

ЧАРНОКИТЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ АНАБАРСКОГО ЩИТА: РАСПРОСТРАНЕНИЕ, ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ, ВОЗРАСТ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

© 2022 г. А. Д. Ножкин^{a, *}, О. М. Туркина^{a, b, **}, Е. Б. Сальникова^{c, ***},
И. И. Лиханов^{a, ****}, К. А. Савко^{d, e, *****}

^aИнститут геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
просп. Академика Коптюга, 3, Новосибирск, 630090 Россия

^bНовосибирский государственный университет, ул. Пирогова, 1, Новосибирск, 630090 Россия

^cИнститут геологии и геохронологии докембрия РАН, наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, 199034 Россия

^dВоронежский государственный университет, Университетская пл., 1, Воронеж, 394006 Россия

^eРоссийский государственный геологоразведочный университет, Старооскольский филиал,
ул. Ленина, 14/13, Белгородская обл., Старый Оскол, 309530 Россия

*e-mail: nozhkin@igm.nsc.ru

**e-mail: turkina@igm.nsc.ru

***e-mail: e.b.salnikova@ipgg.ru

****e-mail: likh@igm.nsc.ru

*****e-mail: ksavko@geol.vsu.ru

Поступила в редакцию 04.08.2021 г.

После доработки 30.11.2021 г.

Принята к публикации 08.12.2021 г.

Представлены геологическая позиция, U-Pb возраст монацита и состав чарнокитов центральной части Анабарского щита. Чарнокиты локализованы в блоке, палеопротерозойских метаосадочных пород, метаморфизованных в гранулитовой фации. Этот блок включает глиноземистые сланцы, в том числе сапфиринсодержащие, и гиперстеновые плагиогнейсы, типичные для далдынского гранулитового комплекса архейского возраста. Умеренно калиевые чарнокиты образуют небольшие гнезда и линзы в гиперстеновых плагиогнейсах, унаследуют их гнейсовидность и связаны с ними постепенными переходами. Высококалиевые чарнокиты слагают крупные жильные тела с секущими контактами. Чарнокиты, различающиеся по структурному положению, имеют близкий возраст (около 1980 млн лет) и отделены по времени от образования метаосадочных пород, возраст которых оценивается 2.4–2.5 млрд лет. Гиперстеновые плагиогнейсы соответствуют магматическим породам преимущественно среднего состава, а чарнокиты имеют состав гранодиоритов и гранитов. В сравнении с плагиогнейсами чарнокиты обогащены Th, легкими РЗЭ, Zr, Nb, Rb и Ba. Гиперстеновые плагиогнейсы и чарнокиты характеризуются сильно фракционированным распределением РЗЭ с ростом $(La/Yb)_n$ и появлением Eu минимума в чарнокитах. Согласно геохимическим данным и близкому изотопному Nd составу высококалиевые чарнокиты могли образоваться при высокотемпературном плавлении гиперстеновых плагиогнейсов. Формирование чарнокитов (~2.0 млрд лет) осуществлялось субсинхронно с палеопротерозойским гранулитовым метаморфизмом и внедрением интрузивных гранитов в коллизионных зонах. Все эти процессы обусловлены аккрецией раннедокембрийских террейнов в структуру Сибирского кратона. Процессы чарнокитообразования развиваются среди метаосадочной толщи и гиперстеновых плагиогнейсов, испытавших складчатые деформации и мигматизацию, и завершают формирование гранулитового комплекса Анабарского щита.

Ключевые слова: чарнокиты, структурное положение, палеопротерозой, петрогеохимия, Анабарский щит

DOI: 10.31857/S0016752522080052

ВВЕДЕНИЕ

Древнейшие чарнокит-гранулитовые комплексы, широко развитые на щитах, дают ценную информацию о составе, росте и эволюции конти-

нентальной коры, сформированной на ранних этапах развития Земли. Анабарский щит является северным выступом кристаллического фундамента Сибирской платформы, окаймленным пологозалегающими отложениями верхнего протер-

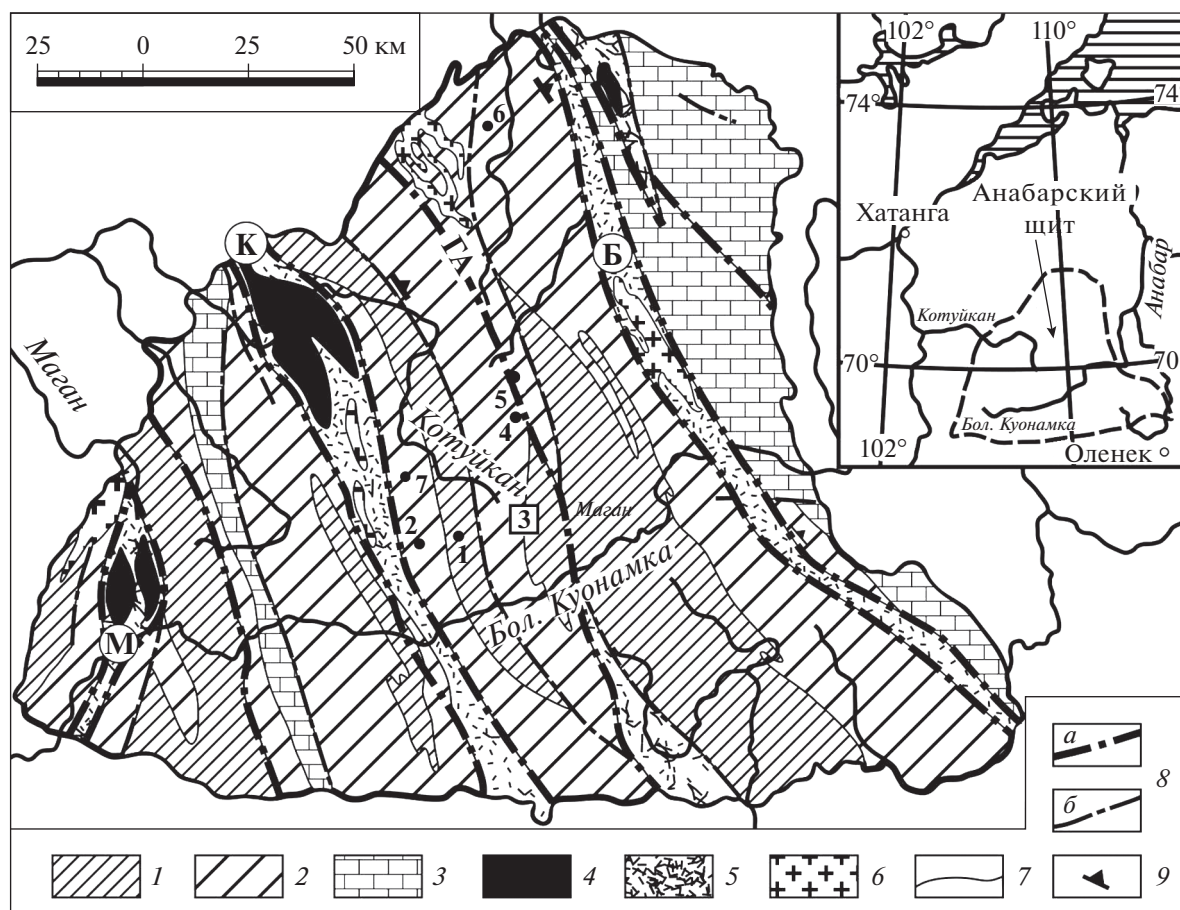


Рис. 1. Схема геологического строения Анабарского щита (Архей..., 1988; Розен и др., 2000) с изменениями. 1–3 анабарский комплекс: 1 – далдынская, 2 – верхнеанабарская, и 3 – хапчанская серии; 4–6 – породы коллизионных зон: 4 – анортозиты, 5 – тектониты, мигматиты, 6 – гранитоиды; 7 – геологические границы; 8 – зоны глубинных разломов – главные (а); М – Маганская, К – Котуйканская, Б – Биляхская, ГА – Главный Анабарский разлом, второстепенные (б); 9 – преобладающие направления падения пород. Цифрами (1–7) показаны исследованные участки. Квадрат у цифры 3 показывает местоположение блока палеопротерозойских метаосадочных пород, ассоциирующих с чарнокитами с U-Pb возрастом монацита ~2 млрд лет (пробы А-36-88 и А-58-88) и гранулитам далдынского комплекса.

