

ГЕОХИМИЯ И ИСТОЧНИКИ СНОСА РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД УРИКСКО-ИЙСКОГО ГРАБЕНА

(юг Сибирского кратона)

З.Л. Мотова, Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб, А.М. Мазукабзов, Е.И. Демонтерова

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

Представлены результаты петрографических, геохимических и изотопно-геохимических (Sm–Nd) исследований раннепротерозойских терригенных пород Урикско-Ийского грабена, формирование которых происходило в течение трех последовательных этапов растяжения. Установлено, что терригенные породы Урикско-Ийского грабена представлены как петрогенными (ингашинская и далдарминская свиты), так и литогенными (ермосохинская свита) осадочными образованиями. Сделан вывод, что породы нижней и частично средней частей разреза Урикско-Ийского грабена (ингашинская свита и нижняя подсвита далдарминской свиты) были сформированы преимущественно за счет разрушения магматических пород кислого состава. Терригенные породы средней части разреза (верхняя подсвита далдарминской свиты) могли быть образованы как за счет разрушения магматических пород кислого состава, так и, возможно, за счет разрушения магматических пород основного состава. Для пород верхней части разреза (ермосохинская свита) в качестве источников сноса предполагаются нижележащие терригенные образования ингашинской и далдарминской свит. Nd модельный возраст (2.3—2.5 млрд лет), полученный для пород всех трех изученных статоподразделений, указывает на преобладание пород верхней континентальной коры неархейского и раннепротерозойского возрастов в области источника сноса.

Терригенные породы, геохимия, изотопный состав Nd, палеогеодинамические реконструкции, ранний протерозой, Урикско-Ийский грабен, Сибирский кратон

GEOCHEMISTRY AND PROVENANCES OF THE PALEOPROTEROZOIC TERRIGENOUS ROCKS OF THE URIK–IYA GRABEN (southern Siberian craton)

Z.L. Motova, T.V. Donskaya, D.P. Gladkochub, A.M. Mazukabzov, E.I. Demonterova

We present results of petrographic, geochemical, and isotope-geochemical (Sm–Nd) studies of the Paleoproterozoic terrigenous rocks of the Urik–Iya graben, which formed during three successive stages of extension. We have established that these rocks are both petrogenic (Ingashi and Daldarma formations) and lithogenic (Ermosokha Formation) sediments. It is concluded that the rocks in the lower and, partly, middle parts of the Urik–Iya graben section (Ingashi Formation and Lower Daldarma Subformation) resulted mostly from the disintegration of felsic igneous rocks. The terrigenous rocks in the middle part of the section (Upper Daldarma Subformation) might have formed through the disintegration of both felsic and mafic igneous rocks. The rocks in the upper part of the section (Ermosokha Formation) probably formed from the underlying terrigenous rocks of the Ingashi and Daldarma formations. The Nd model age (2.3–2.5 Ga) estimated for the rocks of the three studied sections points to a predominance of rocks of the Neoproterozoic and Paleoproterozoic upper continental crust in the provenance.

Terrigenous rocks, geochemistry, Nd isotope composition, paleogeodynamic reconstructions, Paleoproterozoic, Urik–Iya graben, Siberian craton

ВВЕДЕНИЕ

Химические составы терригенных осадочных пород, так же как отношения петрогенных и редких элементов, широко используются при изучении осадочных толщ для реконструкции составов источников сноса и геодинамических обстановок их формирования с использованием серии дискриминационных диаграмм (см. обзор в [Маслов и др., 2016]). Предполагается, что терригенные породы, формирующиеся в разных тектонических обстановках, имеют различные геохимические характеристики, отражающие разнообразие их источников сноса. Напротив, допускается, что осадочные породы, отлагающиеся в пределах одной и той же структуры в сходной геодинамической обстановке, будут характеризоваться близкими химическими составами и отношениями химических элементов. Проверка последнего вывода была сделана при изучении раннепротерозойских терригенных пород Урикского-Ийского

грабена южной части Сибирского кратона, отложение которых происходило в ходе трех оторванных по времени этапов внутриконтинентального растяжения в пределах единой достаточно узкой структуры [Гладкочуб и др., 2014].

В статье представляются новые петрографические, геохимические и изотопные данные по терригенным породам ингашинской, далдарминской и ермосохинской свит Урикско-Ийского грабена, формирование которых происходило в течение трех последовательных этапов растяжения. Итогом статьи является сопоставление составов терригенных пород изученных свит, оценка их источников сноса и особенностей формирования.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Урикско-Ийский грабен располагается в южной части Сибирского кратона между Бирюсинским и Шарыжалгайским выступами фундамента. В плане грабен имеет клиновидную форму и прослеживается от бассейна р. Урик на юго-востоке до бассейна р. Ия на северо-западе, протяженность грабена составляет 200 км при ширине до 30—35 км. От Шарыжалгайского выступа он отделен Точерским региональным разломом, от Бирюсинского выступа — Хульцайским разломом и поясом гранитоидов саянского комплекса. Северная часть грабена перекрыта позднерифейско-фанерозойскими осадочными комплексами пород чехла кратона. С юга грабен ограничен зоной Главного Саянского разлома (рис. 1). Согласно тектонической схеме О.М. Розена [2003], породы Урикско-Ийского грабена принадлежат Ангарскому складчатому поясу Тунгусского супертеррейна Сибирского кратона.

Структура Урикско-Ийского грабена интерпретируется как длительно развивающийся (от палео- до мезопротерозоя) палеоавлакоген, формирование которого началось около ~1.9 млрд л. н. в обстановке растяжения, связанной с коллапсом орогена, образовавшегося в результате коллизии Бирюсинского и Шарыжалгайского блоков [Гладкочуб и др., 2014]. Становление структуры Урикско-Ийского грабена происходило в три этапа, каждый из которых характеризуется осадконакоплением [Гладкочуб и др., 2014; Донская и др., 2018].

Грабен сложен преимущественно раннепротерозойскими и раннерифейскими вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами, мощность которых, по данным геолого-съемочных работ, достигает 15 км. На основании стратиграфической схемы, предложенной [Мац, Таскин, 1973; Эволюция..., 1988], в строении грабена выделяются (снизу вверх): раннепротерозойские шаблольская, большереченская (ингашинская), далдарминская, урикская (аршанская) свиты сублукской серии, а также ангаульская и одайская свиты калбазыкской серии. В верхней части разреза грабена залегают отложения раннерифейской ермосохинской свиты. Раннепротерозойские породы, слагающие грабен, метаморфизованы в различной степени. Наибольшая степень метаморфизма (амфиболитовая фация) отмечается в зонах контакта гранитоидов саянского комплекса с породами шаблольской и большереченской (ингашинской) свит. Остальные породы грабена изменены в различных субфациях зеленосланцевой фации метаморфизма, породы ермосохинской свиты практически не изменены. Комплексы пород, слагающие Урикско-Ийский грабен, в различной степени дислоцированы. Наибольшие складчатые деформации характерны для центральной и юго-восточной частей грабена. В северо-западной части грабена интенсивность складчатых деформаций убывает.

В ходе проведенного исследования были изучены породы трех свит Урикско-Ийского грабена, представляющие нижнюю, среднюю и верхнюю части разреза грабена, а именно породы ингашинской, далдарминской и ермосохинской.

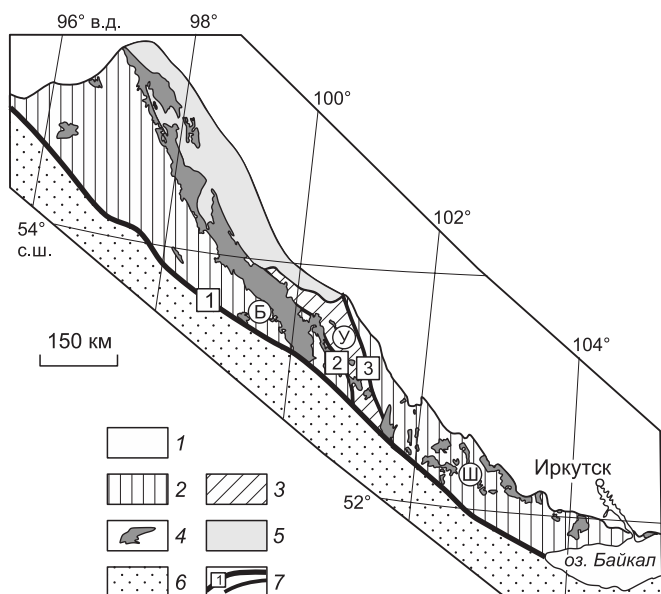


Рис. 1. Схема геологического строения южной части Сибирского кратона (по [Гладкочуб и др., 2014] с изменениями).

1 — фанерозойский осадочный чехол; 2 — раннедокембрийские выступы фундамента (Б — Бирюсинский; Ш — Шарыжалгайский); 3 — раннепротерозойский Урикско-Ийский грабен (У); 4 — раннепротерозойские постколлизийные гранитоиды саянского комплекса; 5 — позднепротерозойские терригенно-осадочные отложения окраины кратона; 6 — Центрально-Азиатский складчатый пояс; 7 — основные разломы (1 — Главный Саянский; 2 — Хульцайский; 3 — Точерский).

хинской свит. Нижняя ингашинская свита характеризуется преимущественно песчаниково-сланцевым составом, с редкими прослоями карбонатных пород [Галимова и др., 2012]. Отложения свиты прорываются базитами ангаульского комплекса с возрастом 1914 ± 2 млн лет [Донская и др., 2018]. Анализ возрастных спектров детритовых цирконов, полученных для песчаника ингашинской свиты, показывает, что основной пик отвечает значению 1963 млн лет, а небольшой пик наиболее молодых цирконов соответствует возрасту 1909 млн лет [Гладкочуб и др., 2014]. Близость оценок возраста самых молодых детритовых цирконов в породах ингашинской свиты и возраста прорывающих их долеритов ангаульского комплекса свидетельствует, что накопление осадочных толщ и внедрение долеритов отвечает единому раннепротерозойскому этапу внутриконтинентального растяжения, имевшему место ~1915—1910 млн л. н.

Далдарминская свита составляет среднюю часть разреза грабена и представлена главным образом сланцами, часто углеродистыми, кварцитами, песчаниками, известняками, алевролитами, среди которых располагаются горизонты эффузивов разного состава, а также вулканитов основного состава и их туфов [Галимова и др., 2012]. Далдарминская свита подразделяется на две подсвиты. Нижняя подсвита с горизонтом конгломератов и гравелитов в основании сложена углеродисто-глинистыми и глинистыми филлитовидными сланцами, переслаивающимися с серыми кварцитами, и прорывается породами Усть-Игнокского габбро-диоритового массива с возрастом 1836 ± 10 млн лет [Донская и др., 2020]. Накопление осадочных толщ нижней подсвиты далдарминской свиты, по-видимому, связано с тем же ранним этапом растяжения, что и формирование пород ингашинской свиты, на завершающих стадиях которого произошло внедрение магматических пород с возрастом 1.88—1.84 млрд лет, входящих в состав Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса [Диденко и др., 2003; Ларин и др., 2003; Донская и др., 2005, 2014].

Верхняя подсвита далдарминской свиты сложена алевролитами, песчаниками с прослоями углеродисто-серицитовых сланцев, а также известняками и эффузивами кислого и основного состава. В основании подсвиты отмечается горизонт конгломератов и гравелитов. Анализ возрастных спектров детритовых цирконов, полученных для алевролита верхней подсвиты далдарминской свиты, показывает, что основной пик отвечает значению 1845 млн лет, а наиболее молодые цирконы образуют небольшой пик, соответствующий возрасту 1750 млн лет, что позволяет предполагать накопление осадочных толщ верхней части далдарминской свиты в пределах рифтогенного бассейна на временном интервале 1.75—1.70 млрд лет [Гладкочуб и др., 2014].

