полиметаллического месторождения в углеродистых сланцах и несколько выше – Горевский стратоуровень в карбонатных породах токминской (Бровков, Охапкин, 1976; Полиметаллическое оруденение..., 1976; Пономарёв, Забиров, 1988) или нижнегоревской свиты (Забиров и др., 1990: Пономарёв и др., 1991; Пономарёв и др., 1991а).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе геологических наблюдений, геохимических и геохронологических исследований в зоне сочленения Ангаро-Канского блока и тектонических структур приангарской части Енисейского кряжа установлен последовательный разрез метапикрит-базальтовой толщи (район р. Нижняя) и залегающих выше карбонатных пород горевской свиты. Метапикрит-базальтовая толща и вышележащие карбонатные породы горевской свиты рассматриваются в качестве единого вулканогенноосадочного комплекса, сформированного на рубеже позднего мезопротерозоя – раннего неопротерозоя в рифтогенном окраинно-континентальном палеобассейне на юго-западе Сибирского кратона. В нижней части разреза преобладают метаморфизованные пикробазальты и пикриты, в средней и верхней – базальты. На окраинах вулканической зоны, на границе с карбонатными отложениями горевской свиты, наблюдается чередование вулканогенных пород и терригенно-карбонатных осадков и развитие силлов метабазальтов. Полученные результаты по метапикрит-базальтовой толще дают веские основания для корректировки стратиграфической схемы широкинской серии (Легенда..., 2002). Нами предлагается назвать метапикрит-базальтовые образования как нижнеречинская толша с положением её кровли под карбонатной толщей горевской свиты раннего неопротерозоя. Нижняя возрастная граница толщи с подстилающими образованиями предположительно сухопитской серии мезопротерозоя остается неясной в связи с рифтогенной ее природой.

Петрохимический и редкоэлементный состав метаморфизованных пикритов, пикробазальтов, базальтов и габброидов имеет общие близкие черты, что свидетельствует о парагенетическом единстве этой ассоциации высокомагнезиальных пород. Для них всех характерна повышенная титанистость и железистость. Метабазальты и метагабброиды отличаются заметно повышенной щелочностью и содержанием P_2O_5 . По общей щелочности метаба-

зальт-пикробазальты смещаются от нормального петрохимического ряда в сторону субщелочного, что коррелирует с их повышенной титанистостью. Среди них встречаются трахибазальты, обогащенные щелочами, особенно калием. Субщелочные и щелочные субвулканические их разности проникают в вышележащую карбонатную толщу и выделяются (Качевский и др., 1998; Качевский, Зуев, 2005) в качестве самостоятельного степановского комплекса в широкинской серии.

Содержание несовместимых редких элементов (Rb, Cs, Ba, Sr, Zr, Hf, Ta, Nb, Th и U) отчетливо возрастают от пикритов к пикробазальтам и базальтам, достигая максимума в трахибазальтах, которые в 1.5–3 раза обогащены высокозарядными элементами по сравнению с базальтами. О парагенетическом единстве рассматриваемой ассоциации наиболее убедительно свидетельствуют данные о содержании и распределении РЗЭ, которые демонстрируют удивительное сходство спектров РЗЭ: $(La/Yb)_n = 6-7$ при Eu/Eu* = 0.9–1. Примечательно, что карбонатные породы имеют аналогичный спектр РЗЭ, что может подтверждать синхронность процессов вулканизма и осадкона-копления.

Произошедшее в позднем мезопротерозоераннем неопротерозое растяжение, рифтогенез земной коры Приангарья обусловили развитие зоны вулканизма с ассоциацией высокомагнезиальных пород и раскрытию глубоководного Нижнеангарско-Большепитского окраинно-континентального морского бассейна. В этом палеобассейне накапливались терригенно-карбонатные, в том числе рудоносные (Pb-Zn) отложения горевской свиты. Рассматриваемый бассейн интерпретируется как сохранившийся фрагмент палеобассейна рифтогенной природы на западной окраине Сибирского кратона. По времени образования он мог быть связан с началом формирования Палеоазиатского океана. Рифтогенная структура палеобассейна могла быть генерирована системой Ангарского глубинного разлома, на восточном продолжении которого (в современных координатах) на рубеже мезо-неопротерозой сформировалось свинцово-цинковое оруденение Степановского потенциального рудного поля, а в раннем неопротерозое – уникальное Горевское свинцовоцинковое месторождение.

Исследования выполнены в рамках госзаданий ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) и ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург, АААА-А18-118052590032-6).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бибикова Е.В., Грачева Т.В., Макаров В.А., Ножкин А.Д. (1993) Возрастные рубежи в геологической эволюции раннего докембрия Енисейского кряжа. *Стратигра*фия, Геологическая корреляция. **1**(1), 35-40. Богданов Ю.А., Лисицын А.П., Сагалович А.М., Гурвич Е.Г. (2006) *Гидротермальный рудогенез океанского дна*. М.: Наука, 527с.