розоя и нижнего палеозоя. Преобладающая часть площади щита сложена раннедокембрийскими породами гранулитовой фации, объединяемыми в далдынскую и верхнеанабарскую серии архейского возраста и раннепротерозойскую хапчанскую серию (Архей..., 1988). Далдынская и верхнеанабарская серии образованы преимущественно гиперстеновыми плагиогнейсами и подчиненными двупироксен-плагиоклазовыми кристаллосланцами (метабазитами). Среди них встречаются прослои и линзы метаультрабазитов, кварцитов, местами горизонты глиноземистых биотит-гранат-гиперстеновых, биотит-кордиеритовых пород и кальцифиров. Резко выраженных различий между этими сериями нет, очевидно поэтому образования далдынской и верхнеанабарской серий объединены в один далдынский комплекс (Турченко, Розен, 2012). Хапчанская серия включает метаосадочные гранатогнейсы, прослои метакarbonатных и известково-силикатных пород и редкие гори-

зонты гиперстеновых плагиогнейсов и пироксен-плагиоклазовых кристаллосланцев (Вишневский, Турченко, 1986).

В структуре Анабарского щита выделяется три террейна (с запада на восток): Маганский, Далдынский и Хапчанский, разделенных Котуйканской и Биляхской тектоническими (структурными) зонами, в которых развиты крупные блоки пород гранулитовой фации, испытавшие ретроградный амфиболитовый метаморфизм и местами милонитизацию, а также мигматиты, гранитоиды и анортозиты (рис. 1). Кристаллические породы Анабарского щита перекрыты неметаморфизованным мезопротерозойским терригенно-карбонатным чехлом в составе мукунской и биляхской серий, которые древнее 1.5 млрд лет (Петров, 2014; Зайцева и др., 2016; Горохов и др., 2019).

U-Pb возраст исходного субстрата гиперстеновых плагиогнейсов далдынской серии оценивает-

ся не менее 3.32 млрд лет, а гранулитового метаморфизма — 2.7 и ~1.97 млрд лет (Бибикина и др., 1988; Розен, 1990). Магматические ядра циркона из гранулитов обнаруживают возраст 3050 ± 12 и 3012 ± 15 млн лет (Гусев и др., 2012). Наиболее древние породы недавно обнаружены на севере Анабарского щита (Гусев и др., 2020). Здесь гиперстеновые плагиогнейсы далдынской серии имеют U-Pb возраст циркона 3.34 млрд лет, а для 7 зерен циркона, выделенных из ассоциирующих линз мафических плагиоклазовых кристаллосланцев, получен эо-палеоархейский возраст. Протолиты карбонатно-гнейсовой ассоциации хапчанской серии были сформированы 2.5–2.4 млрд лет назад и метаморфизованы в условиях гранулитовой фации на рубеже 1.97 млрд лет (Бибикина и др., 1988; Злобин, 1988). Палеопротерозойский конкордантный U-Pb возраст получен для двупироксеновых плагиокристаллосланцев (2095 ± 10 млн лет) и двупироксеновых плагиогнейсов (2030 ± 17 млн лет) — гранулитов Хапчанского пояса, обнажающихся в приустьевой части р. Хапчан (Гусев и др., 2021). Хапчанский пояс интерпретируется как ювенильный надсубдукционный комплекс (Гусев и др., 2021).

Эти данные свидетельствуют о возрастной и вещественной неоднородности комплексов Анабарского щита, что подтверждается установленными нами в центральной части щита среди гранулитов далдынского комплекса блока метаосадочно-вулканогенных пород полициклического развития, включающих глиноземистые сапфиринсодержащие кристаллосланцы. Время формирования глиноземистых метаосадочных и ассоциирующих с ними магматических пород можно оценить в интервале 2.5–2.4 млрд лет (Ножкин и др., 2019). Сапфиринсодержащие кристаллосланцы ассоциируют с биотит-гранат-силлиманитовыми гнейсами (метапелитами), повышеннотитанистыми субщелочными метабазитами, а также впервые здесь нами выявленными гиперстен-двуполевошпатовыми умереннокалиевыми и высококалиевыми чарнокитами. В отличие от гранулитов далдынской и верхнеанабарской серий метаосадочные породы и субщелочные метабазиты обогащены K, Rb, Ba, Th, легкими РЗЭ (Ножкин и др., 2019). Палеопротерозойские метаосадочные породы с возрастом около 2.1 млрд лет выявлены (Gusev et al., 2020) среди преобладающих архейских толщ далдынского комплекса и в другом районе Анабарского щита, что также свидетельствует о тектонической неоднородности этого комплекса.

Совершенно неисследованными в палеопротерозойской ассоциации глиноземистых пород с субщелочными метабазитами и гиперстеновыми плагиогнейсами далдынского комплекса, как и в целом на Анабарском щите, являются чарнокиты — весьма характерные породы для гранулитовых комплексов древних кратонов, формирующиеся в

процессе последующего преобразования гиперстеновых гнейсов. Целью настоящей работы является исследование состава, возраста и условий образования чарнокитов.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ЧАРНОКИТОВ

Изучено несколько участков выходов гранулитов в пределах Анабарского щита (рис. 1). Шесть из них (участки 1–5 и 7) расположены в центральной части щита, в 25–50 км севернее долины р. Куонамка. Один участок находится на северо-западе щита в левобережье р. Кюнгктой–Рассоха. На пяти участках развиты гранулиты далдынской и верхнеанабарской серий архея. Состав пород на участке 3 существенно отличается, где они в основном представлены гранулитами раннего палеопротерозоя (Ножкин и др., 2019). На исследованных участках чарнокиты распространены весьма неравномерно и не повсеместно. Например, на участке 7 (истоки р. Баты), сложенном гиперстеновыми плагиогнейсами и двупироксен-плагиоклазовыми кристаллосланцами верхнеанабарской серии в соотношении 5 : 1, проявлений чарнокитов не обнаружено. На участках 1 и 2, представленных гиперстеновыми плагиогнейсами и основными кристаллосланцами с прослоями кварцитов, кальцифиров и силлиманитовых гнейсов далдынского комплекса, наблюдаются отдельные маломощные (до 0.1–0.2 м) жилы и гнезда чарнокитов. Чарнокиты отмечены на участке 4 среди гиперстеновых плагиогнейсов и основных кристаллосланцев верхнеанабарской серии. Тонкие жилы мощностью до 10 см и гнезда до 1.5 м в поперечнике чарнокитов наблюдаются среди гиперстеновых плагиогнейсов и метабазитов далдынской и верхнеанабарской серий на участке 5 в верховьях р. Налим–Рассоха (Метаморфические..., 1990). Минеральный состав гнезд чарнокитов и их структурные особенности связаны постепенными переходами с вмещающими гиперстеновыми плагиогнейсами. На участке 6 гиперстен-плагиоклазовые гнейсы с фрагментами слоев метабазитов верхнеанабарской серии обнажены на расстоянии 300 м в скалистом ложе ручья Хас-Торулах. Чарнокитов среди гиперстеновых плагиогнейсов не отмечено.

Наиболее широко чарнокиты развиты на участке 3, расположенном в верховьях левых притоков рек Кюкюр–Хатырык и Котуйкан. В районе исследования гранулитовый комплекс представлен гиперстеновыми плагиогнейсами с пластовыми телами двупироксен-плагиоклазовых кристаллосланцев (метабазитов), а также маломощными прослоями глиноземистых гранат-, силлиманит-, кордиритсодержащих пород (Ножкин и др., 2019). Среди них наблюдаются линзообразные тела и небольшие массивы среднезернистых двупироксен-пла-

гиоклазовых метадiorитов, метагаббро-диоритов и пироксенитов. В детально изученном разрезе, вскрытом в цирке в истоках р. Джархан–Сарыга, наблюдается чередование прослоев (0.2–1 м) чарнокитов гранит-лейкогранитного состава и двупироксен-плаггиоклазовых метабазитов с более мощными (1–4 м) жильными телами чарнокитов гранодиорит-гранитного состава. Среди чарнокитов развиты маломощные прослои глиноземистых гранатсодержащих гнейсов и высокоглиноземистых биотит-гиперстен-кордиерит-сапфириновых, биотит-гранат-силлиманитовых сланцев, единичные пласты полевошпатовых кварцитов. Глиноземистые гнейсы и основные кристаллосланцы тонкополосчатые, гиперстеновые плаггиогнейсы мигматизированы и пересечены дайками субшелочных метабазитов, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации (Розен, Сычкина, 1990; Ножкин и др., 2019).

В пределах этого же участка 3 среди полосчатых мигматизированных гиперстеновых плаггиогнейсов и двупироксен-плаггиоклазовых кристаллосланцев широко развиты желтовато-серые средне-крупнозернистые чарнокиты в ассоциации с жильными розовыми гиперстеновыми лейкогранитами, грубозернистыми пегматоидными гранитами и гнейсогранитами. Здесь же отмечены небольшие секущие тела среднезернистых массивных диоритов и габбро-диоритов, которые содержат ксенолиты мигматизированных полосчатых гиперстеновых плаггиогнейсов. Кроме того, в кварцевых диоритах наблюдается развитие порфировласт калиевого полевого шпата, а также секущие прожилки, линзы, гнезда грубозернистых кварц-полевошпатовых (с биотитом и гиперстеном) пегматоидов. В ассоциации с диоритами и габбро-диоритами отмечены дайки субшелочных метабазитов, которые секут габбро-диориты, а сами дайки секутся гиперстеновыми лейкогранитами и пегматоидными (Кв + Пл + Кпш + Гип + Би) гранитами. Здесь и далее в тексте приняты следующие сокращения названий минералов: Кв – кварц, Пл – плаггиоклаз, Кпш – калишпат, Гип – гиперстен, Би – биотит, Ап – апатит, Мон – монацит, Сил – силлиманит, Шп – шпинель, Руд – рудный минерал.