Ермосохинская свита относится к верхней части разреза грабена и сложена преимущественно гравелитами, песчаниками и конгломератами [Галимова и др., 2012]. В основании свиты отмечается горизонт базальных конгломератов, залегающий с угловым несогласием на породах нижележащих свит. Предполагается, что накопление отложений ермосохинской свиты имело место в предгорном прогибе во впадинах типа пулл-апорт [Гладкочуб и др., 2014]. Изучение детритовых цирконов в песчанике ермосохинской свиты показало, что основные пики соответствуют значениям возраста 1950, 1883, 1829, 1735 млн лет, т. е. близки к возрасту цирконов в проанализированных терригенных породах нижележащих ингашинской и далдарминской свит. Самая молодая группа цирконов в песчанике ермосохинской свиты имеет возраст 1680 млн лет [Гладкочуб и др., 2014]. Породы ермосохинской свиты прорваны небольшими телами гранитоидов чернозиминского комплекса с возрастом 1537 ± 14 млн лет [Гладкочуб и др., 2002].

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследования осадочных толщ, слагающих Урикско-Ийский грабен, были проведены в центральной части грабена, по левому и правому бортам р. Ока в устьях ее левых притоков — рек Ингаши и Дандар-Гол (рис. 2). Породы ингашинской свиты были изучены в трех коренных обнажениях, расположенных в стратотипической местности, на правом и левом бортах Оки, в районе устья Ингаши (т. н. 4, 6, 7, см. рис. 2). Нижняя часть далдарминской свиты была изучена в двух коренных обнажениях в устье р. Дандар-Гол (т. н. 1, 8), осадочные толщ верхней части далдарминской свиты исследованы в двух коренных обнажениях в междуречье Ингаши—Дандар-Гол (т. н. 2, 5). Терригенные породы ермосохинской свиты изучены в коренном обнажении (мыс Быков Лоб), расположенном на левом борту Оки (т. н. 3). Всего было отобрано 35 образцов осадочных пород ингашинской, далдарминской и ермосохинской свит для петрографических и геохимических исследований, в том числе на изучение содержаний в них петрогенных, редких и редкоземельных элементов. Для пяти образцов проведены Sm-Nd изотопные исследования.

Определение содержаний петрогенных элементов выполнено методом силикатного анализа в ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН (аналитик Е.Г. Колтунова). Анализ концентраций Co и Sc произведен методом спектрального анализа в ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН (аналитик В.В. Щербань) по стандартной методике на модернизированном атомно-эмиссионном

спектрометре ДФС-13. Пределы обнаружения Co и Sc составляют 2 г/т. Концентрации остальных редких элементов определялись методом ICP MS в ОПЦКП «Ультрамикроанализ» Лимнологического института СО РАН, на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500ce (Agilent Technologies Inc., США) (аналитик С.В. Пантеева). Концентрации элементов в образцах рассчитаны относительно международных стандартов G-2, GSP-2. Химическое разложение проб для ICP MS анализа проведено в ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН методом сплавления с метабора́том лития по методике [Panteeva et al., 2003], что позволило достичь полного растворения всех минералов. Ошибка определений содержаний редких и редкоземельных элементов методом ICP MS составляла не более 5 %.

Изотопные Sm-Nd исследования проводились в Институте земной коры СО РАН. Изотопные отношения Nd и Sm измерены на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 в статическом режиме в ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН. Измеренные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормализованы к отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. Точность определения концентраций Sm и Nd составила 0.5 %, изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ — 0.5 %, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ — 0.005 % (2 σ). Средневзвешенное значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ для стандарта JNd-1 за период измерений представленных в статье данных составило 0.512094 ± 0.000002 (2 σ , $n = 20$). При расчете величин $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ и модельных возрастов $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ использованы современные значения для однородного хондритового резервуара CHUR, по [Jacobsen, Wasserburg, 1984], и деплетированной мантии DM, по [Goldstein, Jacobsen, 1988].

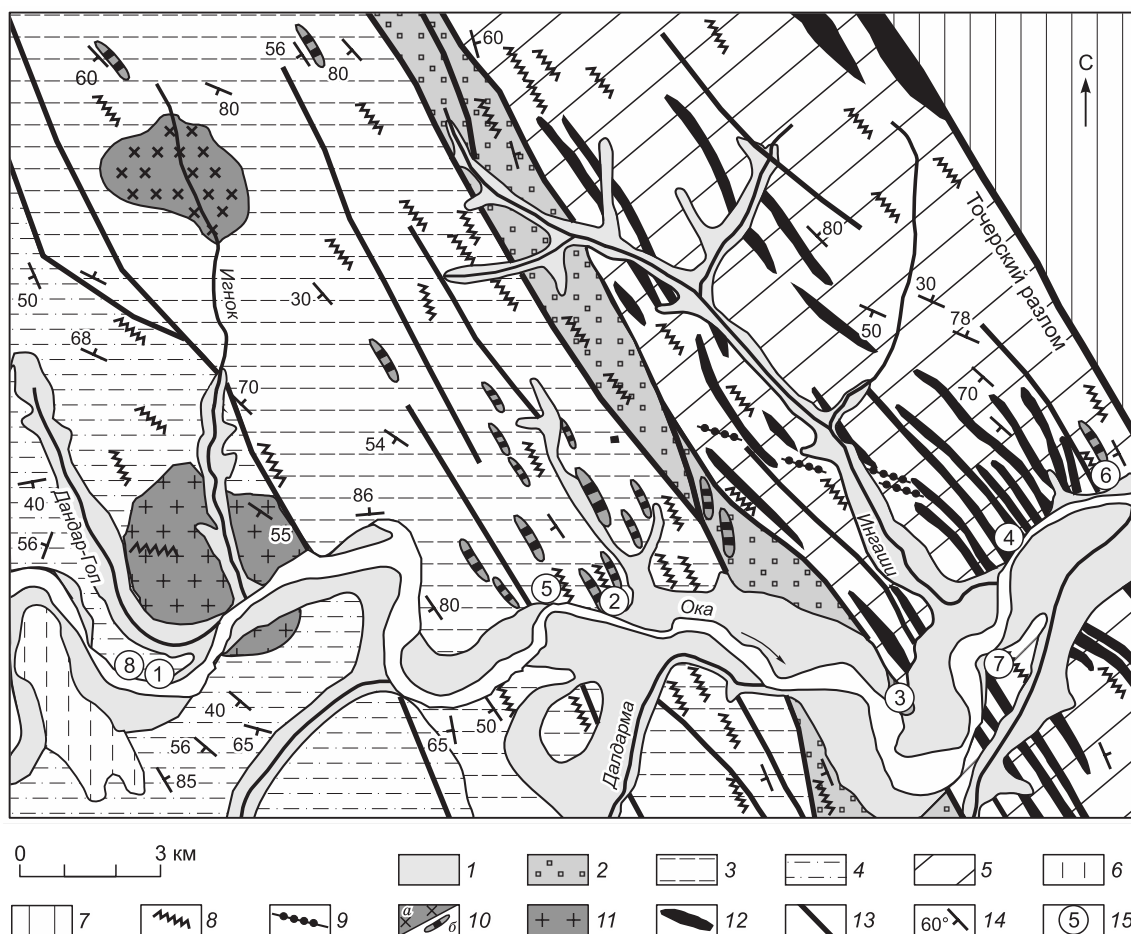


Рис. 2. Геологическое строение центральной части Урикско-Ийского грабена (междуречье Ингаши—Игнок) (по [Гладкочуб и др., 2014; Донская и др., 2018, 2020] с изменениями).

1 — четвертичные аллювиальные отложения; 2—6 — отложения Урикско-Ийского грабена: 2 — ермосохинская свита, 3 — верхняя подсвита далдарминской свиты, 4 — нижняя подсвита далдарминской свиты, 5 — ингашинская свита, 6 — большереченская свита; 7 — раннедокембрийские комплексы Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирского кратона; 8—11 — интрузивные комплексы: 8 — неопротерозойские долериты; 9 — лампроиты; 10 — палеомезопротерозойские гранитоиды чернозиминского комплекса: а — массивы, б — крупные дайковые тела; 11 — палеопротерозойские габброиды — диориты Игновского массива; 12 — палеопротерозойские метадолериты ангаульского комплекса; 13 — разломы; 14 — залегание слоистости; 15 — номера точек наблюдения и места отбора проб.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Изученные породы ингашинской свиты представлены рассланцованными песчаниками и алевропесчаниками, которые сложены полуокатанным и неокатанным обломочным материалом плохой степени сортировки. Структура пород бластопсаммитовая, текстура сланцеватая. Ориентированная сланцеватая текстура обуславливается цементом, перекристаллизованным в агрегат субпараллельно расположенных чешуек серицита и хлорита. Минеральный состав изученных пород ингашинской свиты в соответствии с классификацией Н.В. Логвиненко [1974] отвечает в основном аркозам (рис. 3).

В минеральном составе песчаников и алевропесчаников ингашинской свиты преобладают кварц (20—42 %) и обломки серицитизированных, пелитизированных полевых шпатов (10—40 %). Второстепенные минералы: кальцит (1—3 %), хлорит (1—5 %), серицит (1—4 %) и рудный минерал (1 %). Среди минералов акцессорной группы отмечаются единичные зерна турмалина, циркона и сфена-лейкоксена. Обломки пород (5—30 %) представлены гранитоидами, гранитогнейсами, кварцитами. Породы катаклазированные, по микротрещинам развивается гранобластовый кварц в ассоциации с кальцитом и рудным минералом.

Проанализированные метаморфизованные осадочные породы нижней подсвиты далдарминской свиты представлены эпидот-кварц-хлоритовыми сланцами и углеродистыми кварц-серицитовыми микросланцами. На классификационной диаграмме Н.В. Логвиненко [1974] изученные породы нижней подсвиты далдарминской свиты располагаются в поле значений аркозовых и кварц-полевошпатовых пород (см. рис. 3).

Эпидот-кварц-хлоритовые сланцы характеризуются ориентированной текстурой, определяющей ее однонаправленно расположенными эпидот-цоизитовыми минералами. Лепидогранобластовую структуру породы определяют чешуйки новообразованных хлорита и мусковита. Порода состоит из хлорита (22 %), кварца (20 %), эпидота и цоизита (19 %), кальцита (20 %), мусковита (7 %), альбита (7 %), рудного минерала (5 %), акцессорного минерала рутила. Кварц присутствует в форме гранобластового агрегата, в виде прожилков различной мощности (от 0.1 до 0.6 мм), а также в виде редких обломочных зерен. Отдельными гнездами в породе отмечаются скопления слюд (мусковита и хлорита) и кальцита. Кроме того, кальцит присутствует в тонкозернистой основной массе.

Углеродистые кварц-серицитовые микросланцы обнаруживают полосчато-микросланцеватую текстуру и микролепидогранобластовую структуру. Главный минерал — серицит (82—93 %); второстепенные и акцессорные — кварц (~5 %), гидроксиды железа (1.0—1.5 %), углеродистое вещество (1—2 %), рудные минералы (1—2 %), хлорит, биотит, турмалин. Преобладающий в породе тонкочешуйчатый серицит неравномерно пропитан органическим веществом, а ориентировка его чешуек определяет сланцеватый рисунок породы. В серицитовой массе присутствуют микрогранобластовые скопления кварца, иногда образующего мелкие линзочки, ориентированные по направлению сланцеватости. Более крупные скопления кварца находятся в обрамлении тонких чешуек хлорита и биотита. В заметных количествах в породе наблюдаются рудные минералы, представленные магнетитом, ильменитом, титаномagnetитом. Порода разбита тонкой сетью субпараллельных трещин, заполненных гидроксидами железа.

Изученные породы верхней подсвиты далдарминской свиты отличаются от пород нижней подсвиты и представлены слабометаморфизованными известковыми песчаниками и алевролитами. Для этих пород характерна ориентированная сланцеватая текстура и реликтовая кристаллокластическая или алевропелитовая структуры. Цемент базальный, поровый, глинисто-карбонатный. Главные минералы представлены карбонатом (10—35 %), полевыми шпатами (10—30 %) и кварцем (10—22 %). Второстепенные минералы — биотит (3—10 %), хлорит (5—10 %), серицит (4—5 %), рудный минерал (1—2 %) и углеродистое вещество (1 %).

Рис. 3. Классификационная диаграмма для песчаных и алевролитовых пород Урикско-Ийского грабена [Логвиненко, 1974].

1 — ингашинская свита; 2 — нижняя подсвита далдарминской свиты; 3 — ермосихинская свита.



