

**ИСТОЧНИКИ КЛАСТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА, УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ
ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ШАЗАГАЙТУЙСКОЙ И ЖИПХОШИНСКОЙ СВИТ
ЧИРОНСКОГО ПРОГИБА (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)**

Л.И. Попеко¹, Ю.Н. Смирнова², В.А. Заика², А.А. Сорокин²

¹*Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, ул. Ким Ю Чена 65, г. Хабаровск, 680000;
e-mail: popoko@itig.as.khb.ru*

²*Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Рёлочный пер. 1, г. Благовещенск, 675000;
e-mail: zaika_v_a_88@mail.ru*

Поступила в редакцию 3 сентября 2018 г.

В статье представлены результаты комплексных геологических, геохимических исследований осадочных пород верхнепалеозойских шазагайтуйской и жипхошинской свит, выполняющих верхнюю часть разреза Чиронского прогиба, а также U-Pb геохронологических и Lu-Hf изотопных исследований цирконов из указанных свит. Показано, что геохимические особенности терригенных пород шазагайтуйской и жипхошинской свит указывают на их формирование в обстановке, определяемой субдукционными процессами. Присутствие конгломератов, гравелитов и доминирование в обломочной составляющей пород неокатанного и полуокатанного кластического материала также свидетельствуют о проявления тектонической активности в период накопления шазагайтуйской и жипхошинской свит. Учитывая присутствие в песчаниках шазагайтуйской и жипхошинской свит значительного количества обломочных цирконов палеопротерозойского возраста, а также палеопротерозойский и архейский Hf-модельный возраст большинства цирконов, можно предполагать, что главным источником кластического материала для этих свит являлись магматические и метаморфические породы южного обрамления Северо-Азиатского кратона. В то же время, присутствие девонских–каменноугольных цирконов с относительно молодыми (преимущественно неопротерозойскими) величинами Hf-модельных возрастов указывает на то, что эти цирконы поступили в бассейн осадконакопления за счет разрушения зрелых (?) островных дуг, однако вклад этого источника является второстепенным. На основании результатов выполненных исследований, а также региональных геологических данных авторы предполагают, что шазагайтуйская и жипхошинская свиты формировались в условиях прогиба на южном обрамлении Северо-Азиатского кратона, обращенном в сторону палеозойского океана.

Ключевые слова: верхний палеозой, детритовые цирконы, источники, Чиронский прогиб, Восточное Забайкалье.

Монголо-Охотский складчатый пояс является одним из наиболее крупных структурных элементов восточной Азии (рис. 1). Согласно существующим представлениям (см. обзор в [9, 29]), этот пояс рассматривается в качестве реликта одноименного палеоокеана, закрывшегося в результате коллизии Северо-Азиатского кратона и Амурского супертеррейна. Однако разработанные к настоящему времени тектонические модели формирования Монголо-Охотского складчатого пояса имеют во многом противоречивый характер. При этом наиболее дискуссионными являются вопросы о геодинамической природе геологи-

ческих комплексов, участвующих в строении пояса, а также о времени и характере проявления аккреционных и коллизионных процессов в истории его геологического развития.

Одним из путей решения этих вопросов являются исследования осадочных комплексов, несущих потенциально значимую информацию как о геодинамических обстановках, существовавших в период их образования, так и о возрасте и составе коры в областях сноса кластического материала. Так, в последние годы показано, что в истории Монголо-Охотского пояса существовали разновозрастные и разнонаправ-