На юго-восточном склоне вышеотмеченного цирка (истоки р. Джархан–Сарыга) наблюдаются пластообразные тела лейкократовых гиперстен-двуполевошпатовых чарнокитов (Гип + Пл + Кпш + Кв + Ап + Мон + Руд) мощностью до 4–5 м в ассоциации с полосчатыми мигматизированными гиперстеновыми плаггиогнейсами, тонкими (0.1–0.3 м) прослоями двупироксен-плаггиоклазовых кристаллосланцев и горизонтами полевошпатовых кварцитов. В скальном обнажении отчетливо видно, что мигматизированные плаггиогнейсы секутся дайкой субшелочных мета-

базитов, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации (Розен, Сычкина, 1990).

На северо-западном склоне в нижней части обнажается толща метатерригенных глиноземистых сланцев (Гр + Би + Сил + Шп + Кв + Пл + Кпш + Гип), основных кристаллосланцев, плаггиогнейсов, содержащая чарнокиты. Среди чарнокитов отмечены гнейсограниты и пегматоиды. Выше по склону метаосадочная толща представлена гранат-гиперстеновыми, гранат-сапфирин-кордиеритовыми кристаллосланцами, диопсидовыми кальцифирами, мигматизированными плаггиогнейсами и чарнокитами, содержащими прослои пироксен-плаггиоклазовых кристаллосланцев. Далее наблюдаются гранитизированные породы – гнейсограниты с биотитом и гиперстеном и гиперстеновые лейкограниты. Мощность тел чарнокитов здесь достигает 5–8 м, гнейсогранитов – 4–5 м, гиперстеновых плаггиогнейсов с прослоями основных кристаллосланцев – 25–30 м.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Содержание главных и редких элементов определены в Центре коллективного пользования ИГМ СО РАН методом РФА на рентгено-спектральном анализаторе VRA – 20R и методом ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения Element (Finigan Mat) с ультразвуковым распылителем U-5000ATt. Пределы обнаружения редкоземельных и высокочarged элементов от 0.005 до 0.1 мкг/г. Точность анализа составляет 2–7 отн. % (Likhanov, Santosh, 2019; Ножкин и др., 2019). Отдельные пробы проанализированы нейтронно-активационным методом.

Выделение монацита проводилось в Аналитическом центре ИГМ СО РАН по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей и ручного отбора зерен под бинокулярным микроскопом. Последующее изучение монацита осуществлялось в лаборатории ИГМ СО РАН и Воронежского госуниверситета. Химическое разложение и выделение U и Pb выполнялось по модифицированной методике Т.Е. Кроу (Krogh, 1973). Для изотопных исследований монацита использовался трассер ^{235}U – ^{202}Pb . Определение изотопного состава Pb и U монацита выполнено на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI в статическом режиме. Уровень холостого опыта за период исследований не превышал 10 пг Pb. Обработка экспериментальных данных проводилась при помощи программ PbDAT (Ludwig, 1991) и “ISOPLOT” (Ludwig, 1999). При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана (Steiger, Jager, 1976). Поправки на обыкновенный свинец введены в соответствии с модельными величинами (Stacey, Kramers, 1975). Все ошибки приведены на уровне 2σ. U-Pb изотопные исследования монацита

выполнены в ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург) (соавтор Е.Б. Сальникова)

Определение концентраций и изотопного состава Sm и Nd проведено в Геологическом институте КНЦ РАН (г. Апатиты, аналитик П.А. Серов) на семиканальном масс-спектрометре Finigan Mat (RPQ) в статическом двухленточном режиме с использованием ренийевых и танталовых лент по методике, описанной в работе (Баянова, 2004), а также в статье (Ножкин и др., 2019).

ПЕТРОГРАФИЯ ГИПЕРСТЕНОВЫХ ГНЕЙСОВ И ЧАРНОКИТОВ

На участке 3 чарнокиты развиты в толще чередующихся гиперстеновых плагиогнейсов, пироксен-плагиоклазовых кристаллосланцев с отдельными пачками и горизонтами кварцитов и глиноземистых силлиманит-, кордиерит- и сапфиринсодержащих пород.

Гиперстеновые плагиогнейсы это светло-серые лейкократовые и мезократовые средне-мелкозернистые породы, полосчатого, реже массивного облика. Полосчатость обусловлена чередованием лейкократовых и мелонкратовых полос шириной от 1–2 мм до 2–4 см, образованных одной и той же ассоциацией минералов, но с разными количественными соотношениями между ними. Наряду с полосчатыми присутствуют неоднородные по структуре плагиогнейсы с крупными зернами кварца и полевого шпата, которые могут быть подплавленными исходными породами. Структура пород гранобластовая. Породы сложены минеральной ассоциацией Гип + Би + Пл + Кв ± Кпш. Доминирующим в породе является ортопироксен, его содержание изменяется от 5 до 30–40 об. %, нередко он в различной степени замещен бурым биотитом. Биотит также встречается и в виде отдельных параллельно ориентированных пластинок, плеохроирующих в красно-коричневых тонах и подчеркивающих гнейсовидность пород. Плагиоклаз имеет антипертитовое строение. Калиевый полевой шпат образует антипертитовые вроски, реже мелкие зерна в интерстициях кварца и плагиоклаза. Акцессории представлены апатитом, цирконом и рудным (магнетит и ильменит).

Чарнокиты это желтовато- или розовато-серые среднезернистые гиперстен-двуполевошпатовые породы массивного сложения, изредка гнейсовидные. Они характеризуются минеральной ассоциацией Гип + Би + Пл + Кпш + Кв. Акцессорные минералы чарнокитов это апатит, циркон, монацит и рудный, встречается гранат. Калиевый полевой шпат обычно представлен ортоклаз-пертитом. В плагиоклазе нередко развиваются мирмециты. По минеральному составу и структурным особенностям чарнокиты соответ-

ствуют гиперстеновым и биотит-гиперстеновым гранитоидам – гранодиоритам и гранитам с повышенным относительно плагиогнейсов содержанием калиевого полевого шпата. Для них характерны гранитовая (гипидиоморфнозернистая), изредка гранобластовая структуры. Содержание гиперстена (в об. %) в среднем составляет 10–20%, реже 5–7%, а биотита от 3–5 до 10%. Поздний бурый биотит обычно замещает гиперстен, а ранний красно-коричневый наблюдается в виде чешуек в кварц-полевошпатовом агрегате. Биотит наиболее характерен для перекристаллизованных чарнокитов с гнездами, линзами, прожилками кварц-полевошпатовых ± гиперстен крупнозернистых пегматоидных образований, которые являются более поздней, наложенной на чарнокиты минеральной ассоциацией, иногда включающей микроклин и сфен.

Судя по наличию у ряда тел чарнокитов резких секущих контактов и содержанию в них ксенолитов мигматизированных гиперстеновых плагиогнейсов, чарнокиты являются продуктом кристаллизации расплава, инъецирующего плагиогнейсы. Но наряду с такими телами присутствуют гиперстен-двуполевошпатовые чарнокиты другого типа. Они образуют гнезда, линзы, небольшие неправильной формы тела с нечеткими, постепенными приконтактовыми переходами во вмещающие гиперстеновые плагиогнейсы. Это могут быть продукты кристаллизации неперемещенного расплава. Минеральный состав их аналогичен таковому секущих тел чарнокитов и отвечает гранитам и лейкогранитам.

ГЕОХИМИЯ И ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ПЛАГИОГНЕЙСОВ И ЧАРНОКИТОВ

Гиперстеновые плагиогнейсы обладают широким диапазоном содержаний SiO_2 (от 56 до 71 мас. %) и соответствуют магматическим породам преимущественно среднего состава, тогда как чарнокиты имеют состав гранодиоритов и гранитов ($\text{SiO}_2 = 64–70$ мас. %). (табл. 2, рис. 3а). Все породы характеризуются общими трендами с обратной корреляцией между SiO_2 и MgO , FeO^* , TiO_2 (рис. 3б). Распределение щелочных элементов более вариabelно, породы относятся как к нормальному, так и субщелочному ряду с тенденцией роста содержания K_2O от плагиогнейсов (0.77–1.43 мас. %) к чарнокитам (1.8–6.2 мас. %). Жильные тела чарнокитов высококалиевые ($\text{K}_2\text{O} = 4.3–6.2$ мас. %). Небольшие неправильной формы тела чарнокитов с постепенными приконтактовыми переходами во вмещающие гнейсы умеренно калиевые ($\text{K}_2\text{O} = 1.8–4.1$ мас. %). Все породы относятся к магнезиальной серии ($\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) = 0.61–0.8$) по (Frost et al., 2001).