Проанализированные породы ермосохинской свиты представлены разнородными песчаниками, сложенными неокатанным и полуокатанным, плохо отсортированным обломочным материалом. Согласно классификации Н.В. Логвиненко [1974], данные породы преимущественно относятся к литоидным аркозам (см. рис. 3). Песчаники обнаруживают ориентированную текстуру и псаммитовую структуру. Размер обломков варьируется от 0.1 до 1.0 мм. Цемент глинистый, поровый, базально-поровый. В минеральном составе преобладают полевые шпаты (25—50 %), кварц (15—34 %); присутствуют обломки пород (22—42 %). Второстепенные минералы представлены кальцитом (1—8 %), серицитом (1—6 %), мусковитом (1 %), хлоритом (1—3 %), биотитом (1—2 %), рудным минералом (1—2 %) и железистым карбонатом (1—4 %). Минералы акцессорной группы: апатит, турмалин, циркон, сфен, лейкоксен. Обломки кварца в породе оскольчатой формы имеют волнистое погасание. Полевые шпаты пелитизированы, серицитизированы, соссюритизированы. Среди обломков пород встречаются гранитоиды, эффузивы кислого и среднего составов, аргиллиты, сланцы и филлиты. Породы катаклазированы, по микротрещинам развивается кальцит и хлорит.

(см. рис. 4) точки составов песчаников и алевропесчаников также расположились преимущественно в поле аркозов. Рассчитанные значения гидролизатного модуля (ГМ) для исследованных пород ингашинской свиты не превышают 0.24 (ГМ = 0.14—0.24), а концентрации MgO изменяются от 0.73 до 2.92 мас. %, что в совокупности позволяет классифицировать эти породы как нормосилиты [Юдович, Кетрис, 2000] (см. табл. 1). Для одного образца (1627) значение ГМ составило 0.38 при MgO = 2.66 мас. %, это дает основание отнести его к группе нормосиллитов. Рассчитанные значения НКМ варьируются в диапазоне от 0.26 до 0.46, что соответствует группе нормально-щелочных образований. Для пород ингашинской свиты характерно наличие положительной корреляции между ЖМ—ТМ ($r = 0.3$) и отрицательной корреляции между ФМ—НКМ ($r = -0.8$) (рис. 5, а, б), что свидетельствует об их образовании за счет разрушения первично-магматических пород [Юдович, Кетрис, 2000].

Углеродистые кварц-серицитовые микросланцы и эпидот-кварц-хлоритовые сланцы *нижней подсвиты далдарминской свиты* обнаруживают умеренные концентрации SiO₂ от 58.5 до 62.9 мас. % и Al₂O₃ от 13.9 до 19.4 мас. %. Отношение SiO₂/Al₂O₃ в этих породах изменяется от 3.0 до 4.3, а значения K₂O/Na₂O варьируют от 1.1 до 3.2. На диаграмме А.Н. Неелова [1980] фигуративные точки составов углеродистых кварц-серицитовых микросланцев расположились в поле алевропелитовых аргиллитов, а точка состава эпидот-кварц-хлоритового сланца попала в поле грауваккового алевролита. На диаграмме lg(Fe₂O₃/K₂O)—lg(SiO₂/Al₂O₃) [Herron, 1988] фигуративные точки сланцев нижней подсвиты далдарминской свиты отвечают составам глинистых сланцев (см. рис. 4).

Величина гидролизатного модуля (ГМ) в проанализированных сланцах составляет от 0.35 до 0.42 при MgO = 1.97—2.27 мас. % (см. табл. 1), что позволяет классифицировать эти породы как нормосиллиты [Юдович, Кетрис, 2000]. Значения модуля нормированной щелочности (НКМ = 0.17—0.34) указывают на гипо- и нормощелочность этих пород. Породы нижней подсвиты далдарминской свиты обнаруживают положительную корреляцию между ЖМ—ТМ ($r = 1.0$), а также отрицательную корреляцию

Таблица 1. Петрохимический состав осадочных пород Урикско-Ийского грабена

Компонент	Ингашинская свита												
	Аркозовые песчаники и алевропесчаники												
	Т. н. 4							Т. н. 6					Т. н. 7
	1173	1174	1175	1176	1177	1178	1179	1623	1624	1625	1626	1627	1642
SiO ₂ , мас. %	74.88	77.54	79.60	75.23	76.37	77.98	75.64	82.61	81.11	77.17	76.36	63.50	72.01
TiO ₂	0.52	0.49	0.85	1.22	0.68	0.45	0.81	0.41	0.41	0.62	0.62	0.73	0.59
Al ₂ O ₃	12.02	11.07	9.34	10.52	11.19	10.64	11.24	8.53	8.97	11.13	11.18	17.32	11.20
Fe ₂ O ₃	0.25	0.36	0.45	0.37	0.26	0.34	0.31	0.40	0.48	0.52	0.19	0.99	0.52
FeO	3.61	2.14	2.90	4.09	3.46	3.03	2.69	1.88	2.42	2.61	2.72	5.11	5.05
MnO	0.06	0.05	0.10	0.14	0.09	0.07	0.09	0.05	0.03	0.03	0.04	0.19	0.03
MgO	1.15	1.01	1.07	1.36	1.03	0.96	1.05	0.73	0.97	1.09	1.84	2.66	2.92
CaO	0.03	0.30	0.48	0.61	0.51	0.35	0.97	0.39	0.41	0.48	0.45	0.19	0.94
Na ₂ O	3.46	2.87	2.14	2.45	2.65	1.92	2.89	2.05	1.45	2.49	3.33	0.82	0.86
K ₂ O	1.74	2.23	1.64	1.72	1.88	2.32	2.13	1.23	1.83	1.80	1.26	4.21	2.00
P ₂ O ₅	0.10	0.10	0.11	0.12	0.13	0.09	0.12	0.08	0.07	0.11	0.10	0.10	0.07
П.п.п.	1.86	1.59	1.46	2.00	1.89	1.76	1.60	1.16	1.54	1.61	1.65	3.88	2.84
CO ₂	н.о.	0.12	0.13	0.00	0.00	0.13	0.33	0.19	0.17	0.00	0.12	0.00	0.52
Сумма	99.85	100.00	100.38	100.01	100.29	100.16	100.08	99.80	100.02	99.65	99.86	99.89	99.72
a	0.19	0.17	0.14	0.16	0.17	0.16	0.18	0.12	0.13	0.17	0.17	0.32	0.18
b	0.09	0.07	0.08	0.11	0.09	0.08	0.09	0.06	0.07	0.08	0.10	0.16	0.17
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	6.23	7.00	8.52	7.15	6.82	7.33	6.73	9.68	9.04	6.93	6.83	3.67	6.43
K ₂ O/Na ₂ O	0.50	0.78	0.77	0.70	0.71	1.21	0.74	0.60	1.26	0.72	0.38	5.13	2.33
ГМ	0.22	0.18	0.17	0.22	0.20	0.19	0.20	0.14	0.15	0.19	0.19	0.38	0.24
НКМ	0.43	0.46	0.40	0.40	0.40	0.40	0.45	0.38	0.37	0.39	0.41	0.29	0.26
ТМ	0.04	0.04	0.09	0.12	0.06	0.04	0.07	0.05	0.05	0.06	0.06	0.04	0.05
ЖМ	0.31	0.22	0.34	0.39	0.32	0.31	0.26	0.26	0.31	0.27	0.25	0.35	0.47
ФМ	0.07	0.05	0.06	0.08	0.06	0.06	0.05	0.04	0.05	0.06	0.06	0.14	0.12
СІА	70	67	69	69	69	70	65	70	71	70	69	77	75

Компонент	Нижняя подсвита далдарминской свиты					Ермосохинская свита								
	Эпидот-кварц-хлоритовый сланец	Углеродистые кварц-серпентиновые сланцы				Песчаники								
	Т.н. 1	Т.н. 8				Т.н. 3								
	1147	1801	1802	1803	1804	1164	1165	1166	1167	1168	1169	1170	1171	1172
	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27
SiO ₂ , мас. %	60.38	62.89	61.86	58.50	61.06	68.94	66.75	65.48	54.81	69.76	63.22	66.65	65.64	65.31
TiO ₂	0.98	0.84	0.88	0.98	0.92	1.19	1.35	1.26	1.23	1.56	1.68	1.24	1.16	1.18
Al ₂ O ₃	13.90	16.85	17.81	19.35	17.75	11.48	11.53	10.89	11.53	12.30	11.10	11.66	11.02	11.02
Fe ₂ O ₃	2.83	1.69	1.89	1.52	1.86	0.89	2.53	0.69	1.08	0.73	0.81	1.61	0.12	2.52
FeO	5.65	2.57	2.45	2.80	2.75	5.09	5.32	6.21	8.51	4.61	7.50	5.16	6.82	5.11
MnO	0.13	0.02	0.02	0.01	0.03	0.06	0.10	0.08	0.15	0.05	0.10	0.09	0.07	0.11
MgO	2.07	1.97	2.11	2.27	2.22	1.02	1.92	2.08	3.07	1.49	3.01	1.81	2.77	1.87
CaO	6.69	0.51	0.65	0.38	0.41	1.90	2.00	2.54	5.61	1.28	2.48	2.74	2.98	2.93
Na ₂ O	1.18	1.59	1.70	1.55	1.42	2.83	3.60	2.48	1.81	0.12	3.17	3.45	2.22	3.42
K ₂ O	1.25	4.03	4.24	4.96	4.50	1.25	0.55	1.37	1.83	3.15	0.41	0.64	1.60	0.65
P ₂ O ₅	0.11	0.09	0.07	0.09	0.07	0.11	0.13	0.11	0.12	0.03	0.11	0.12	0.11	0.11
П.п.п.	2.86	6.25	5.96	6.69	6.46	2.62	2.96	2.40	2.73	2.75	3.09	2.82	2.91	2.90
CO ₂	1.64	0.15	0.09	0.11	0.07	2.19	1.42	4.05	7.45	2.00	3.17	2.09	2.68	2.24
Сумма	99.73	99.53	99.77	99.62	99.78	99.70	100.24	99.78	100.11	99.90	100.01	100.26	100.20	99.63
<i>a</i>	0.27	0.32	0.34	0.39	0.34	0.20	0.20	0.20	0.25	0.21	0.21	0.21	0.20	0.20
<i>b</i>	0.30	0.12	0.13	0.13	0.13	0.15	0.20	0.21	0.35	0.14	0.25	0.20	0.23	0.22
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	4.34	3.73	3.47	3.02	3.44	6.01	5.79	6.01	4.75	5.67	5.70	5.72	5.96	5.93
K ₂ O/Na ₂ O	1.06	2.53	2.49	3.20	3.17	0.44	0.15	0.55	1.01	26.25	0.13	0.19	0.72	0.19
ГМ	0.39	0.35	0.37	0.42	0.38	0.27	0.31	0.29	0.41	0.28	0.33	0.30	0.29	0.30
НКМ	0.17	0.33	0.33	0.34	0.33	0.36	0.36	0.35	0.32	0.27	0.32	0.35	0.35	0.37
ТМ	0.07	0.05	0.05	0.05	0.05	0.10	0.12	0.12	0.11	0.13	0.15	0.11	0.11	0.11
ЖМ	0.58	0.24	0.23	0.21	0.25	0.48	0.62	0.57	0.76	0.39	0.66	0.53	0.58	0.63
ФМ	0.18	0.10	0.10	0.11	0.11	0.10	0.15	0.14	0.23	0.10	0.18	0.13	0.15	0.15
СИА	60	73	73	74	74	88	70	74	—	73	72	75	90	75

Примечание. Т. н. — место отбора проб; *a* — Al/Si (ат. кол.), *b* — Fe²⁺ + Fe³⁺ + Mn + Ca + Mg (ат. кол.) [Неелов, 1980]; н.о. — оксиды не обнаружены. Петрохимические модули [Юдович, Кетрис, 2000]: ГМ (гидролизатный) = Al₂O₃ + TiO₂ + Fe₂O₃ + FeO/SiO₂; НКМ (нормированной щелочности) = (Na₂O + K₂O)/Al₂O₃; ТМ (титановый) = TiO₂/Al₂O₃; ЖМ (железный) = (FeO + Fe₂O₃ + MnO)/(Al₂O₃ + TiO₂); ФМ (фемический) = (Fe₂O₃ + FeO + MnO + MgO)/SiO₂; СИА = [Al₂O₃/(Al₂O₃ + CaO* + Na₂O + K₂O)]×100 (мол. кол.) — индекс химического выветривания [Nesbitt, Young, 1982]; прочерк — расчеты не проводились. Полужирным шрифтом обозначены номера образцов.