Бровков Г.Н., Охапкин Н.А. (1976) Некоторые вопросы генезиса полиметаллических руд Енисейского кряжа. Полиметаллическое оруденение Енисейского кряжа. Красноярск: СНИИГГИМС, 99-114.

Бровков Г.Н., Мирошников А.Е., Охапкин Н.А. (1983) Генетические модели формаций полиметаллических месторождений Енисейского кряжа. Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 2. Оловянно-волфрамовые, полиметаллические, золоторудные месторождения. Новосибирск: Наука, 121-126.

Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В., Палесский С.В., Яковлева С.З., Ясенев А.М., Федосеенко А.М. (2003) Неопротерозойские постколлизионные гранитоиды глушихинского комплекса Енисейского кряжа. *Петрология.* **11**(1), 54-68.

Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Ножкин А.Д., Пономарчук В.А. (1994) Рифейские офиолиты Исаковского пояса (Енисейский кряж). *Геология и геофизика*. **45**(7–8), 169-180.

Верниковский В.А., Казанский А.Ю., Матушкин Н.Ю., Метелкин Д.В., Советов Ю.К. (2009) Геодинамическая эволюция складчатого обрамления и западная граница Сибирского кратона в неопротерозое: геологоструктурные, седиментологические, геохронологические и палеомагнитные данные. *Геология и геофизика*. **50**(4), 380-393.

Вишневская И.А., Кочнев Б.Б., Летникова Е.Ф., Кузнецов А.Б., Прошенкин А.И. (2012) Sr – изотопные характеристики карбонатных отложений неопротерозоя юга Енисейского кряжа. *ДАН*. **443**(4), 459-463.

Забиров Ю.А., Акимцев В.А., Бранднер Н.Х., Козлов П.С., Лапшин М.М., Пономарёв В.Г., Сараев С.В., Таныгин Г.И. (1990) Структурно-вещественное направление в развитии формационного анализа при крупномасштабных геолого-съемочных работах. Литологические методы при детальном расчленении и корреляции осадочных толщ. Новосибирск: Наука, 90-97.

Забродин В.Ю. (1977) Зоны смятия. М.: Наука, 107 с.

Докембрийские кристаллические комплексы Енисейского кряжа. Путеводитель енисейской экскурсии VII Всесоюзного петрографического совещания (Под ред. В.В. Ревердатто и В.В. Хлестова) (1986). Новосибирск: ИГиГ, 117 с.

Качевский Л.К., Зуев В.К. Геологическая карта Енисейской металлогенической провинции. *Масштаб* 1:1000000. (2005) Красноярск: Красноярскгеолсъемка.

Качевский Л.К., Качевская Г.И., Грабовская Ж.М. Геологическая карта Енисейского кряжа. *Масштаб* 1:500000 (1998) (Гл. ред. Мкртычьян А.К., Шерман М.Л.) Красноярск: Красноярскгеолсъемка.

Козлов П.С., Филиппов Ю.Ф., Лиханов И.И., Ножкин А.Д. (2020) Геодинамическая модель эволюции Приенисейской палеосубдукционной зоны в неопротерозое (западная окраина Сибирского кратона), Россия. *Геотектоника*. 54(1), 62-78.

Корнев Т.Я., Еханин А.Г., Романов А.П. (1998) Рыбинский эталон попутнинского коматиит-базальтового комплекса (Енисейский кряж). Новосибирск: СНИИГГиМС, 132 с.

Коробейников С.Н., Полянский О.П., Лиханов И.И., Свердлова В.Г., Ревердатто В.В. (2006) Математическое моделирование надвига как причины формирования андалузит-кианитовой метаморфической зональности в Енисейском кряже. *ДАН*. **408**(4), 512-516.

Кочнев Б.Б., Кузнецов А.Б., Покровский Б.Г., Ситкина Д.Р., Смирнова З.Б. (2019) С- и Sr-изотопная хемостратиграфия и Pb–Pb возраст карбонатных отложений вороговской серии (неопротерозой), северо-запад Енисейского кряжа. Стратиграфия. Геологическая корреляция. **27**(5), 97-112.

Кузнецов Ю.А. (1988) Петрология докембрия Южно-Енисейского кряжа. Новосибирск: Наука, 218 с.