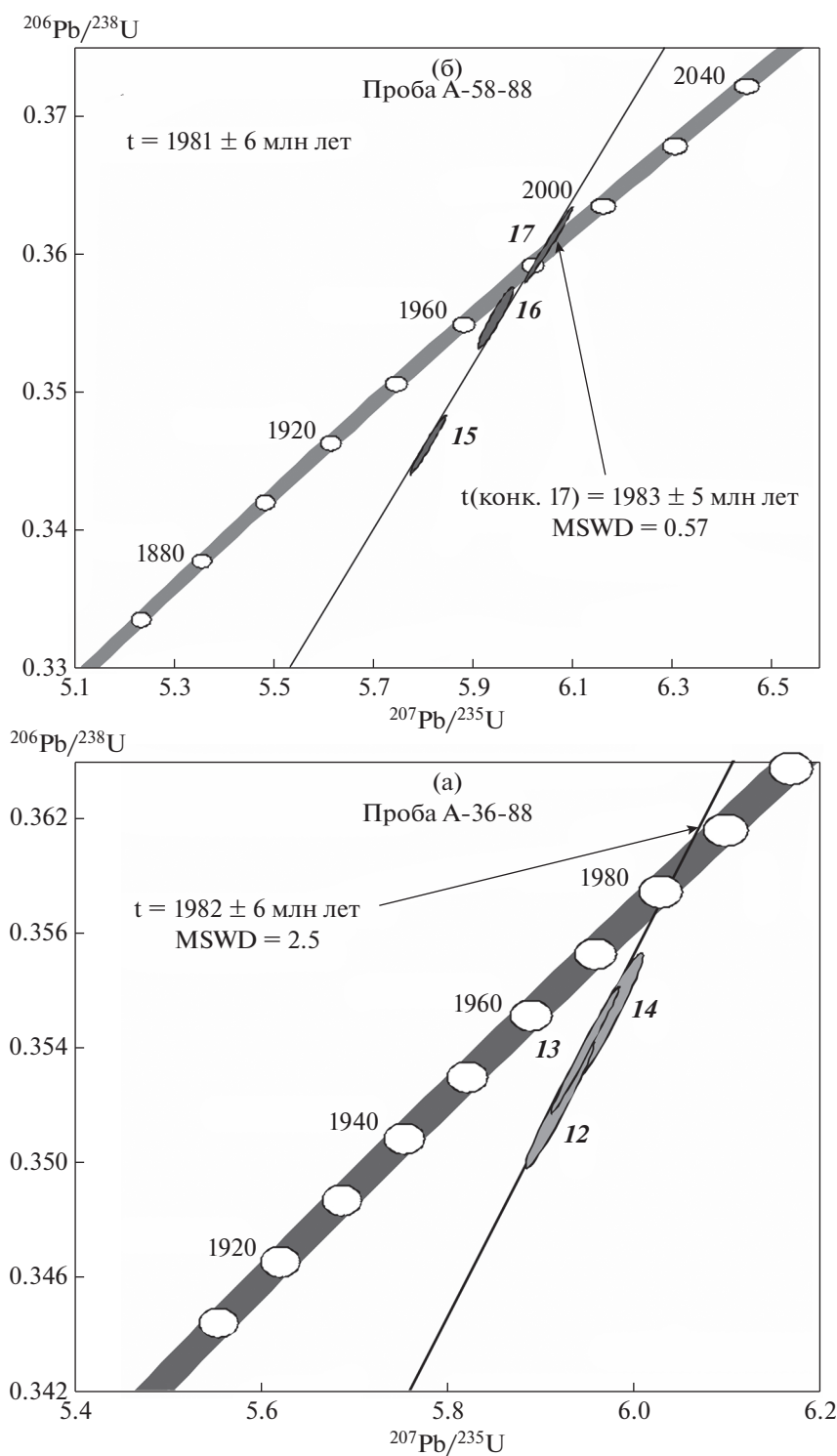


Рис. 2. Диаграммы с конкордией для монацита из чарнокитов центральной части Анабарского щита.

Содержание таких сильно некогерентных элементов как Th и легких РЗЭ резко возрастает от плагиогнейсов к чарнокитам (табл. 2). Вместе с тем обе группы пород характеризуются сходным сильно фракционированным распределе-

нием РЗЭ с увеличением $(La/Yb)_n$ от 13–35 до 302 от плагиогнейсов к чарнокитам за счет роста концентраций легких лантаноидов (табл. 2, рис. 4а, 4в) Плагиогнейсы имеют слабо выраженные аномалии Eu ($Eu/Eu^* = 1.04–0.77$), тогда как чарнокиты — от-

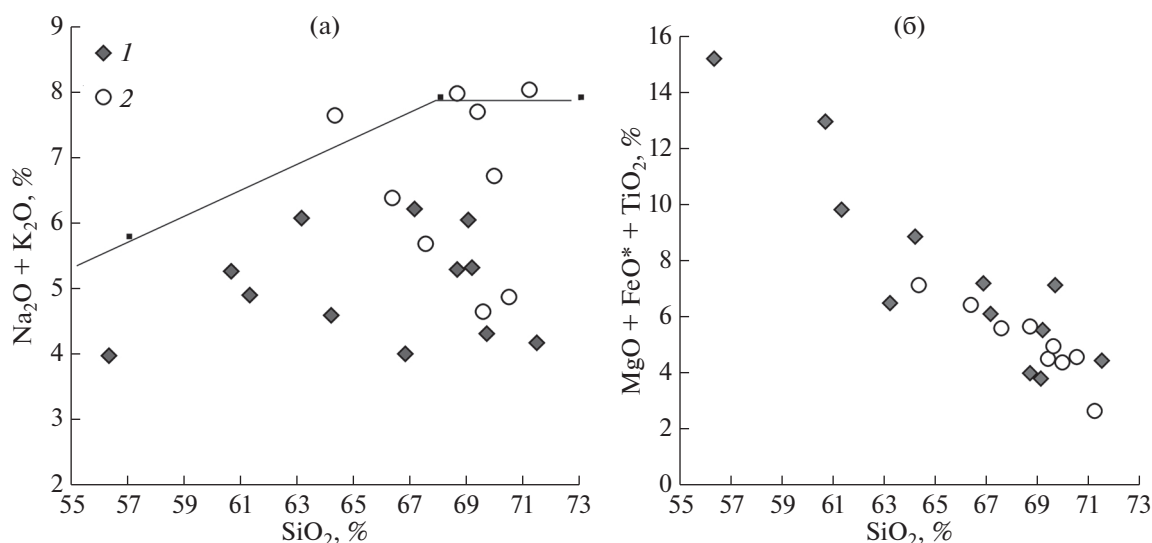


Рис. 3. Диаграммы SiO_2 – $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, SiO_2 – $\text{MgO} + \text{FeO}^* + \text{TiO}_2$ для гиперстеновых плагиогнейсов и чарнокитов. 1 – гиперстеновые плагиогнейсы, 2 – чарнокиты.

четливый Eu минимум ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.66$ – 0.45). Аналогично легким РЗЭ концентрации Th увеличиваются от крайне низких в плагиогнейсах (0.2 – 3.0 ppm) до аномально высоких (29 – 111 ppm) в чарнокитах. Содержание Zr, Nb, Rb, Ba также в целом выше в чарнокитах, тогда как Sr ниже в сравнении с плагиогнейсами (рис. 4б, 4г). Мультиэлементные спектры плагиогнейсов и чарнокитов имеют сходную конфигурацию, различаясь обеднением Th и преимущественно положительной аномалией Sr для плагиогнейсов и, напротив, максимумом по Th и более резким обеднением Ti и Sr для чарнокитов.