между ФМ—НКМ ($r = -1.0$) (см. рис. 5, в, г), что позволяет рассматривать образование этих пород преимущественно за счет разрушения первично-магматических пород [Юдович, Кетрис, 2000].

Верхняя подсвита далдарминской свиты. Отличительной особенностью пород верхней подсвиты далдарминской свиты от пород нижней подсвиты далдарминской свиты являются пониженные концентрации в них SiO₂ (44.5—63.4 мас. %), а также преимущественно повышенные содержания CaO (3.4—7.9 мас. %), MgO (2.0—9.4 мас. %) и CO₂ (3.06—10.80 мас. %). Содержания Al₂O₃ в этих породах варьируются от 12.1 до 15.1 мас. %, TiO₂ от 0.6 до 1.3 мас. %, суммарное количество железа (FeO + Fe₂O₃) изменяется от 4.1 до 12.7 мас. % (см. табл. 2). На классификационной диаграмме А.Н. Неелова [1980], большинство фигуративных точек пород верхней подсвиты далдарминской свиты располагаются в поле карбонатных аргиллитов, две точки (образцы 1156 и 1157) попали в поля полимиктовых алевролитов и граувакковых алевролитов (см. рис. 4). Величина гидролизатного модуля полимиктовых и граувакковых алевролитов (образцы 1156 и 1157) верхней подсвиты далдарминской свиты (ГМ = 0.31—0.38) в совокупности со значениями железного модуля (ЖМ = 0.26—0.47) и повышенной магнезиальностью

Таблица 2. Петрохимический состав осадочных пород верхней подсвиты далдарминской свиты Урикско-Ийского грабена

Компонент	Известковые песчаники и алевролиты							
	Т. н. 2					Т. н. 5		
	1156	1157	1158	1159	1160	1670	1671	1672
SiO ₂ , мас. %	63.35	56.43	44.67	45.70	47.42	45.69	48.07	44.54
TiO ₂	0.57	0.58	0.64	0.66	0.68	1.28	1.13	1.23
Al ₂ O ₃	15.10	14.00	12.35	12.10	12.23	14.81	13.19	12.07
Fe ₂ O ₃	0.79	0.96	0.92	0.76	0.90	1.40	1.19	1.00
FeO	3.27	5.63	7.03	7.21	7.28	9.72	10.90	11.74
MnO	0.05	0.22	0.14	0.13	0.16	0.19	0.17	0.25
MgO	2.02	4.76	9.30	9.36	7.83	5.49	6.55	5.89
CaO	3.41	3.39	7.02	7.03	6.57	7.60	6.67	7.94
Na ₂ O	3.61	1.51	0.95	1.41	0.88	2.08	1.92	2.78
K ₂ O	2.91	3.49	2.04	1.70	2.12	1.21	0.81	0.53
P ₂ O ₅	0.15	0.10	0.15	0.16	0.14	0.10	0.08	0.10
П.п.п.	1.95	3.37	3.83	3.74	3.97	4.52	4.67	3.85
CO ₂	3.06	5.21	10.80	9.91	9.46	5.87	4.83	8.16
Сумма	100.24	99.68	99.87	99.93	99.70	100.03	100.28	100.14
<i>a</i>	0.28	0.29	0.33	0.31	0.30	0.38	0.32	0.32
<i>b</i>	0.18	0.30	0.55	0.54	0.49	0.48	0.50	0.53
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	4.20	4.03	3.62	3.78	3.88	3.09	3.65	3.69
K ₂ O/Na ₂ O	0.81	2.31	2.15	1.21	2.41	0.58	0.42	0.19
ГМ	0.31	0.38	—	—	—	—	—	—
НКМ	0.43	0.36	—	—	—	—	—	—
ТМ	0.04	0.04	—	—	—	—	—	—
ЖМ	0.26	0.47	—	—	—	—	—	—
ФМ	0.10	0.21	—	—	—	—	—	—
СИА	60	63	—	—	—	—	—	—
Плагиоклаз, %	34	14	9	13	8	20	18	25
Ортоклаз	5	3	0	0	0	1	3	0
Кварц	27	28	23	23	27	18	22	18
Иллит	21	32	22	18	23	12	4	6
Хлорит	0	0	14	14	13	35	41	23
Серпентин	0	4	2	3	1	0	0	0
Кальцит	0	0	0	0	0	13	11	0
Доломит	7	10	22	22	21	0	0	11
Анкерит	1	0	0	0	0	0	0	15
Гетит	3	7	6	6	6	0	0	0

Примечания. Нормативный минеральный состав рассчитан с помощью программы MINLITH [Розен и др., 2000]; остальные обозначения – см. табл. 1.

(MgO = 2.0—4.8 мас. %) (см. табл. 2) позволяет классифицировать эти породы как псевдосиаллиты [Юдович, Кетрис, 2000].

С помощью программы MINLITH [Розен и др., 2000] рассчитан вероятный нормативный состав пород верхней подсвиты далдарминской свиты (см. табл. 2). Количественное соотношение карбонатных и терригенных минералов указывает на то, что исследуемые породы относятся к группе терригенных пород, а именно к аргиллитам, песчаникам и алевролитам (рис. 6, *a*). В усредненном минеральном составе этих пород преобладают обломочные (кварц — 18—28 %, полевые шпаты — 8—39 %) и глинистые минералы, представленные иллитом и хлоритом, в некоторых породах в небольшом количестве (до 4 %) отмечается серпентин. В большинстве изученных пород рассчитанные с помощью MINLITH карбонатные минералы представлены доломитом, реже отмечаются кальцит и анкерит. Повышенные

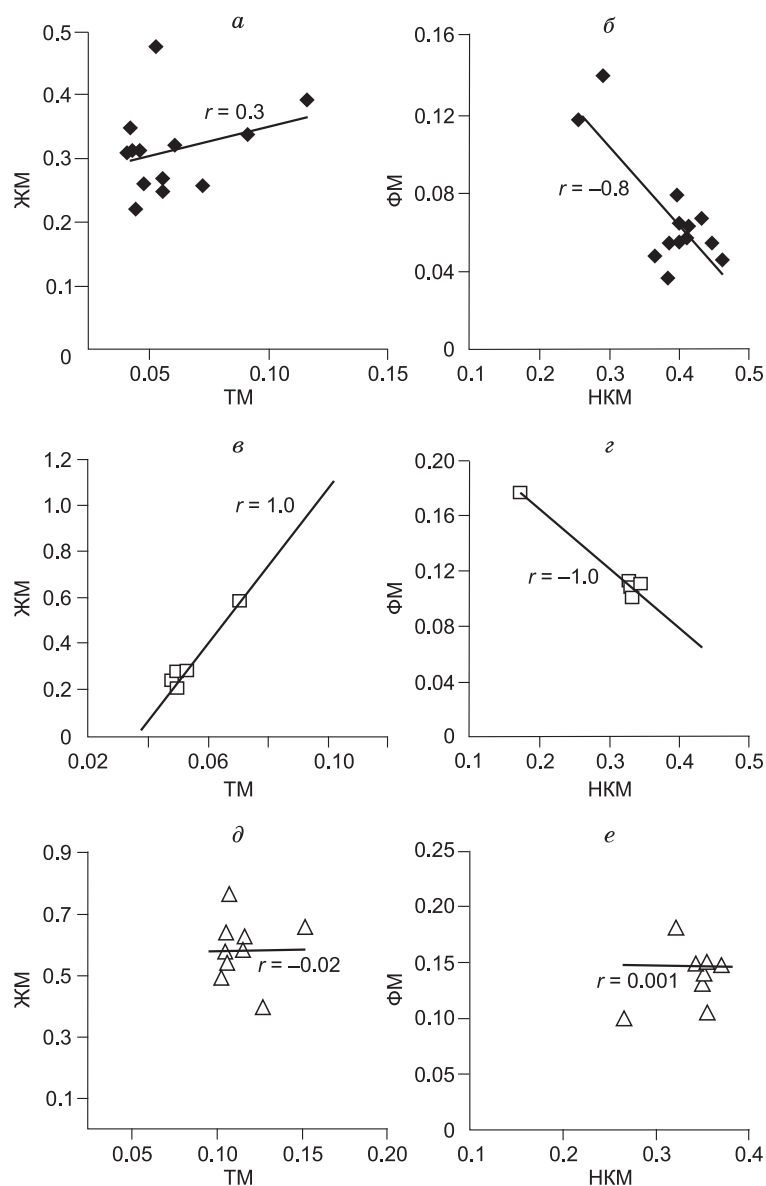


Рис. 5. Модульные диаграммы ЖМ—ТМ, ФМ—НКМ для осадочных пород Урикско-Ийского грабена.

а, б — ингашинская свита; *в, г* — нижняя подсвита далдарминской свиты; *д, е* — ермосохинская свита.

концентрации CaO и MgO в породах верхней подсвиты далдарминской свиты коррелируют с увеличением кальция и доломита в их нормативном минеральном составе (см. рис. 6, б). Наличие нормативного серпентина в образцах 1158, 1159 и 1160 сопровождается увеличением концентраций MgO (7.8—9.4 мас. %) (см. табл. 2). Высокие содержания нормативных глинистых минералов, превышающих 1/3 усредненного минерального состава пород верхней подсвиты далдарминской свиты, позволяют классифицировать эти породы как известково-силикатные с низким содержанием карбонатов (<30 %) и свидетельствуют о наличии низкозрелых пород смешанного состава в области питающей провинции [Розен и др., 2006].

Песчаники ермосохинской свиты в соответствии с классификацией А.Н. Неелова [1980] относятся к полимиктовым и граувакковым песчаникам, на диаграмме $\lg(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ — $\lg(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ [Herron, 1988] точки их составов попадают в поля вакк и аркозов (см. рис. 4). Изученные песчаники ермосохинской свиты характеризуются концентрациями SiO_2 от 54.8 до 69.8 мас. %, Al_2O_3 от 10.9 до 12.3 мас. % и значениями $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, равными 4.8—6.0. Проанализированные песчаники обнаруживают значения гидролизатного модуля $\Gamma\text{М} = 0.27$ —0.41, модуля нормированной щелочности $\text{НКМ} = 0.27$ —0.37, железного модуля $\text{ЖМ} = 0.39$ —0.76 и содержания MgO , равные 1.02—3.07 мас. %, что, в соответствии с классификацией [Юдович, Кетрис, 2000], позволяет отнести их преимущественно к нормощелочным миоцилитам и сиаллитам. Особенностью песчаников ермосохинской свиты являются высокие значения титанового модуля ТМ , равные 0.10—0.15, что позволяет классифицировать эти породы главным образом как гипертитанистые и рассматривать как литогенные образования [Юдович, Кетрис, 2000]. Отсутствие корреляции между ЖМ — ТМ ($r = -0.02$), ФМ — НКМ ($r = 0.001$) (см. рис. 5, д, е) также свидетельствует о литогенной природе этих осадочных образований [Юдович, Кетрис, 2000].

Редкие и редкоземельные элементы. Содержания редких и редкоземельных элементов в проанализированных породах Урикско-Ийского грабена, а также индикаторные соотношения некоторых элементов приведены в табл. 3. Для наглядного представления особенностей распределения этих элементов в изученных породах проведено сопоставление их концентраций с таковыми в среднем протерозойском кратонном песчанике (далее по тексту ПКП) [Condie, 1993].

Изученные породы ингашинской свиты обнаруживают преимущественно повышенные относительно ПКП концентрации (г/т) $\text{Th} = 8$ —19, $\text{Co} = 5$ —36, $\text{Sc} = 3$ —40 и $\text{Zr} = 160$ —404 (см. табл. 3). Для этих песчаников характерны фракционированные спектры распределения РЗЭ ($(\text{La/Yb})_n = 9$ —15), обогащение легкими лантаноидами и отрицательная европиевая аномалия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.5$ —0.8) (рис. 7, а).