Кузнецов А.Б., Кочнев Б.Б., Васильева И.М., Овчинникова Г.В. (2019) Sr-хемостратиграфия и Pb-Pb возраст известняков тунгусикской и широкинской серий. *Стратиграфия. Геологическая корреляция.* **27**(5), 46-62. Легенда Енисейской серии Государственной геологической карты Российской Федерации м-ба 1 : 200000 (2002) (Ред. Л.К. Качевский). Красноярск: Красноярскгеолсъемка, 200 с.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В. (2016) Геохимия, генезис и возраст метаморфизма пород Приангарья в зоне сочленения северного и южного сегментов Енисейского кряжа. *Геохимия*. (2), 143-164.

Likhanov I.I., Reverdatto V.V. (2016) Geochemistry, petrogenesis and age of metamorphic rocks of the Angara complex at the junction of South and North Yenisei Ridge. *Geochem. Int.* **54**(2), 127-148.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Селятицкий А.Ю. (2005) Минеральные равновесия и *P-T* диаграмма для железисто-глиноземистых метапелитов в системе KFMASH. *Петрология*. **13**(1), 81-92.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Зиновьев С.В. (2013) Неопротерозойский дайковый пояс Заангарья Енисейского кряжа как индикатор процессов растяжения и распада Родинии. *ДАН*. **450**(6), 685-690.

Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Крылов А.А., Козлов П.С., Хиллер В.В. (2016) Метаморфическая эволюция ультравысокотемпературных железисто-глиноземистых гранулитов Южно-Енисейского кряжа и тектонические следствия. *Петрология*. **24**(4), 423-440.

Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Савко К.А. (2018) Аккреционная тектоника комплексов западной окраины Сибирского кратона. *Геотектоника*. **52**(1), 28-51.

Метелкин Д.В. (2012) Эволюция структур Центральной Азии и роль сдвиговой тектоники по палеомагнитным данным. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 460 с.

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

Ножкин А.Д., Туркина О.М. (1993) Геохимия гранулитов канского и шарыжалгайского комплексов. Новосибирск: изд-во СО АН СССР, 223 с.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Советов Ю.К., Травин А.В. (2007) Вендское аккреционно-коллизионное событие на юго-западной окраине Сибирского кратона. ДАН. **415**(6), 782-787.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Постников А.А., Травин А.В., Эрнст Р.Е. (2008) Неопротерозойский рифтогенный и внутриплитный магматизм Енисейского кряжа как индикатор процессов распада Родинии. *Геология и геофизика*. **49**(7), 666-688.

Ножкин А.Д., Борисенко А.С., Неволько П.А. (2011) Этапы поздненеопротерозойского магматизма и воз-

растные рубежи золотого оруденения Енисейского кряжа. *Геология и геофизика*. **52**(1), 158-181.

Ножкин А.Д., Качевский Л.К., Дмитриева Н.В. (2013) Поздненеопротерозойская рифтогенная метариолитбазальтовая ассоциация Глушихинского прогиба (Енисейский кряж). *Геология и геофизика*. **54**(1), 58-71. Ножкин А.Д., Туркина О.М., Лиханов И.И., Дмитриева Н.В. (2016) Позднепалеопротерозойские вулканические ассоциации на юго-западе Сибирского кратона (Ангаро-Канский блок). *Геология и геофизика*. **57**(2), 312-332.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Лиханов И.И. (2020) Поздненеопротерозойские островодужные вулканические ассоциации в аккреционном поясе юго-западного обрамления Сибирского кратона (Предивинский террейн Енисейского кряжа). *Геохимия*. 65(9), 861-885. Nozhkin A.D., Turkina O.M., Likhanov I.I. (2020) Late Neoproterozoic island-arc volcanic associations in the ac-

cretion belt at the southwestern margin of the Siberian Craton (Predivinsky Terrain of the Yenisei Ridge). *Geochem. Int.* **58**(9), 1004-1026.

Охапкин Н.П. (1980) Нижнеангарский стабилизированный блок — новый тип рифейских рудоконтролирующих структур Енисейского кряжа. *ДАН*. **253**(4), 939-941.

Писарев И.В. (1990) Опорный разрез свиты Сухого хребта в районе Горевского месторождения. Осадочное рудообразование. Вып. 1. Состав и генезис рудоносных осадочных толщ Сибири (Ответственные редакторы Ю.Н. Занин и М.П. Мазуров). Новосибирск: ИГиГ, 114-126.

Полиметаллическое оруденение Енисейского кряжа (1976) (Ответственные редакторы Г.Н. Бровков, Н.А. Охапкин. Красноярск: КН, 120 с.

Пономарёв В.Г., Забиров Ю.А. (1988) Поисковые признаки и оценочные критерии свинцово-цинкового оруденения Енисейского кряжа. Новосибирск: ИГиГ, 141с.