РЕЗУЛЬТАТЫ U–Pb ДАТИРОВАНИЯ ЧАРНОКИТОВ

Для изотопно-геохронологического исследования был выделен монацит из проб жильного чарнокита (А-58-88) и гиперстенсодержащего двуполевошпатового чарнокита из линзовидного обособления среди плагиогнейсов (А-36-88). Пробы отобраны из скальных обнажений соответственно на СЗ и ЮВ склонах цирка в истоках ручья Джархан–Сарыга. Чарнокит (А-58-88) представляет собой желтовато-серую равномерно мелкозернистую породу. Его минеральная ассоциация включает Кв + Пл + Кпш + Би + Гип и акцессорные минералы – монацит, циркон, апатит, рудный. Калиевый полевой шпат представлен ортоклаз-пертитом. Ортопироксен частично замещен биотитом, содержание которого составляет около 10%. По составу порода отвечает натрий-калиевому гранодиориту. Чарнокиты в виде пластообразных тел с резкими контактами залегают в толще чередующихся гиперстеновых пла-

гиогнейсов, высокоглиноземистых гнейсов и пироксен-плагиоклазовых кристаллосланцев. Проба А-36-88 – это биотитовый среднезернистый гранитоид с реликтами ортопироксена и минеральной ассоциацией Би + Гип + Пл + Кпш + Кв + Руд. Породы содержат акцессорные минералы – апатит, циркон и монацит. Данный чарнокит в виде линзы залегает в полосчатой мигматизированной толще чередующихся гиперстеновых плагиогнейсов и пироксен-плагиоклазовых кристаллосланцев. Плагиогнейсы содержат полосы (мощностью 2 – 4 см) кварц-полевошпатового пегматоидного материала. Мигматизация сопровождается перекристаллизацией гнейсов с укрупнением зерен, вплоть до формирования пегматоидов. Характерно, что гиперстенсодержащие граниты, подобные образцу А-36-88, не подвергаются мигматизации. По составу порода отвечает натрий-калиевому граниту. Эти чарнокиты образуют наряду с линзами крупные гнезда гиперстенсодержащего биотит-кварц-полевошпатового состава.

Акцессорный монацит, выделенный из двух проб (А-58-88 и А-36-88) представлен прозрачными и полупрозрачными кристаллами желтого цвета размером от 50 до 300 мкм. Для изотопного анализа из каждой пробы были использованы по три микронавески (4 – 8 кристаллов) монацита. Исследованный монацит из пробы А-58-88 незначительно дискордантен (0.7 – 3.0%) или имеет конкордантный возраст (рис. 2б, № 17, табл. 1) – 1983 ± 5 млн лет (СКВО-0.57), вероятность конкордантности равна 0.45 . Конкордантный возраст одной из фракций совпадает в пределах погрешности со средним значением возраста ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) трех проанализированных микронавесок, которое составляет 1981 ± 6 млн лет.

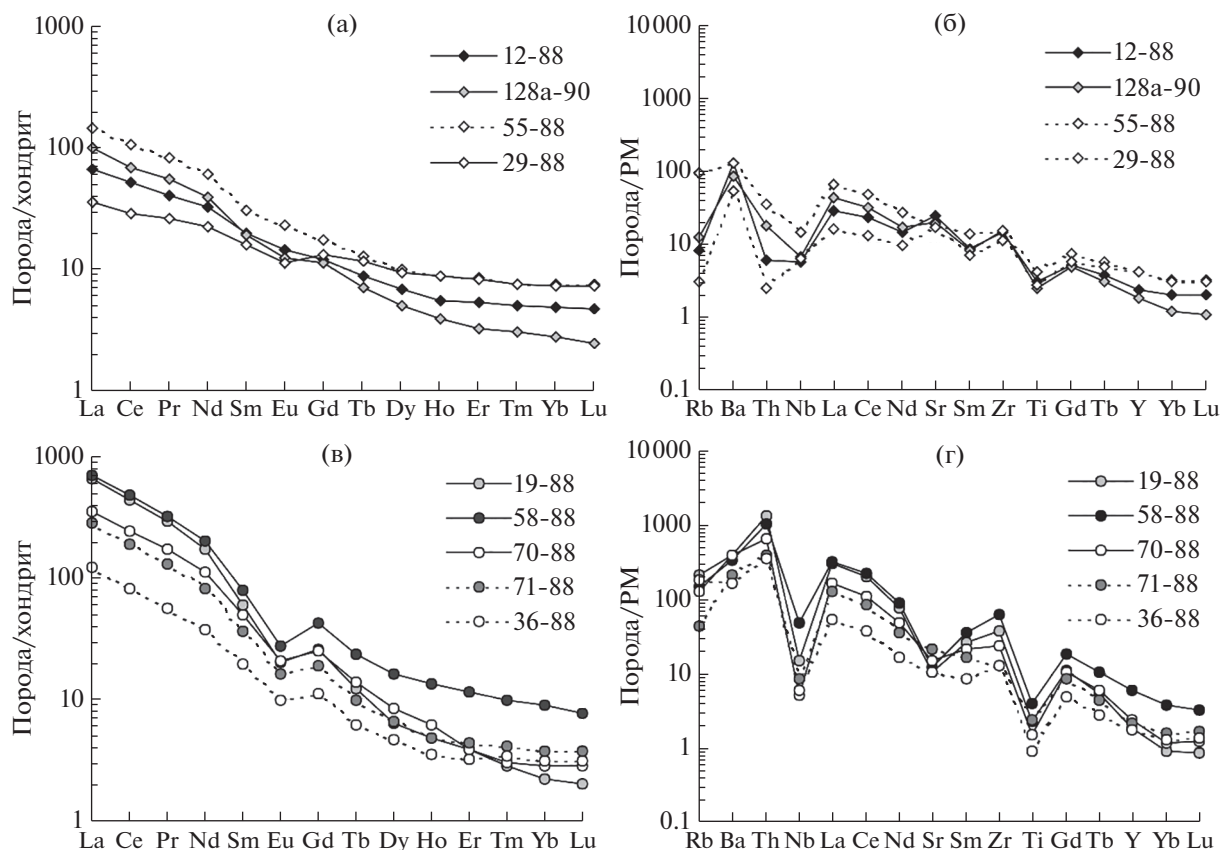


Рис. 4. Редкоземельные и мультиэлементные спектры для гиперстеновых плаггиогнейсов и чарнокитов. а–б – гиперстеновые плаггиогнейсы, в–г – чарнокиты.

Монацит из пробы А-36-88 характеризуется незначительной возрастной дискордантностью (1.2–1.9%), а среднее значение его возраста ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) составляет 1982 ± 6 млн лет (СКВО = 2.5) (рис. 2а).

Полученные данные показывают, что гиперстен-двуполевошпатовые чарнокиты, отличающиеся по условиям залегания и составу, имеют одинаковый палеопротерозойский возраст, около 1982 млн лет и существенно оторваны по времени от формирования глиноземистых метаосадочных пород, которое оценивается около 2.4–2.5 млрд лет (Ножкин и др., 2019), и очевидно ассоциирующих с ними метаматматических пород.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Связь чарнокитообразования с палеопротерозойскими аккреционно-коллизийными событиями. Возраст чарнокитов (1982 ± 6 млн лет), определенный U-Pb методом по монациту, позволяет связывать их формирование с палеопротерозойской эволюцией коры Анабарского щита. Время основных палеопротерозойских метаморфических событий в далдынском комплексе определено U-Pb методом по циркону и находится в ин-

тервале 1990 ± 12 – 1971 ± 12 млн лет (Гусев и др., 2012), что соответствует возрасту чарнокитов.

Наиболее интенсивно и многократно палеопротерозойские магматические и метаморфические процессы проявились в зонах глубинных разломов. Согласно тектонической схеме О.М. Розена (Розен и др., 2000) в строении Анабарского щита выделяются Маганский и Далдынский гранулитогнейсовые террейны Анабарской провинции и Хапчанский терреин (складчатый пояс) Оленекской провинции. Границами террейнов служат коллизионные зоны или зоны тектонического меланжа (Розен и др., 2000; Розен, 2003; Гусев и др., 2013). Котуйканская зона разделяет Маганский и Далдынский террейны, а Билляхская – Далдынский и Хапчанский. Ширина их составляет от 10–30 до 60–70 км, длина – более 200 км. Простираение зон согласное с простираем архаических складчатых структур, падение крутое на СВ. Из геолого-структурных наблюдений следует, что раннедокембрийские комплексы по этим зонам были надвинуты на запад и юго-запад (Метаморфические..., 1990; Архей..., 1988). Ведущая роль в их формировании принадлежит тектоническим перемещениям соседних блоков, расщеплению, милонитизации и явлениям диафтореза.

Таблица 1. Результаты U-Pb изотопных исследований монахита из чарнокитов Анабарского щита

Размерная фракция (мкм) и число зерен	Навеска, мг	Pb, мкг/г	U, мкг/г	Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн лет				
				$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^{\text{a}}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^{\text{a}}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		
A-36-88														
>100, 6 крист.	0.03	3.30	2	16053	0.2129 ± 6	0.1219 ± 1	5.9226 ± 72	0.3523 ± 2	0.97	1965 ± 2	1946 ± 2	1985 ± 1		
>100, 5 крист.	0.07	1.60	6	8038	0.1218 ± 1	0.8436 ± 1	5.9488 ± 204	0.3542 ± 7	0.99	1968 ± 7	1955 ± 7	1983 ± 1		
>100, 4 крист.	—*	U/Pb = 0.41		3605	0.1219 ± 1	0.8355 ± 27	5.9738 ± 69	0.3553 ± 2	0.96	1972 ± 2	1960 ± 2	1985 ± 1		
A-58-88														
>100, 8 крист.	0.12	3202.20	14	14128	0.1217 ± 1	0.8601 ± 1	5.8206 ± 102	0.3469 ± 3	0.98	1950 ± 3	1920 ± 3	1981 ± 1		
>100, 8 крист.	0.03	1486.40	34	5506	0.1214 ± 1	0.0674 ± 3	5.9541 ± 70	0.3558 ± 2	0.95	1969 ± 2	1962 ± 2	1976 ± 1		
>100, 5 крист.	—*	U/Pb = 0.34		7754	0.1217 ± 4	0.0400 ± 2	6.0606 ± 387	0.3610 ± 13	1.00	1985 ± 13	1987 ± 13	1982 ± 1		
Примечания. ^a — изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; Rho — коэффициент корреляции ошибок отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; * — навеска не определялась; Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам.														