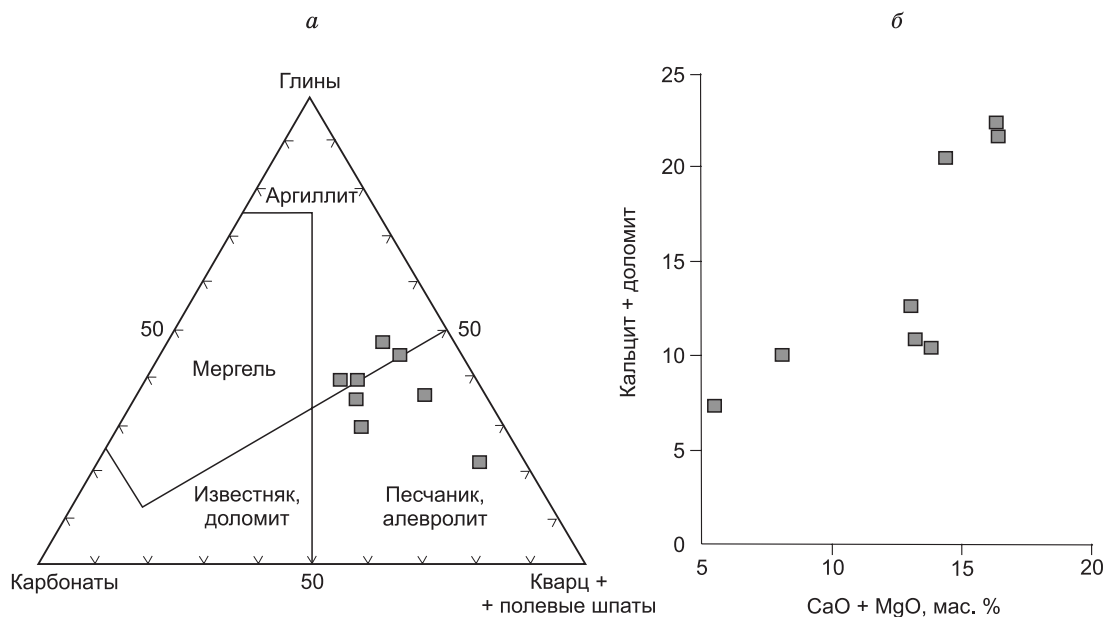


Рис. 6. Диаграммы карбонаты—глины—кварц + полево шпат [Юдович, Кетрис, 2000] (а) и (кальцит + доломит)—(CaO + MgO) (б) для известковых песчаников и алевролитов верхней подсвиты далдарминской свиты.

Диаграммы построены с использованием данных по нормативному минеральному составу, рассчитанному с помощью программы MINLITH [Розен и др., 2000].

Содержания (г/т) Th (6—21), Co (2—12), Sc (11—38) и Zr (132—162) в метатерригенных породах *нижней подсвиты далдарминской свиты* являются повышенными или сопоставимыми с ПКП (см. табл. 3). Для всех этих пород характерны фракционированные спектры распределения РЗЭ $((La/Yb)_n = 5—8)$, обогащение легкими лантаноидами и отчетливая отрицательная европиевая аномалия ($Eu/Eu^* = 0.5—0.8$) (см. рис. 7, б). Для эпидот-кварц-хлоритового сланца (обр. 1147) отмечается слабофракционированное распределение тяжелых редких земель $((Gd/Yb)_n = 2.0)$, в то время как углеродистые кварц-серпичитовые микросланцы обнаруживают близкие к единице отношения $(Gd/Yb)_n$, равные 0.8—1.3.

Породы *верхней подсвиты далдарминской свиты* обнаруживают различия в концентрациях редких и редкоземельных элементов. Так, породы, классифицированные по А.Н. Неелову [1980] как полимиктовые и граувакковые алевролиты, характеризуются повышенными относительно ПКП концентрациями (г/т) Th (7.8—9.5), Co (9—15), Sc (16—17) и Zr (104—136). Для этих пород отмечаются фракционированные спектры РЗЭ $((La/Yb)_n = 12—29)$, обогащение легкими лантаноидами и наличие отрицательной европиевой аномалии ($Eu/Eu^* = 0.5—0.7$) (см. рис. 7, в). Породы, классифицированные по А.Н. Неелову [1980] как карбонатные аргиллиты, обнаруживают близкие ПКП концентрации (г/т) Th (1.2—3.7) и Zr (61—80), но при этом высокие содержания Co (30—58) и Sc (22—57) (см. табл. 3), в несколько раз превышающие концентрации этих элементов в указанном эталоне. Среди этих пород часть обнаруживает фракционированные спектры распределения РЗЭ $((La/Yb)_n = 8—9)$ и наличие отрицательной европиевой аномалии ($Eu/Eu^* = 0.68—0.74$) (см. рис. 7, в), в то время как другие породы демонстрируют относительно пологие спектры распределения РЗЭ $((La/Yb)_n = 2.1—2.7)$ и отсутствие европиевого минимума ($Eu/Eu^* = 0.9—1.0$) (см. рис. 7, в).

Проанализированные песчаники *ермосохинской свиты* обнаруживают повышенные относительно ПКП концентрации (г/т) Th (5—9), Co (13—24), Sc (9—29) и Zr (140—225) (см. табл. 3). Для этих пород характерны фракционированные спектры РЗЭ $((La/Yb)_n = 5—8)$, обогащение легкими лантаноидами и наличие отрицательной европиевой аномалии ($Eu/Eu^* = 0.6—0.7$) (см. рис. 7, г).

Изотопный состав Nd. Все исследованные породы ингажинской, далдарминской и ермосохинской свит обнаруживают близкие к среднекоровому значения $^{147}Sm/^{144}Nd$ (0.10—0.11) (см. табл. 4). Для определения усредненного возраста протолитов осадочных пород Урикско-Ийского грабена принято значение одностадийного модельного возраста $T_{Nd}(DM)$, которое для изученных пород охватывает интервал от 2.3 до 2.5 млрд лет, а значения $\epsilon_{Nd}(T)$ варьируются от -3.7 до -0.8 (см. табл. 4).

Таблица 3. Содержание редких и рассеянных элементов в осадочных породах Урикско-Ийского грабена

Элемент, отноше- ние	Ингиашинская свита												Нижняя подевита далдарминской свиты					
	Аркозовые песчаники и алевропесчаники												Эпидиот-кварц-хлоритовый сланец		Углеродистые кварц-серпичитовые микросланцы			
	Т. н. 4				Т. н. 6				Т. н. 7	Т. н. 1			Т. н. 8					
	1173	1174	1175	1176	1177	1178	1179	1623	1624	1625	1626	1627	1642	1147	1801	1802	1803	1804
Rb, г/т	68.24	61.00	47.99	51.97	51.82	66.45	60.70	60.33	79.39	72.88	46.81	219.16	78.46	76.32	185.44	184.96	206.07	190.21
Ba	323.93	496.71	298.26	299.19	352.10	402.34	351.83	248.25	331.71	342.39	291.74	704.15	245.45	51.56	497.65	495.68	575.42	562.38
Sr	82.71	37.94	28.75	24.82	24.72	19.49	46.46	42.53	33.68	58.87	49.56	26.96	21.69	193.91	55.94	50.96	41.63	47.90
Y	22.76	22.06	25.72	32.70	21.58	16.40	31.10	18.35	17.27	21.46	35.22	26.87	13.56	50.07	22.12	24.20	26.59	25.02
Zr	199.96	217.01	308.88	400.96	318.18	169.50	403.81	268.21	250.35	269.54	278.68	159.95	214.50	161.80	148.66	131.54	155.92	143.36
Hf	5.15	5.52	7.75	9.82	8.03	4.51	9.90	7.07	6.59	7.10	7.46	4.47	5.44	4.07	4.20	3.79	4.36	4.01
Ta	0.83	0.74	1.03	1.39	0.87	0.66	1.03	0.77	0.81	1.07	1.13	1.33	0.64	0.74	1.13	1.05	1.16	1.08
Nb	10.75	9.81	15.19	21.50	12.12	8.82	15.27	7.90	8.57	11.72	11.47	15.17	7.48	9.55	13.24	11.85	13.62	12.89
La	39.99	36.45	42.84	44.03	36.65	33.81	35.05	32.62	36.45	32.30	44.74	51.78	24.75	42.15	20.43	29.62	33.35	29.25
Ce	83.04	64.33	87.73	100.65	73.64	66.32	72.37	61.64	70.30	70.90	88.85	104.21	45.45	79.54	38.48	58.13	64.07	57.94
Pr	8.74	6.62	9.19	10.26	8.09	7.08	8.18	6.57	7.44	7.55	9.35	10.46	4.84	9.24	4.04	6.75	7.42	6.64
Nd	31.42	23.34	32.35	37.53	28.96	25.32	29.95	22.23	25.13	26.85	33.75	36.23	16.87	37.39	13.79	23.47	25.64	22.40
Sm	5.99	4.28	6.19	7.62	5.63	4.51	5.97	4.49	4.63	5.68	6.72	6.71	3.32	8.84	3.10	4.84	5.60	4.71
Eu	0.99	0.82	0.99	1.24	0.94	0.82	1.20	0.68	0.73	1.08	1.02	1.23	0.76	1.48	0.65	1.00	1.12	1.07
Gd	5.14	4.00	5.59	6.58	4.68	3.73	4.98	3.65	3.63	4.40	5.74	5.05	2.73	8.56	2.60	4.10	4.38	3.93
Tb	0.74	0.56	0.75	0.94	0.65	0.53	0.78	0.55	0.53	0.71	0.92	0.75	0.40	1.39	0.47	0.65	0.71	0.65
Dy	4.28	3.28	4.15	5.61	3.69	2.95	4.81	3.43	3.13	4.45	5.74	4.67	2.33	8.25	3.34	4.08	4.47	4.19
Ho	0.81	0.69	0.86	1.14	0.74	0.57	0.99	0.70	0.63	0.84	1.25	0.95	0.48	1.65	0.75	0.81	0.90	0.87
Er	2.32	2.05	2.40	3.34	2.06	1.70	2.84	1.88	1.76	2.22	3.38	2.65	1.28	4.43	2.41	2.30	2.58	2.44
Tm	0.33	0.31	0.34	0.47	0.28	0.23	0.41	0.28	0.26	0.33	0.50	0.40	0.20	0.61	0.38	0.37	0.43	0.38
Yb	2.00	1.83	2.06	2.83	1.84	1.51	2.46	1.86	1.75	2.20	2.98	2.70	1.33	3.44	2.57	2.57	2.85	2.73
Lu	0.33	0.32	0.36	0.46	0.33	0.26	0.42	0.30	0.32	0.33	0.46	0.44	0.24	0.53	0.46	0.43	0.49	0.47
Th	11.35	9.95	13.78	16.37	10.81	9.09	13.70	12.67	11.93	12.61	13.34	18.81	7.55	6.35	18.94	18.38	21.49	19.89
U	2.05	2.49	2.49	3.02	2.66	2.21	2.66	2.47	2.09	2.55	2.49	2.71	1.49	2.48	6.88	8.24	8.61	7.75
Co	9.40	11.00	13.00	15.00	6.80	7.20	16.00	4.60	7.90	8.60	9.80	36.00	18.00	12.00	2.30	7.70	2.90	3.50
Sc	8.30	3.40	8.20	10.00	6.60	7.70	8.40	4.80	8.50	18.00	19.00	40.00	29.00	11.00	27.00	38.00	36.00	32.00
Eu/Eu*	0.54	0.61	0.52	0.54	0.56	0.61	0.67	0.51	0.54	0.66	0.50	0.65	0.77	0.52	0.70	0.69	0.69	0.76
(La/Yb) _n	13.48	13.42	14.05	10.48	13.42	15.07	9.60	11.79	14.05	9.90	10.12	12.91	12.52	8.27	5.35	7.76	7.88	7.22
(Gd/Yb) _n	2.08	1.76	2.19	1.87	2.05	1.99	1.63	1.58	1.68	1.61	1.56	1.51	1.66	2.01	0.81	1.29	1.24	1.16
Th/Co	1.21	0.90	1.06	1.09	1.59	1.26	0.86	2.75	1.51	1.47	1.36	0.52	0.42	0.53	8.23	2.39	7.41	5.68
Th/Sc	1.37	2.93	1.68	1.64	1.64	1.18	1.63	2.64	1.40	0.70	0.70	0.47	0.26	0.58	0.70	0.48	0.60	0.62
La/Sc	4.82	10.72	5.22	4.40	5.55	4.39	4.17	6.80	4.29	1.79	2.35	1.29	0.85	3.83	0.76	0.78	0.93	0.91
Zr/Sc	24.09	63.83	37.67	40.10	48.21	22.01	48.07	55.88	29.45	14.97	14.67	4.00	7.40	14.71	5.51	3.46	4.33	4.48
ΣPЗ	186.11	148.89	195.78	222.69	168.20	149.34	170.42	140.88	156.69	159.84	205.40	228.23	104.97	207.48	93.47	139.14	154.01	137.66