Пономарёв В.Г., Акимцев В.А., Сараев С.В., Доильницин Е.Ф. (1991) Изотопно-геохимические индикаторы стратиформного свинцово-цинкового оруденения Ангарского рудного района на Енисейском кряже. Изотопные исследования процессов рудообразования. Труды института геологии и геофизики им. 60-летия Союза ССР. Выпуск 773. Новосибирск, Наука, 56-83.

Пономарёв В.Г., Акимцев В.А., Забиров Ю.А., Сараев С.В. (1991а) Методологические принципы моделирования стратиформных свинцово-цинковых проявлений в терригенно-карбонатных толщах. Генетические модели стратиформных месторождений свинца и цинка. Труды института геологии и геофизики им. 60-летия Союза ССР. Выпуск 784. (отв. ред. Э.Г. Дистанов). Новосибирск, Наука, 13-41.

Сараев С.В. (1990) Литология и геохимия рифейских отложений Горевского рудного поля (Енисейский кряж). Осадочное рудообразование. Вып. 1. Состав и генезис рудоносных осадочных толщ Сибири (Ответственные редакторы Ю.Н. Занин и М.П. Мазуров). Новосибирск: ИГиГ, 42-71.

Сараев С.В. (1995) Верхнерифейский глубоководный окраинный (задуговый) бассейн Енисейского кряжа. Тезисы доклада совещания "Российский фонд фундаментальных исследований в Сибирском регионе (земная кора и мантия)". Иркутск: ИЗК СО РАН, 75-76.

Сараев С.В. (1994) Седиментология и полезные ископаемые верхнерифейского окраинного бассейна Енисейского кряжа. Металлогения складчатых систем с позиций тектоники плит. Екатеринбург: ИГГ УрО, 97-99. Сараев С.В., Тимошина И.Д. (1998) Углеродсодержащие формации докембрия Енисейского кряжа: литостратиграфия, седиментология, геохимия. Углеродсодержащие формации в геологической истории. Петрозаводск: ИГ Кар НЦ, 45-49.

Стрижма Т.П. (1985) Состав карбонатных пород токминской свиты района Горевского месторождения. *Геология и перспективная оценка рудных районов Красноярского края*. Новосибирск: ИГиГ СО РАН, 67-72.

Хабаров Е.М. (1994) Формации и эволюция рифейской седиментации восточных зон Енисейского кряжа. *Геология и геофизика*. **35**(10), 44-54.

Хераскова Т.Н. (1999) Новые данные о строении Енисейского кряжа. *Геотектоника*. 1, 15-27.

Черных А.И. (2000) Геологическое строение и петролого-геохимические особенности докембрийских офиолитовых и палеоостроводужных комплексов Енисейского кряжа. Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 2000. 20 с.

Шенфиль В.Ю. (1991) Поздний докембрий Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 184 с.

Boynton W.V. (1984) Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In *Rare earth element geochemistry* (Ed. Henderson P.). Amsterdam: Elsevier, 63-114.

Condie K. (2005) High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? *Lithos* **79**, 491-504.

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

Fitton J.G., Saunders A.D., Norry M.J., Hardarson B.S., Taylor R.N. (1997) Thermal and chemical structure of the Iceland plume. *Earth Planet. Sci. Lett.* **153**, 197-208.

Likhanov I.I., Santosh M. (2017) Neoproterozoic intraplate magmatism along the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Rodinia supercontinent. *Precambrian Res.* **300**, 315-331.

Likhanov I.I., Santosh M. (2019) A-type granites in the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Precambrian supercontinents Columbia/Nuna and Rodinia. *Precambrian Res.* **328**, 128-145.

Likhanov I.I., Régnier J.-L., Santosh M. (2018) Blueschist facies fault tectonites from the western margin of the Siberian Craton: Implications for subduction and exhumation associated with early stages of the Paleo-Asian Ocean. *Lithos.* **304–307**, 468-488.

Likhanov I.I., Polyansky O.P., Reverdatto V.V., Memmi I. (2004) Evidence from Fe- and Al-rich metapelites for thrust loading in the Transangarian Region of the Yenisey Ridge, eastern Siberia. *J. Metamorphic Geology.* **22**(8), 743-762.

Meschide M.A. (1986) A method of discriminating between different types of mid ocean rigde basalts and continental tholeites with Nb–Zr–Y diagram. *Chem. Geol.* **56**, 207-218. Stewart K., Rogers N. (1996) Mantle plume and lithosphere contributions to basalts from southern Ethiopia. *Earth Planet. Sci. Lett.* **139**, 195-211.

Sun S.S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geol. Soc. Spec. Publ.* **42**, 313-345.

Wood D.A. (1980) The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth Planet. Sci. Lett.* **50**, 11-30.