Таблица 2. Содержания петрогенных (мас. %) и редких (ppm) элементов в гиперстеновых плагиогнейсах и чарнокитах центральной части Анабарского щита

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	A-12-88	A-128a-90	A-55-88	A-9-88	A-29-88	A-19-88	A-58-88	A-70-88	A-56-88	A-71-88	A-36-88	A-34-88	A-62-88
SiO ₂	61.36	63.2	56.37	71.50	64.21	68.70	64.40	69.40	66.40	67.60	71.20	70.91	70.62
TiO ₂	0.651	0.53	0.89	0.309	0.596	0.48	0.84	0.32	0.64	0.52	0.19	0.32	0.25
Al ₂ O ₃	16.84	17.85	16.14	14.89	16.05	14.80	16.70	15.10	15.30	16.60	15.30	14.86	14.58
Fe ₂ O ₃ *	6.20	4.70	11.24	3.65	6.18	4.25	5.16	3.23	4.90	4.13	2.60	3.04	3.39
MnO	0.10	0.06	0.13	0.07	0.11	0.04	0.05	0.03	0.04	0.07	0.03	0.04	0.04
MgO	3.58	1.72	4.14	0.85	2.70	1.32	1.61	1.24	1.32	1.35	0.97	1.16	1.65
CaO	5.99	4.92	7.00	3.86	5.22	1.79	2.71	1.84	2.34	3.78	1.88	2.75	1.69
Na ₂ O	3.84	5.02	2.54	3.31	3.82	2.43	3.35	2.89	2.14	3.91	2.93	3.35	2.97
K ₂ O	1.07	1.06	1.43	0.87	0.77	5.54	4.28	4.80	6.21	1.78	4.09	2.78	4.12
P ₂ O ₅	0.151	0.266	0.249	0.065	0.124	0.10	0.22	0.04	0.18	0.11	0.05	0.096	0.034
П.п.п.	0.36	0.58	0.06	0.2	0.14	0.16	0.28	0.74	0.28	0.32	0.62	0.24	0.54
Сумма	100.20	99.91	100.30	99.65	99.96	99.80	99.80	99.60	100	100	100	99.55	99.89
Th	0.50	1.53	3.00	1.01	0.22	111	85	54	74	32	29	10	13
U	0.09	0.20	0.29	0.26	0.14	3.60	6.20	1.47	1.16	0.48	1.92	0.45	1.00
Rb	5	8	58	11	2	130	93	79	175	27	116	71	78
Ba	890	578	889	458	367	2700	2300	2650	2073	1470	1130	1173	2162
Sr	525	425	404	223	354	222	254	311	486	449	222	325	257
La	20	30	45	45	11	202	215	109	175	87	37	11	53
Ce	41	55	85	91	23	347	388	196	295	149	65	19	89
Pr	4.9	6.6	10.1	—	3.1	35	39	21	—	15.5	6.7	—	—
Nd	19.5	23	36	45	13.1	101	119	65	95	48	22	8	27
Sm	3.8	3.7	5.9	10.2	3.1	11.6	15.4	9.4	11.5	7	3.7	1.2	4.7
Eu	1.04	0.89	1.66	2	0.83	1.47	2	1.51	1.48	1.19	0.72	0.33	1.33
Gd	3.1	2.9	4.5	—	3.4	6.6	10.8	6.3	5.2	4.9	2.8	—	—
Tb	0.41	0.33	0.60	0.9	0.54	0.58	1.11	0.64	0.76	0.46	0.29	0.14	0.38
Dy	2.2	1.6	3.2	—	3.0	2	5.2	2.7	—	2.1	1.49	—	2.2
Ho	0.4	0.28	0.63	—	0.63	0.34	0.96	0.43	—	0.34	0.25	—	—
Er	1.11	0.69	1.78	—	1.71	0.8	2.4	0.81	—	0.9	0.66	—	—
Tm	0.16	0.1	0.24	—	0.24	0.09	0.31	0.1	—	0.13	0.11	—	0.13
Yb	1.01	0.58	1.57	1.4	1.50	0.45	1.83	0.58	0.83	0.78	0.64	0.3	0.7
Lu	0.15	0.079	0.24	0.2	0.23	0.06	0.24	0.09	0.13	0.12	0.1	0.04	0.08
Zr	163	172	169	—	128	419	703	259	—	139	142	—	—
Hf	3.8	4.4	3.7	3.8	3.2	10.6	16.9	6.9	10.2	3.4	3.8	1.4	3.6
Ta	0.58	0.48	0.51	0.8	0.27	0.12	1.63	0.06	0.17	0.17	0.09	0.1	0.1
Nb	4	4.8	10.2	—	4.6	10.3	34	3.6	—	6	4.3	—	—
Y	11	8.3	18.6	—	19.0	8.2	27	10.5	—	9.8	8	—	—
Cr	104	209	66	28	73	589	24	19	35	18	10	36	25
Ni	78	69	31	15	37	86	14	19	22	15	25	27	13
Co	2	11	28	11	19.1	6.4	7.2	6	3	8.4	3.3	8	7
(La/Yb) _n	13.4	34.9	19.2	21.7	4.9	302.6	79.2	126.7	75.2	39.0	39.0	25	51
Eu/Eu*	0.90	0.80	0.94	1.04	0.77	0.47	0.45	0.57	0.59	0.66	0.66	—	—

Примечание. 1–5 – гиперстеновые плагиогнейсы; 6–13 – чарнокиты: 6–9 жильные, 10–13 линзовидные. Fe₂O₃* – общее железо. Прочерк – нет данных.

Время формирования Котуйканской зоны может быть оценено как постпозднеархейское на основании возраста гранулитового метаморфизма пород Далдынского террейна (2.76–2.6 млрд лет) (Розен и др., 1991; Гусев и др., 2013). Формирование и эволюция пород Котуйканской зоны продолжались и в раннем протерозое, о чем свидетельствует проявление гранулитового метаморфизма двупироксеновых кристаллосланцев на рубеже 1975 ± 13 млн лет, а также возраст гранитогнейсов — 1963 ± 16 и 1899 ± 14 млн лет и гранитов — 1858 ± 6 млн лет, сформированных в этой зоне (Гусев и др., 2013). Время формирования Билляхской зоны оценено по времени гранулитового метаморфизма в Хапчанском террейне в его восточном надвинутом борту и составляет 1.97 ± 0.02 млрд лет (Бибикина и др., 1988; Розен и др., 2000), а также возраста монцодиоритов Билляхского массива и ассоциирующего дайкового комплекса (1983 ± 3 и 1971 ± 4 млн лет) (Смелов и др., 2012).

Приведенные данные показывают, что проявление гранулитового метаморфизма, сопровождавшееся образованием чарнокитов, в породах террейнов, разделенных коллизионными зонами, и формирование гранитоидов, в частности гранитогнейсов, в самих зонах происходили субсинхронно в раннем протерозое, около 2 млрд лет назад. Время метаморфизма и гранитообразования совпадают с формированием чарнокитов, и все эти процессы, включая чарнокитообразование, взаимосвязаны, поскольку обусловлены аккрецией раннедокембрийских террейнов в структуру Сибирского кратона. Показано (Donskaya, 2020), что в северной части кратона аккреционные процессы происходили раньше ~2 млрд лет назад в сравнении с южной и юго-западной его окраинами, где эти события отвечают рубежу около 1.9–1.85 млрд лет.

Время образования чарнокитов в общей последовательности формирования гранулитового комплекса (участок 3). Ассоциация гранулитов, включающая широко развитые в ней чарнокиты, резко отличается от типичного набора пород далдынской и верхнеанабарской серий, сложенных в основном гиперстеновыми плагиогнейсами и основными двупироксен-плагиоклазовыми кристаллосланцами. Рассматриваемая ассоциация пород с чарнокитами представлена в сравнительно небольшом блоке (истоки рек Котуйкан и Кюкюр-Хатарык), но она демонстрирует резкую вещественную и геохимическую неоднородность гранулитов анабарского комплекса. Наряду с распространенными в регионе низкорadioактивными гиперстеновыми плагиогнейсами (эндербитоидами), основными пироксен-плагиоклазовыми кристаллосланцами толейтовой серии (Rosen et al., 1989) в данном блоке развиты гиперстен-двуполевошпатовые чарнокиты гранитного состава с умеренно повышенным содержанием К (в среднем 3.2 мас. %) и

Th (21.0 ppm), но обедненные U ($\text{Th}/\text{U} = 14.5$) (Ножкин, Туркина, 1993; Ножкин и др., 2019). Они ассоциируют с субщелочными высококалийными чарнокитами гранодиорит-гранитного состава, отличающимися аномальной ториееносностью ($\text{Th} = 74$ ppm) и высоким Th/U отношением (22). Жильные тела чарнокитов мощностью более одного метра нередко содержат ксенолиты мигматизированных полосчатых плагиогнейсов и линзы пироксен-плагиоклазовых кристаллосланцев.