Элемент, отноше- ние	Верхняя подгруппа далларминской свиты										Ермоховинская свита										ПКП [Condie, 1993]	
	Известковые песчаники и алевролиты										Песчаники											
	Т. н. 2					Т. н. 5					Т. н. 3											
	1156	1157	1158	1159	1160	1670	1671	1672	1164	1165	1166	1167	1168	1169	1170	1171	1172					
Rb, г/г	92.01	131.75	59.13	45.64	68.24	25.17	25.32	14.14	42.09	17.93	47.92	69.11	121.54	15.93	24.33	50.64	24.02	30.00				
Ba	608.54	441.26	340.16	342.09	387.60	291.32	116.59	111.41	245.42	278.12	237.30	225.91	250.94	228.72	281.34	332.22	267.69	190.00				
Sr	392.29	92.83	147.41	147.16	137.61	112.66	160.09	77.64	75.48	105.91	83.03	112.16	35.24	123.94	94.36	84.67	77.62	27.00				
Y	9.23	20.85	13.36	14.39	15.50	24.38	22.42	24.69	24.17	25.30	25.36	32.21	26.52	27.74	24.65	23.15	25.41	10.30				
Zr	136.46	104.19	61.46	64.43	79.75	70.86	66.38	69.22	178.35	225.37	157.10	139.67	205.78	218.85	209.69	157.16	222.51	89.00				
Hf	3.41	2.72	1.55	1.67	2.04	2.02	1.70	1.64	4.51	5.54	4.01	3.65	5.09	5.68	5.38	4.25	5.58	2.50				
Ta	0.05	0.88	0.27	0.26	0.31	0.23	0.20	0.15	0.68	0.70	0.65	0.50	0.81	0.79	0.74	0.63	0.71	0.24				
Nb	5.26	10.38	3.88	3.99	4.59	3.52	3.13	2.43	8.34	9.01	8.23	6.60	10.14	10.86	9.32	8.58	9.41	3.70				
La	31.69	35.76	14.87	15.03	17.59	9.51	8.66	7.43	25.29	28.43	25.17	20.60	30.20	28.24	26.06	24.83	25.52	10.10				
Ce	56.94	68.83	29.81	30.28	35.20	19.94	18.57	15.86	48.00	54.60	47.81	41.06	59.18	57.45	52.77	51.17	51.74	21.60				
Pr	6.19	7.30	3.47	3.49	4.00	2.44	2.21	2.08	5.46	6.14	5.42	4.85	6.49	6.36	5.92	5.55	5.76	—				
Nd	22.85	26.87	13.62	13.81	15.70	10.46	9.97	9.07	20.63	22.95	20.56	19.28	24.69	23.12	21.78	20.49	21.50	9.00				
Sm	3.94	5.08	2.90	2.99	3.32	2.87	2.80	2.76	4.39	4.94	4.46	4.84	5.33	5.10	4.70	4.40	4.66	1.75				
Eu	0.84	0.84	0.68	0.66	0.69	0.91	0.96	0.90	0.90	0.99	0.90	0.94	0.98	0.97	0.91	0.89	0.90	0.36				
Gd	3.18	4.40	2.67	2.68	2.96	3.22	3.14	3.24	4.16	4.50	4.29	4.82	4.79	4.63	3.98	3.76	3.97	1.52				
Tb	0.36	0.64	0.40	0.42	0.46	0.57	0.53	0.60	0.67	0.70	0.69	0.84	0.76	0.77	0.69	0.64	0.66	0.23				
Dy	1.79	3.52	2.36	2.53	2.65	3.94	3.62	4.08	4.12	4.30	4.21	5.39	4.60	4.68	4.31	3.96	4.17	—				
Ho	0.33	0.74	0.50	0.51	0.57	0.85	0.78	0.88	0.89	0.92	0.90	1.17	0.98	1.02	0.91	0.85	0.93	—				
Er	0.87	2.18	1.43	1.48	1.62	2.47	2.22	2.54	2.59	2.71	2.64	3.46	2.85	2.97	2.69	2.50	2.70	—				
Tm	0.12	0.32	0.20	0.21	0.23	0.37	0.34	0.39	0.39	0.38	0.39	0.49	0.43	0.43	0.40	0.37	0.41	—				
Yb	0.74	1.95	1.22	1.27	1.37	2.38	2.23	2.44	2.39	2.41	2.45	3.07	2.70	2.58	2.32	2.23	2.42	0.84				
Lu	0.12	0.32	0.20	0.22	0.23	0.38	0.37	0.39	0.38	0.41	0.38	0.49	0.43	0.42	0.39	0.38	0.39	0.13				
Th	7.84	9.51	3.18	3.27	3.71	1.90	1.84	1.17	6.99	7.61	6.71	4.75	8.08	9.06	8.75	8.09	8.63	4.20				
U	2.63	2.15	1.04	0.96	1.43	0.49	0.47	0.30	2.29	2.09	2.08	1.48	2.55	2.17	1.96	1.99	2.03	1.20				
Co	9.10	15.00	30.00	30.00	31.00	43.00	58.00	40.00	18.00	19.00	18.00	24.00	13.00	16.00	14.00	21.00	17.00	2.80				
Sc	17.00	16.00	29.00	22.00	47.00	37.00	57.00	35.00	16.00	15.00	9.10	29.00	19.00	23.00	16.00	20.00	19.00	2.40				
Eu/Eu*	0.72	0.55	0.74	0.71	0.68	0.92	0.99	0.91	0.65	0.64	0.63	0.59	0.59	0.61	0.64	0.67	0.64	0.68				
(La/Yb) _n	28.95	12.36	8.19	7.97	8.64	2.69	2.61	2.05	7.13	7.95	6.94	4.53	7.55	7.38	7.57	7.50	7.11	7.30				
(Gd/Yb) _n	3.48	1.82	1.76	1.70	1.74	1.09	1.13	1.07	1.40	1.51	1.42	1.27	1.43	1.45	1.38	1.36	1.32	—				
Th/Co	0.86	0.63	0.11	0.11	0.12	0.04	0.03	0.03	0.39	0.40	0.37	0.20	0.62	0.57	0.63	0.39	0.51	1.50				
Th/Sc	0.46	0.59	0.11	0.15	0.08	0.05	0.03	0.03	0.44	0.51	0.74	0.16	0.43	0.39	0.55	0.40	0.45	0.50				
La/Sc	1.86	2.24	0.51	0.68	0.37	0.26	0.15	0.21	1.58	1.90	2.77	0.71	1.59	1.23	1.63	1.24	1.34	4.20				
Zr/Sc	8.03	6.51	2.12	2.93	1.70	1.92	1.16	1.98	11.15	15.02	17.26	4.82	10.83	9.52	13.11	7.86	11.71	37.08				
ΣРЗЭ	129.96	158.76	74.33	75.58	86.57	60.31	56.41	52.66	120.25	134.38	120.27	111.30	144.40	138.73	127.84	122.01	125.73	—				

Примечание. Нормирование по хондриту [Boynton, 1984]; Eu/Eu* = (Eu_n)/((Sm)_n × (Gd_n)^{1/2}); ΣРЗЭ = Σ(La-Lu), прочерк — нет данных или расчеты не производились.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Сопоставление составов терригенных пород ингашинской свиты, верхней и нижней подсвит далдарминской свиты и ермосохинской свиты показало, что они обнаруживают как сходство, так и отличия по своим геохимическим и изотопным характеристикам. В первую очередь отметим, что все породы имеют достаточно близкие значения $\varepsilon_{Nd}(T)$ и модельного возраста $T_{Nd}(DM)$, равные 2.3—2.5 млрд лет, что позволяет предположить, что при формировании всех осадочных отложений Урикско-Ийского грабена основными поставщиками обломочного материала служили преимущественно породы верхней континентальной коры неогарейского и раннепротерозойского возрастов.

Рассчитанные величины индекса химического выветривания CIA [Nesbitt, Young, 1982] для пород ингашинской и далдарминской свит оказались достаточно близки и свидетельствуют о невысокой степени химического преобразования пород в области источника сноса этих отложений. Так, индекс CIA для пород ингашинской свиты варьирует в диапазоне 65—77 (среднее 70) (см. табл. 1). Для сланцев нижней подсвиты далдарминской свиты значения индекса CIA охватывают диапазон от 60 до 74 (среднее 71). Известковые песчаники и алевролиты верхней подсвиты далдарминской свиты в основном характеризуются повышенными концентрациями CaO (>5 мас. %), что является ограничением для применения индекса CIA. Исключение составили два образца (обр. 1156 и 1157, CaO = 3.41 и 3.39 мас. %), для которых индекс CIA равен 60 и 63 (см. табл. 2). Песчаники ермосохинской свиты, напротив, характеризуются повышенными значениями индекса CIA, варьирующими от 70 до 90 (среднее 77), что указывает на увеличение степени химического преобразования пород, поступавших в бассейн седиментации этих отложений.

Проанализированные метаосадочные породы ингашинской и далдарминской свит характеризуются относительно невысокими значениями CIA (см. табл. 1, 2), для них типичны положительные корреляции ЖМ—ТМ и отрицательные корреляции ФМ—НКМ (см. рис. 5, а—г). Кроме того, среди обломков пород, отмеченных в песчаниках и алевропесчаниках ингашинской свиты, встречаются преимущественно гранитоиды, а среди пород верхней подсвиты далдарминской свиты — реликтовые скопления зерен плагиоклаза из магматических пород среднего и основного составов. Все перечисленное выше в сово-

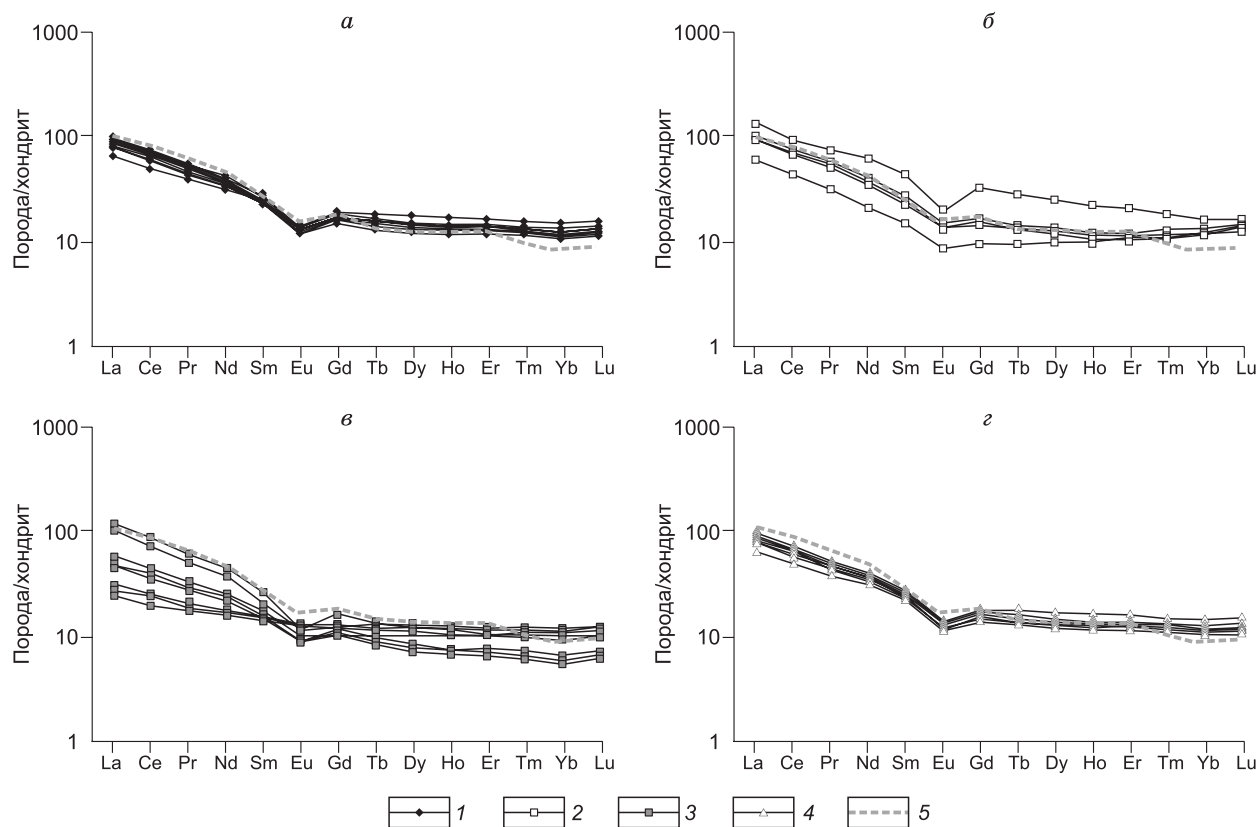


Рис. 7. Спектры распределения РЗЭ, нормированные по хондриту [Boynnton, 1984], для осадочных пород Урикско-Ийского грабена.

1 — ингашинская свита; 2 — нижняя подсвита далдарминской свиты; 3 — верхняя подсвита далдарминской свиты; 4 — ермосохинская свита; 5 — ПКП [Condie, 1993]. а—г — пояснения см. в тексте.

Таблица 4. Изотопные Sm-Nd данные для осадочных пород Урикско-Ийского грабена

Номер образца	Порода	T , млн лет	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$
			г/г					
Ермосохинская свита								
1169	Песчаник	1600	5.54	30.04	0.1144	0.511633 ± 10	-2.7	2322
1170	»	1600	5.23	28.20	0.1151	0.511619 ± 10	-3.1	2360
Верхняя подсвита далдарминской свиты								
1156	Алевролит	1700	4.33	27.20	0.0987	0.511320 ± 14	-3.7	2417
Ингашинская свита								
1175	Песчаник	1900	7.02	42.57	0.1023	0.511419 ± 14	-0.8	2361
1177	»	1900	6.48	37.88	0.1061	0.511379 ± 1	-2.5	2500

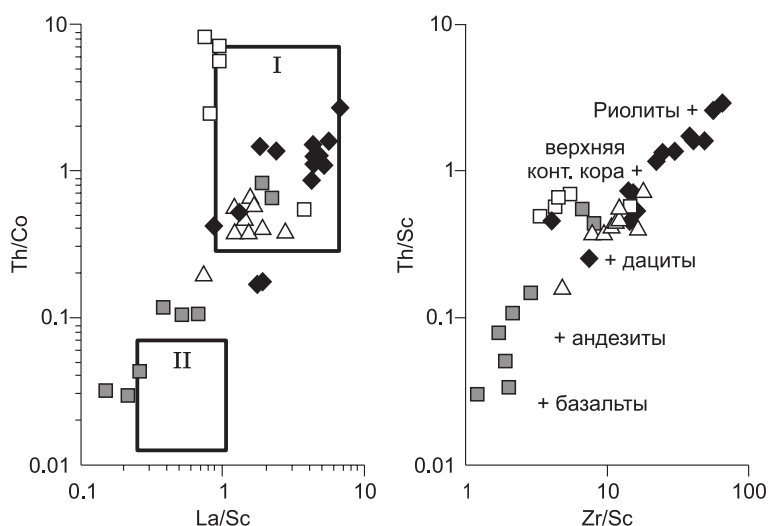
купности позволяет сделать вывод о петрогенной природе терригенных отложений данных свит. Что касается песчаников ермосохинской свиты, то они обнаруживают повышенные значения индекса CIA (см. табл. 1), свидетельствующего о значительной степени выветривания исходных пород, для этих пород отмечается отсутствие корреляций между ЖМ—ТМ и ФМ—НКМ (см. рис. 5, д, е), среди обломков пород в этих песчаниках отмечены кроме гранитоидов и эффузивов также аргиллиты, сланцы, филлиты, т. е. осадочные и метаосадочные породы. Таким образом, песчаники ермосохинской свиты могут рассматриваться как литогенные породы, формирование которых происходило преимущественно за счет разрушения осадочных и метаосадочных пород.

Анализ концентраций редких и редкоземельных элементов, а также отношений этих элементов позволил реконструировать возможные составы источников сноса для терригенных пород всех проанализированных свит Урикско-Ийского грабена. Исследованные породы ингагинской свиты и нижней подсвиты далдарминской свиты обнаруживают повышенные или сопоставимые с ПКП концентрации редких и редкоземельных элементов (см. табл. 3). Для этих пород характерно обогащение легкими лантаноидами ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 5\text{—}15$), наличие отчетливой отрицательной европиевой аномалии ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.5\text{—}0.8$) (см. рис. 7, а, б), а также повышенные значения отношений Th/Co , Th/Sc , La/Sc , Zr/Sc (рис. 8), что свидетельствует о преобладании кислых магматических пород в области источника сноса. Сопоставление Nd изотопных данных и составов пород раннедокембрийского фундамента в бортах Урикско-Ийского грабена (Бирюсинский выступ и Булунский блок Шарыжалгайского выступа) с терригенными породами ингагинской свиты и нижней подсвиты далдарминской свиты позволяет допускать, что одним из источников сноса при формировании осадочных пород могли являться мигматиты и ортогнейсы хайламинского комплекса Бирюсинского выступа, имеющие $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 2.6\text{—}2.8$ млрд лет и повышенные содержания высокозарядных и редкоземельных элементов [Ножкин и др., 2003; Дмитриева, Ножкин, 2012]. Напротив, плагиогнейсы и гранитоиды тоналит-трондьемит-гранодиоритового состава Булунского блока Шарыжалгайского выступа с возрастом 3.25—3.30 млрд лет [Туркина и др., 2009] вряд ли можно рассматривать в качестве питающей провинции для пород Урикско-Ийского грабена.

Породы верхней подсвиты далдарминской свиты обнаруживают определенные отличия в своих геохимических характеристиках. Две проанализированные породы этой подсвиты, имеющие наиболее низкие содержания CaO и MgO (образцы 1156 и 1157), обнаруживают сильно фракционированные спектры распределения редких земель ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 12\text{—}29$), от-

Рис. 8. Диаграммы Th/Co — La/Sc [Cullers, 2002] и Th/Sc — Zr/Sc [McLennan et al., 1990] для осадочных пород Урикско-Ийского грабена.

Поля значений, характерных для магматических пород кислого состава (I) и основного состава (II). Усл. обозн. см. на рис. 4.



рицательную европиевую аномалию ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.6\text{—}0.7$) и близкие к магматическим породам кислого состава значения отношений Th/Co , Th/Sc , La/Sc , Zr/Sc (см. рис. 8). Для части известковых песчаников и алевролитов этой свиты характерны пониженные относительно ПКП концентрации редкоземельных элементов, слабо фракционированные спектры распределения РЗЭ $((\text{La}/\text{Yb})_n = 2.1\text{—}2.7)$, отсутствие европиевого минимума ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.9\text{—}1.0$) (см. рис. 7, в), а также низкие значения отношений Th/Co , Th/Sc , La/Sc , Zr/Sc (см. рис. 8). Подобные геохимические характеристики известковых песчаников и алевролитов могут быть связаны как с присутствием значительного количества карбонатных минералов в этих породах, так и с наличием магматических пород основного состава в области их питающей провинции. Несколько пород верхней подсвиты далдарминской свиты имеют составы и отношения элементов, промежуточные между охарактеризованными выше группами (см. рис. 8). Хорошо выраженная положительная корреляция между суммарным содержанием CaO и MgO и присутствием кальцита и доломита в нормативном минеральном составе пород (см. рис. 6, б) свидетельствует в пользу связи высоких концентраций CaO и MgO в породах верхней подсвиты далдарминской свиты со значительным количеством карбонатных минералов в этих породах, и, соответственно, концентрации и отношения редких и редкоземельных элементов в известковых песчаниках и алевролитах, обогащенных карбонатными минералами, не в полной мере могут отражать составы источников сноса. В то же время присутствие нормативного серпентина и высокие концентрации Co в породах, обогащенных MgO (см. табл. 2, 3), в совокупности с наличием в этих же породах реликтовых зерен плагиоклаза из магматических пород среднего и основного составов не исключают возможности присутствия магматических пород основного состава в области питающей провинции известковых песчаников и алевролитов верхней подсвиты далдарминской свиты. Иными словами, можно говорить о значительно большем разнообразии источников сноса для пород верхней подсвиты далдарминской свиты по сравнению с породами ингашинской свиты и нижней подсвиты далдарминской свиты. Помимо рассмотренных выше мигматитов и ортогнейсов хайламинского комплекса Бирюсинского выступа, в качестве «кислых» источников сноса могут выступать гранитоиды Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса с возрастом 1.88—1.84 млрд лет, что подтверждается возрастом детритовых цирконов в алевролите далдарминской свиты [Гладкочуб и др., 2014]. В качестве магматических источников основного состава могли выступать как магматические породы основного состава, также присутствующие в Южно-Сибирском постколлизийном магматическом поясе, в том числе и габброиды, прорывающие породы нижней подсвиты далдарминской свиты [Донская и др., 2020], так и, возможно, вулканиты основного состава, отмечающиеся в разрезах далдарминской свиты [Галимова и др., 2012].

Как уже было показано выше, формирование песчаников ермосохинской свиты происходило преимущественно за счет разрушения осадочных и метаосадочных пород. Расположение ермосохинской свиты в центральной части Урикско-Ийского грабена в зоне контакта между ингашинской и далдарминской свитами (см. рис. 2), а также возраст детритовых цирконов в песчанике ермосохинской свиты, близкий к возрасту цирконов в породах ингашинской и далдарминской свит [Гладкочуб и др., 2014], указывают на то, что осадочные и метаосадочные породы именно этих двух свит и могли являться основными поставщиками материала в область осадконакопления терригенных пород ермосохинской свиты. Кроме того, нельзя исключить, что кроме метаосадочных и осадочных пород, дополнительными источниками сноса для пород ермосохинской свиты могли являться гранитоиды Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса и вулканиты верхней подсвиты далдарминской свиты, обломки которых были отмечены в проанализированных породах ермосохинской свиты. На диаграммах Th/Co — La/Sc и Th/Sc — Zr/Sc (см. рис. 8) точки составов терригенных пород ермосохинской свиты располагаются главным образом между точками составов пород ингашинской и верхней подсвиты далдарминской свиты, подтверждая сделанные выводы об основных питающих провинциях для этих пород. Выводы о породах верхней континентальной коры в качестве основных питающих провинций подтверждаются наличием хорошо выраженной отрицательной европиевой аномалии ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.6\text{—}0.7$) (см. рис. 7, в) в изученных песчаниках ермосохинской свиты.

Таким образом, анализ петрографических и геохимических характеристик терригенных пород трех палеопротерозойских стратоподразделений Урикско-Ийского грабена, накопление которых происходило в течение трех этапов внутриконтинентального растяжения, показал, что среди них присутствуют как петрогенные, так и литогенные породы, а отдельные разности, а именно несколько известковых песчаников верхней подсвиты далдарминской свиты, имеют геохимические характеристики, отличные от большинства терригенных пород грабена, указывая на изменение локального источника сноса. В то же время большая часть проанализированных терригенных пород трех свит обнаруживает определенные сходства своих геохимических характеристик, а именно фракционированное распределение РЗЭ, наличие отрицательной европиевой аномалии, близкие к кислым магматическим породам отношения редких элементов, что свидетельствует о зрелости разрушающейся континентальной коры в условиях внутриконтинентального растяжения.