Высоко- и умеренно калиевые чарнокиты находятся в ассоциации с гиперстеновыми плагиогнейсами, а также метаосадочными породами — высокоглиноземистыми гранат- и силлиманит-кордиеритсодержащими ториееносными гнейсами, сапфиринсодержащими сланцами, кварцитами и кальцифирами, а также основными кристаллосланцами — метабазами, интрузиями диоритов и габбро-диоритов, характеризующихся повышенным содержанием Ti, P, K, Ba, Sr и Th (Ножкин и др., 2019). Данный комплекс, ранее относился к килегирской толще далдынской серии (Геологическая..., 1975). Наши исследования показывают, что на этом участке по существу развиты два комплекса: более ранний, очевидно, архейский, представленный низкорadioактивными низкокaлийными гиперстеновыми плагиогнейсами с прослоями низкотитанистых пироксен-плагиоклазовых кристаллосланцев, и более поздний, палеопротерозойский, существенно метаосадочный (Ножкин и др., 2019). Первый из них мигматизирован, испытал складчатые деформации. Оба комплекса интрузированы телами диоритов и габбро-диоритов, а также дайками метабазитов субщелочного состава, обогащенных как и титанистые стратифицированные кристаллосланцы Ti, P, K, Ba, Sr, Th, Zr и Rb (Розен, Сычкина, 1990), и метаморфизованы в условиях гранулитовой фации. По результатам геотермометрии установлены *P-T* параметры формирования и эволюции сапфиринсодержащих гранулитов с пиковыми значениями ультравысокотемпературного УНТ метаморфизма в диапазоне $T = 920\text{--}1000^\circ\text{C}$ при $P = 9\text{--}11$ кбар (Ножкин и др., 2019).

Процессы чарнокитообразования наложены на мигматизированную и испытавшую складчатость гиперстен-плагиогнейсовую, а также метаосадочную толщу с высокоглиноземистыми гнейсами и повышеннотитанистыми основными кристаллосланцами. Высокотитиевые чарнокиты — это массивные однородные среднезернистые породы, незатронутые мигматизацией. Их выходы нередко сопровождаются парагенетической ассоциацией пегматоидов, биотит-гиперстеновых гнейсогранитов и лейкогранитов. Последние завершают процессы образования гранитоидов, содержащих гиперстен и развивающийся по нему биотит, и местами развиваются в диоритах и габбро-диоритах,

Таблица 3. Sm-Nd изотопные данные для чарнокитов Анабарского щита

№ п/п	Номер образца	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$, млн лет
1	A-36-88	2.7	18.39	0.0887	0.510588 ± 7	–12.6	3105
2	A-58-88	9.07	71.2	0.0770	0.510446 ± 5	–12.4	2997

Примечание. $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ рассчитано на 1980 млн лет.

образуя гнезда и линзы кварц-полевошпатовых пород с биотитом и гиперстеном. В отличие от высокотермических и высококальциевых чарнокитов так называемые двуполевошпатовые гнейсы – чарнокиты с умеренно повышенным содержанием K и Th наблюдаются в виде гнезд и линз в гиперстеновых плагиогнейсах и нередко унаследуют полосчатость и гнейсовидность последних.

Происхождение чарнокитов. Жильные высококальциевые и линзо-гнездообразные умереннокальциевые чарнокиты характеризуются близким изотопным Nd составом с $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ –12.4 и –12.6 и модельным возрастом – $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ равным 3.0–3.1 млрд лет (табл. 3). Изотопные данные свидетельствуют об источнике с длительной коровой предысторией. Их источником могли быть архейские плагиогнейсы верхнеанабарской и далдынской серий, которые согласно (Розен и др., 2000) имеют модельный Nd возраст ~3.0 млрд лет, а по данным (Гусев и др., 2017, 2019) находится в диапазоне 3.0–3.5 млрд лет.

Образование кислых высококальциевых расплавов как правило связано с плавлением сиалических коровых источников. Для чарнокитов Анабарского щита в пользу такой модели свидетельствуют: 1) умеренное до высокого содержание K_2O ; 2) обогащение некогерентными редкими элементами, прежде всего легкими РЗЭ и Th; 3) отрицательные $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ –12.4 и –12.6 и величины $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$, отражающие плавление долгоживущего корового источника. Пространственная ассоциация с породами метаосадочной толщи, и близость модельного Nd возраста парагнейсов и чарнокитов (3.0–3.1 млрд лет) позволяют рассматривать эти породы в качестве потенциального источника кислого расплава. Вместе с тем этому противоречит отсутствие в чарнокитах граната, который согласно экспериментальным данным образуется в результате инконгруэнтного плавления биотита при $P \geq 5$ –8 кбар для глиноземистых граувакковых субстратов (Vielzeuf, Montel, 1994) (напомним, что давление при метаморфизме метаосадочных пород оценивается 9–11 кбар), а также повышенное содержание Sr (220–490 г/т), не типичное для пералюминивых гранитов S-типа (Whalen et al., 1987).

Другим потенциальным источником расплава для чарнокитов могут быть архейские гиперстеновые плагиогнейсы. Эти породы в сравнении с чарнокитами имеют более меланократовый состав, но сходный характер распределения РЗЭ с

высоким $(\text{La}/\text{Yb})_n$. В сравнении с плагиогнейсами чарнокиты обогащены некогерентными редкими элементами (Th, легкие РЗЭ, Rb, Ba, Zr, Nb), но обеднены Sr, тяжелыми РЗЭ, что согласуется с распределением редких элементов в расплаве, образованном из плагиогнейсового источника. Появление у чарнокитов отчетливого Eu минимума указывает на наличие плагиоклаза среди реститовых фаз, а аномально высокие концентрации Th, легких РЗЭ и Zr в высококальциевых жильных чарнокитах – на полное плавление акцессорных минералов-носителей, таких как монацит циркон. О высокотемпературном характере высококальциевых жильных чарнокитов свидетельствуют температуры насыщения цирконием, рассчитанные по (Watson, Harrison, 1983) и составляющие 800–890°C. Можно предполагать, что автохтонные чарнокиты, образующие линзовидные обособления среди плагиогнейсов и имеющие более низкие концентрации Th, легких РЗЭ и Zr и соответственно более низкие температуры насыщения цирконием (740–750°C), формировались в ином температурном режиме. Таким образом, наиболее вероятным источником для образования чарнокитов были архейские гиперстеновые плагиогнейсы, чему не противоречит и близкий изотопный Nd состав: ($T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 3.0$ –3.1 для чарнокитов и 3.0–3.5 млрд лет для плагиогнейсов (Розен и др., 2000; Гусев и др., 2017, 2019).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Чарнокиты наиболее широко развиты в блоке, локализованном в центральной части Анабарского щита и сложенном преимущественно метаосадочными палеопротерозойскими породами, метаморфизованными в гранулитовой фации. Метаосадочные породы и чарнокиты включают отдельные горизонты гиперстеновых плагиогнейсов и двупироксен-плагиоклазовых кристаллосланцев, типичных для далдынского гранулитового комплекса, имеющего архейский возраст.

2. Выделено два типа гиперстен-двуполевошпатовых чарнокитов: умеренно- и высококальциевые. Первые развиты в виде небольших линз и гнезд в гиперстеновых плагиогнейсах, связаны с ними постепенными приконтактовыми переходами и нередко унаследуют их полосчатость и гнейсовидность. Данные чарнокиты являются ав-

тохтонными или параавтохтонными. Второй тип чарнокитов составляет более крупные удлиненные или жильные тела с четкими секущими контактами, т.е. представляют инъекции расплава во вмещающие породы. В отличие от гиперстеновых плагиогнейсов эти чарнокиты равномерно-среднезернистые, массивной текстуры и не мигматизированы.

3. U-Pb методом определен палеопротерозойский возраст монацита из жильного чарнокита и чарнокита из линзовидного обособления среди плагиогнейсов. Чарнокиты, различающиеся по структурному положению, одновозрастны (1982 млн лет) и существенно оторваны по времени от глиноземистых метаосадочных пород, возраст которых оценивается ~2.4–2.5 млрд лет.