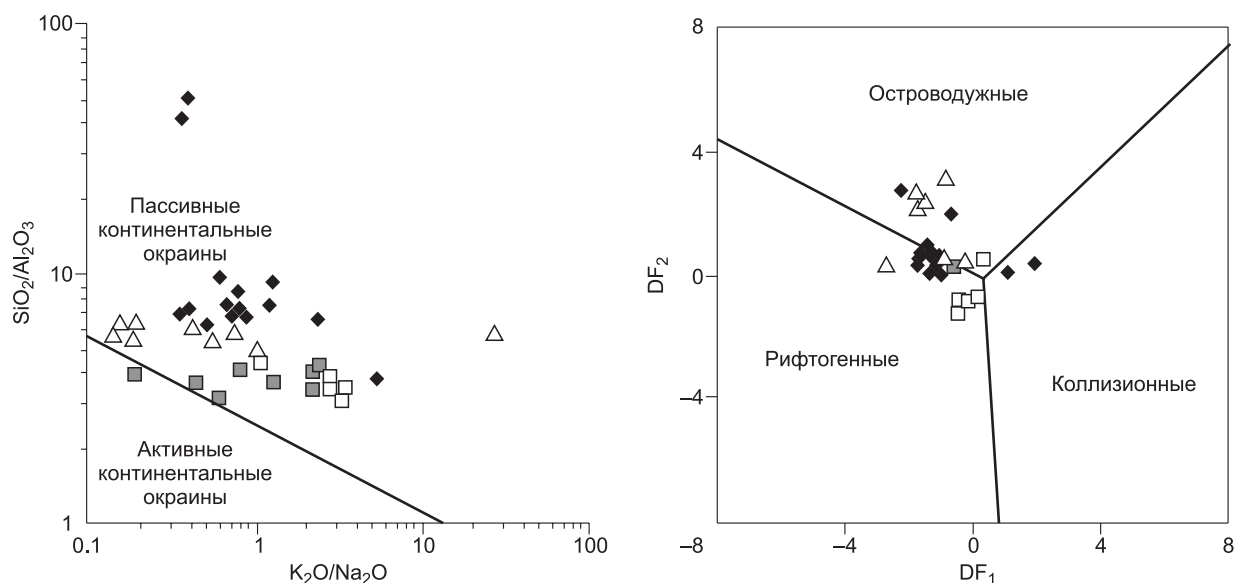


Рис. 9. Диаграммы $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ — $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ [Maynard et al., 1982] и DF_1 — DF_2 для высокремнистых составов [Verma, Armstrong-Altrin, 2013] для осадочных пород Урикско-Ийского грабена.

Усл. обозн. см. на рис. 4.

Геодинамическая обстановка формирования пород Урикско-Ийского грабена была определена на основе геологических данных, поэтому не было большого смысла в построении дискриминационных диаграмм, используемых для реконструкции палеогеодинамических условий формирования осадочных толщ. Однако, вслед за А.В. Масловым с соавторами [2016] хотелось подчеркнуть пользу диаграммы $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ — $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ [Maynard et al., 1982] для рифтогенных пород, на которой все фигуративные точки терригенных пород Урикско-Ийского грабена, вне зависимости от вариаций их составов, попали в поле пассивных континентальных окраин, в которое, как и показали А.В. Маслов с соавторами, попадают отложения рифтогенных обстановок (рис. 9). Расположение точек составов осадочных пород Урикско-Ийского грабена на других дискриминационных диаграммах, например, на дискриминантной палеогеодинамической диаграмме DF_1 — DF_2 для высокремнистых составов [Verma, Armstrong-Altrin, 2013] (см. рис. 9), не дает столь однозначной картины, что не позволяет в полной мере использовать эту и другие диаграммы для реконструкции рифтогенной тектонической обстановки.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании анализа приведенных в данной работе вещественных характеристик осадочных отложений ингашинской свиты, верхней и нижней подсвиты далдарминской свиты и ермосохинской свиты Урикско-Ийского грабена, сформированных в ходе трех этапов внутриконтинентального растяжения, были сделаны следующие выводы:

1. Терригенные породы ингашинской свиты и нижней подсвиты далдарминской свиты представляют собой петрогенные образования, сформированные преимущественно за счет разрушения магматических пород кислого состава, возможно, мигматитов и ортогнейсов хайламинского комплекса Бирюсинского выступа Сибирского кратона.

2. Петрогенные известковые песчаники верхней подсвиты далдарминской свиты могли быть образованы как за счет разрушения магматических пород кислого состава, вероятно, ортопород хайламинского комплекса Бирюсинского выступа и гранитоидов Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса, так и за счет разрушения магматических пород основного состава.

3. Песчаники ермосохинской свиты являются литогенными породами, формирование которых происходило преимущественно за счет разрушения осадочных и метаосадочных пород ингашинской и далдарминской свит.

4. Большинство изученных терригенных пород ингашинской, далдарминской и ермосохинской свит обнаруживает определенные сходства своих геохимических характеристик, в том числе наличие отрицательной европиевой аномалии на спектрах распределения РЗЭ и близкие к кислым магматическим породам отношения Th/Co , La/Sc , Th/Sc , Zr/Sc , что свидетельствует о зрелости разрушающейся

континентальной коры в условиях внутриконтинентального растяжения. Исключение составляют только некоторые известковые песчаники верхней подсвиты далдарминской свиты, для которых в качестве одной из питающих провинций принимаются магматические породы основного состава. На основании Nd модельного возраста, равного 2.3—2.5 млрд лет, полученного для всех терригенных пород Урикско-Ийского грабена, было сделано предположение, что основными поставщиками обломочного материала для пород грабена являлись породы верхней континентальной коры неархейского и раннепротерозойского возраста.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 18-05-00764).

В работе задействовались оборудование ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН в рамках гранта № 075-15-2021-682.

ЛИТЕРАТУРА

Галимова Т.Ф., Пашкова А.Г., Поваринцева С.А., Перфильев В.В., Намолова М.М., Андрищенко С.В., Денисенко Е.П., Пермьяков С.А., Миронюк Е.П., Тимашков А.Н., Плеханов А.О. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-6 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Ангара-Енисейская. Лист N-47 — Нижнеудинск. Объяснительная записка. СПб, Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012, 652 с. + 14 вкл.

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Складаров Е.В., Станевич А.М. Урикско-Ийский грабен Присяянского выступа Сибирского кратона: новые геохронологические данные и геодинамические следствия // ДАН, 2002, т. 386, № 1, с. 72—77.

Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Донская Т.В., Мотова З.Л., Ванин В.А. Возрастные уровни и геодинамические режимы накопления докембрийских толщ Урикско-Ийского грабена, юг Сибирского кратона // Геотектоника, 2014, № 5, с. 17—31.

Диденко А.Н., Козаков И.К., Бибикина Е.В., Водовозов В.Ю., Хильтова В.Я., Резницкий Л.З., Иванов А.В., Левицкий В.И., Травин А.В., Шевченко Д.О., Рассказов С.В. Палеомагнетизм нижнепротерозойских гранитоидов Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирского кратона и геодинамические следствия // ДАН, 2003, т. 390, № 3, с. 368—373.

Дмитриева Н.В., Ножкин А.Д. Геохимия палеопротерозойских метатерригенных пород Бирюсинского блока юго-западной части Сибирского кратона // Литология и полезные ископаемые, 2012, № 2, с. 156—179.

Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Ковач В.П., Мазукабзов А.М. Петрогенезис раннепротерозойских постколлизийных гранитоидов юга Сибирского кратона // Петрология, 2005, т. 13, № 3, с. 253—279.

Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Вингейт М.Т.Д. Раннепротерозойские постколлизийные гранитоиды Бирюсинского блока Сибирского кратона // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (7), с. 1028—1043.

Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Денишин С., Писаревский С.А., Мотова З.Л., Демонтерова Е.И. Древнейшие (~1.9 млрд лет) метадолериты южной части Сибирского кратона: возраст, петрогенезис, тектоническая позиция // Геология и геофизика, 2018, т. 59 (12), с. 1941—1957.

Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Лепехина Е.Н., Львов П.А., Демонтерова Е.И., Мотова З.Л. Раннепротерозойский базитовый магматизм Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса (на примере Усть-Игнотского массива Урикско-Ийского грабена) // Геология и геофизика, 2020, т. 61 (9), с. 1165—1180.

Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Коваленко В.И., Рыцк Е.Ю., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Ковач В.П., Булдыгеров В.В., Срывцев Н.А. Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс: возраст, длительность формирования и тектоническое положение // ДАН, 2003, т. 392, № 4, с. 506—511.

Логвиненко Н.В. Петрография осадочных пород. М., Высшая школа, 1974, 400 с.

Маслов А.В., Подковыров В.Н., Мизенс Г.А., Ножкин А.Д., Фазлиахметов А.М., Малиновский А.И., Худолей А.К., Котова Л.Н., Купцова А.В., Гареев Э.З., Зайнуллин Р.И. Дискриминантные палеогеодинамические диаграммы для терригенных пород: опыт сопоставления // Геохимия, 2016, № 7, с. 579—595.

Мац В.Д., Таскин А.П. Стратиграфия протерозоя Присяянья и западной окраины Байкальской горной области // Геология и геофизика, 1973 (2), с. 26—34.

Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л., Наука, 1980, 100 с.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бобров В.А. Радиоактивные и редкоземельные элементы в метапелитах как индикаторы состава и эволюции докембрийской континентальной коры юго-западной окраины Сибирского кратона // ДАН, 2003, т. 390, № 6, с. 813—817.

Розен О.М. Сибирский кратон: тектоническое районирование, вопросы эволюции // Геотектоника, 2003, № 3, с. 1—19.

Розен О.М., Аббясов А.А., Мигдисов А.А., Ярошевский А.А. Программа MINLITH для расчета минерального состава осадочных пород: достоверность результатов в применении к отложениям древних платформ // Геохимия, 2000, № 4, с. 431—444.

Розен О.М., Аббясов А.А., Аксаментова Н.В., Бреданова Н.В., Злобин В.Л., Мигдисов А.А., Сафронов В.Т., Толкачикова А.А., Трусов А.И., Чехович П.А., Ярошевский А.А. Седиментация в раннем докембрии: типы осадков, метаморфизованные осадочные бассейны, эволюция терригенных отложений. М., Научный мир, 2006, 400 с.

Туркина О.М., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Лепехина Е.Н., Пресняков С.Л., Салтыкова Т.Е. Палеоархейский тоналит-трондьемитовый комплекс северо-западной части Шарыжалгайского выступа (юго-запад Сибирского кратона): результаты U-Pb и Sm-Nd исследования // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (1), с. 21—37.

Эволюция земной коры в докембрии и палеозое (Саяно-Байкальская горная область) / В.Г. Беличенко, А.П. Шмотов, А.И. Сёзько, А.С. Ескин, Е.П. Васильев, Л.З. Резницкий, Р.Г. Боос, О.Р. Матисон. Новосибирск, Наука, 1988, 161 с.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб, Наука, 2000, 497 с.

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

Condie K.C. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales // Chem. Geol., 1993, v. 104, p. 1—37.

Cullers R.L. Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA // Chem. Geol., 2002, v. 191, p. 305—327.

Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett., 1988, v. 87, p. 249—265.

Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // J. Sediment Petrol., 1988, v. 58, p. 820—829.

Jacobsen S.B., Wasserburg G.M. Sm-Nd evolution of chondrites. II // Earth Planet. Sci. Lett., 1984, v. 67, p. 137—150.

Maynard J.B., Valloni R., Ho Shing Ju. Composition of modern deep-sea sands from arc-related basins // Geol. Soc. Spec. Publ., 1982, v. 10, p. 551—561.

McLennan S.M., Taylor S.R., McCulloch M.T., Maynard J.B. Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: Crustal evolution and plate tectonic associations // Geochim. Cosmochim. Acta, 1990, v. 54, p. 2015—2050.

Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature, 1982, v. 299, p. 715—717.

Panteeva S.V., Gladkochoub D.P., Donskaya T.V., Markova V.V., Sandimirova G.P. Determination of 24 trace elements in felsic rocks by inductively coupled plasma mass spectrometry after lithium metaborate fusion // Spectrochim. Acta, Part B. 2003, v. 58 (2), p. 341—350.

Verma S.P., Armstrong-Altrin J.S. New multi-dimensional diagrams for tectonic discrimination of siliciclastic sediments and their application to Precambrian basins // Chem. Geol., 2013, v. 355, p. 117—133.

*Поступила в редакцию 6 июля 2020 г.,
принята в печать 1 октября 2020 г.*