4. Гиперстеновые плагиогнейсы соответствуют магматическим породам среднего, реже кислого состава, тогда как чарнокиты имеют состав гранодиоритов и гранитов. От плагиогнейсов к умеренно и высококалиевым чарнокитам возрастают концентрации Zr, Nb, Rb, Ba и особенно Th и легких РЗЭ. Обе группы пород характеризуются сходным сильно фракционированным распределением РЗЭ с увеличением $(La/Yb)_n$ и появлением Eu минимума для чарнокитов. Высоко- и умереннокалиевые чарнокиты имеют близкий Nd изотопный состав, свидетельствующий об общем источнике. Согласно геохимическим и изотопным данным образование высококалиевых чарнокитов произошло в результате высокотемпературного плавления гиперстеновых плагиогнейсов.

5. Гранулитовый метаморфизм и образование чарнокитов происходили субсинхронно с формированием гранитоидов в коллизионных зонах на рубеже ~2 млрд лет. Все эти процессы обусловлены аккрецией раннедокембрийских террейнов в структуру Сибирского кратона.

6. Образование чарнокитов завершает формирование гранулитового комплекса Анабарского щита. Процессы чарнокитообразования накладываются на гиперстеновые плагиогнейсы, испытавшие мигматизацию и складчатые деформации, а также на метаосадочную толщу с высокоглиноземистыми гнейсами и повышеннотитанистыми метабазитами.

Исследования выполнены в рамках государственного задания ИГМ СО РАН и проекта РНФ (№ 21-77-20018).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Архей Анабарского щита и проблемы ранней эволюции Земли (1988) (Под ред. М. С. Маркова). М.: Наука, 253 с.

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

Бибикова Е.В., Белов А.Н., Розен О.М. (1988) *Изотопное датирование метаморфических пород Анабарского щита. Архей Анабарского щита и проблемы ранней эволюции Земли*. М.: Наука, 122–133.

Вишневский А.Н., Турченко С.И. (1986) *Общие закономерности геологии и минералогии. Строение земной коры Анабарского щита*. М.: Наука, 17–38.

Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200000. Серия Анабарская. Листы R-49-XIX, XX. Объяснительная записка (1975), А.А. Потуроев. М., 82 с.

Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Васильева И.М., Ризванова Н.Г., Липенков Г.В., Дубинина Е.О. (2019) Раннерифейская билляхская серия Анабарского поднятия (Северная Сибирь): изотопная C–O геохимия и Pb–Pb возраст доломитов. *Стратиграфия. Геол. корреляция*. **27**(5), С. 19–35.

Гусев Н.И., Руденко В.Е., Бережная Н.Г., Скублов С.Г., Морев Н.В., Ларионов А.Н., Лепехина Е.Н. (2012) Возраст гранулитов далдынской серии Анабарского щита. *Региональная геология и металлогения*. **52**, 29–38.

Гусев Н.И., Руденко В.Е., Бережная Н.Г., Скублов С.Г., Ларионов А.Н. (2013) Изотопно-геохимические особенности и возраст (SHRIMP II) метаморфических и магматических пород в Котуйкан-Монхолинской зоне Анабарского щита. *Региональная геология и металлогения*. **54**, 49–59.

Гусев Н.И., Сергеева Л.Ю., Скублов С.Г., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н. (2017) Состав и соотношения ранне- и позднеархейских гранулитов в бекелехской толще Анабарского щита (Сибирский кратон). *Региональная геология и металлогения*. **70**, 17–35.

Гусев Н.И., Сергеева Л.Ю., Скублов С.Г. (2019) Свидетельства переработанной эоархейской коры на Анабарском щите (Сибирский кратон). *Региональная геология и металлогения*. **78**, 40–57.

Гусев Н.И., Сергеева Л.Ю., Ларионов А.Н., Скублов С.Г. (2020) Реликты эоархейской континентальной коры Анабарского щита, Сибирский кратон. *Петрология*. **28**, 115–138.

Гусев Н.И., Сергеева Л.Ю., Скублов С.Г. (2021) Свидетельства субдукции палеопротерозойской океанической коры в Хапчанском поясе Анабарского щита Сибирского кратона. *Петрология*. **29**, 115–135.

Зайцева Т.С., Семихатов М.А., Горохов И.М., Сергеев В.Н., Кузнецов А.Б., Ивановская Т.А., Мельников Н.Н., Константинова Г.В. (2016) Изотопная геохронология и биостратиграфия рифейских отложений Анабарского массива, Северная Сибирь. *Стратиграфия. Геол. корреляция*. **24**(6) 3–29.

Злобин В.Л. (1988) *Карбонатные и сопровождающие их породы. Архей Анабарского щита и проблемы ранней эволюции Земли*. М.: Наука, 31–61.

Метаморфические комплексы Анабарского щита. Путеводитель геологической экскурсии (Под ред. Н.А. Богданова, К. Конди) (1990). М.: ИЛ АН СССР, 128 с.

Ножкин А.Д., Туркина О.М. (1993) *Геохимия гранулитов канского и шарыжалгайского комплексов*. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 223 с.

Ножкин А.Д., Лиханов И.И., Савко К.А., Крылов А.А., Серов П.А. (2019) Сапфиринсодержащие гранулиты Анабарского щита. *Геохимия*. **64**(5), 486–502.

- Nozhkin A.D., Likhanov I.I., Savko K.A., Krylov A.A., Se-rov P.A. (2019) Sapphirine-bearing granulites of the Anabar shield. *Geochem. Int.* **57**(5), 524-539.
- Петров П.Ю. (2014) Мукунский бассейн: обстановки, параметры палеосреды и факторы континентальной терригенной седиментации раннего мезопротерозоя (нижний рифей Анабарского поднятия Сибири). *Литология и полезные ископаемые*. **1**, 60-88.
- Розен О.М. (2003) Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции. *Геотектоника*. **3**, 3-21.
- Розен О.М., Сычкина О.Ф. (1990) Дайки субщелочных метабазитов в архейском гранулитовом комплексе Анабарского щита. *ДАН*. **312**(1), 192-196.
- Розен О.М., Бибикова Е.В., Журавлев Д.З. (1991) *Архейские гранулиты Анабарского щита (Северная Сибирь): геохимия и геохронология. Ранняя кора: ее состав и возраст*. М.: Наука, 199-224.
- Розен О.М., Журавлев Д.З., Суханов М.К., Бибикова Е.В., Злобин В.Л. (2000) Изотопно-геохимические и возрастные характеристики раннепротерозойских террейнов, коллизионных зон и связанных с ними анортозитов на северо-востоке Сибирского кратона. *Геология и геофизика*. **41**(2), 163-180.
- Смелов А.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Березкин В.И., Кравченко А.А., Добрецов В.Н., Велюков С.Д., Яковлева С.З. (2012) Возраст и продолжительность формирования Билляхской зоны тектонического меланжа, Анабарский щит. *Петрология*. **20**(3), 315-330.
- Турченко С.И., Розен О.М. (2012) Минерагения Анабарского щита. *Отечественная геология*. **3**, 8-16.
- Donskaya T.V. (2020) Assembly of the Siberian Craton: Constraints from Paleoproterozoic granitoids. *Precambrian Res.* **348**, 1055869.
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. (2001) A geochemical classification for granitic rocks. *J. Petrol.* **42**, 2033-2048.
- Gusev N.I., Sergeeva L.Yu., Skublov S.G. (2021) Dating the sedimentary protolith of the Daldyn Group quartzite, Anabar shield, Russia: new detrital zircon constraints. *Geosciences*. **10**, 10060208.
- Krogh T.E. (1973) A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **37**, 485-494.
- 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.
- Ludwig K.R. (1999) ISOPLOT/Ex, Version 2.06. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Isochronology Special Publication*. **1a**, 49 pp.
- Ludwig K.R. (1991) PBDAT: A computer program for processing Pb-U-Th isotope data, version 1.20. Reston, Virginia, U.S. Geological Survey Open-File Report. 88-542.
- Rosen O.M., Condie K.C., Natapov L.M., Nozhkin A.D. (1994) Archean and Early Proterozoic Evolution of the Siberian Craton: a Preliminary Assessment. *Archean Crustal Evolution* (Condie K.C., Ed.). Amsterdam: Elsevier, 411-459.
- Rozen O.M., Nozhkin A.D., Zlobin V.L., Rachkov V.B. (1989) Distribution of radioactive elements in the metamorphic rocks and evolution of the crust. *Int. Geol. Rev.* **31**(8), 780-791.
- Stacey J.S., Kramers I.D. (1975) Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.* **26**, 207-221.
- Steiger R.H., Jager E. (1976) Subcommittee of Geochronology: conversion of the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.* **36**, 359-362.
- Vielzeuf D., Montel J.M. (1994) Partial melting of metagreywackes. Part I. Fluid-absent experiments and phase relationships. *Contrib. Mineral. Petrol.* **117**, 375-393.
- Watson E.B., Harrison T.M. (1983) Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth Planet. Sci. Lett.* **64**, 295-304.
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. (1987) A-type granite: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.* **95**, 407-419.