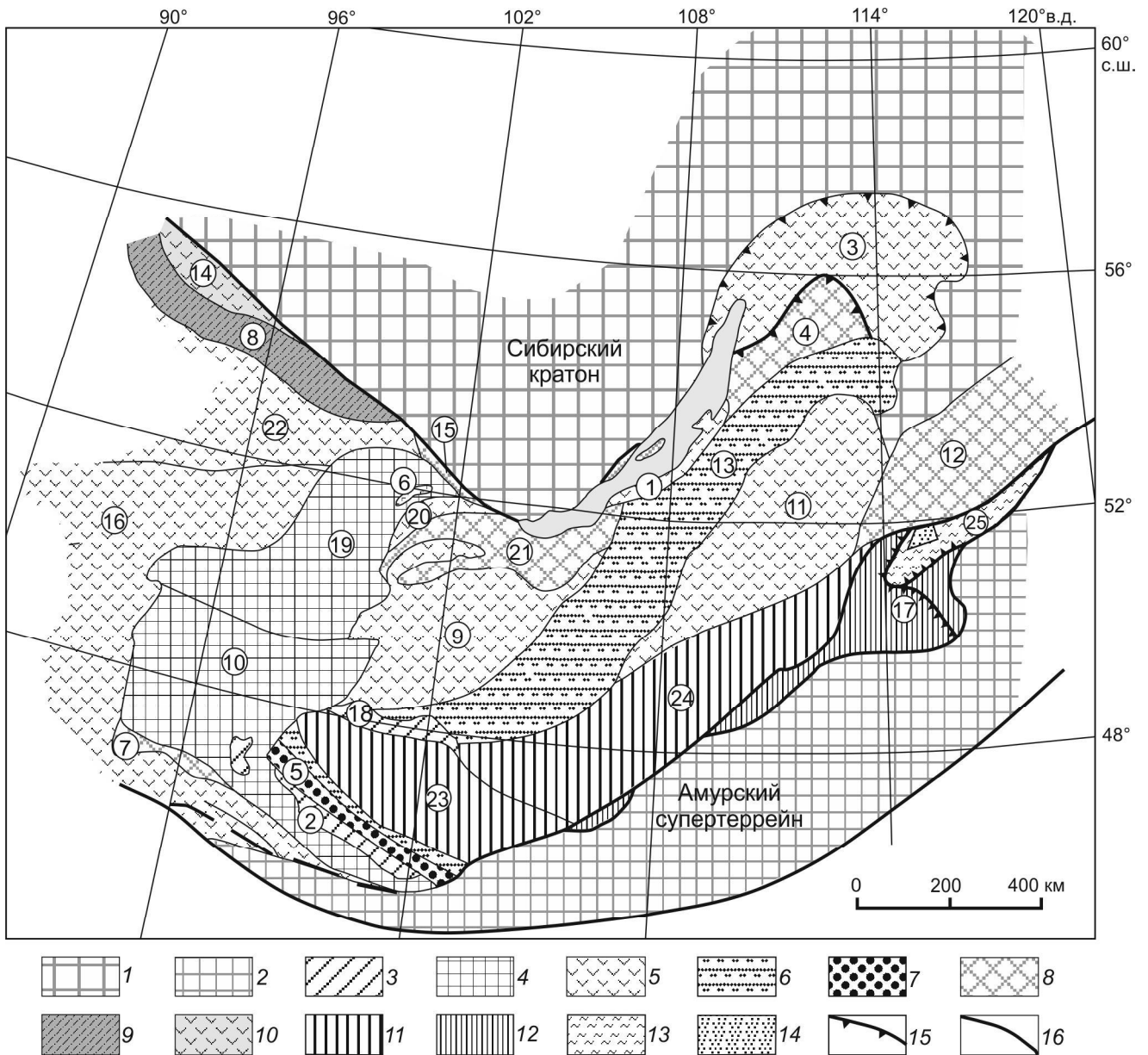


Рис. 1. Схема террейнов северного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса (составлена по [4, 7, 11] с использованием данных [25, 30, 32, 42, 47]).

1 – Сибирский кратон; 2 – Амурский супертеррейн; 3–10 – структуры раннепалеозойского Енисей-Забайкальского орогенного пояса: 3 – докембрийские кратонные блоки, 4 – докембрийские микроконтиненты, 5 – неопротерозойские и раннепалеозойские островодужные террейны, 6 – раннепалеозойские террейны задуговых бассейнов, 7 – неопротерозойские–раннепалеозойские офиолитовые террейны, 8 – разновозрастные метаморфические террейны, 9 – неопротерозойские террейны пассивной континентальной окраины, 10 – палеопротерозойские террейны зеленокаменных поясов; 11, 12 – структуры мезозойского Монголо-Охотского орогенного пояса: 11 – террейны турбидитовых бассейнов, 12 – террейны аккреционного клина; 13 – среднепалеозойский динамометаморфический комплекс; 14 – позднепалеозойский Чиронский прогиб; 15 – надвиги; 16 – шовные зоны. Цифры в кружках – названия структур (террейны, микроконтиненты, кратонные блоки): 1 – Ангинско-Таланчанский; 2 – Байдарикский; 3 – Байкало-Муйский; 4 – Баргузинский; 5 – Баян-Хонгорский; 6 – Гарганский; 7 – Дариби; 8 – Дербинский; 9 – Джидинский; 10 – Дзабханский; 11 – Еравнинский; 12 – Западно-Становой; 13 – Икатский; 14 – Каннский; 15 – Китойкинский; 16 – Озерный; 17 – Ононский; 18 – Тарбагатайский; 19 – Тувино-Монгольский; 20 – Тункинский; 21 – Хамардабан-Ольхонский; 22 – Хамсаринский; 23 – Хангайский; 24 – Хэнтэйский; 25 – Агинско-Борщовочный.

ленные зоны субдукции [36, 37, 53, 61]. В то же время полученных данных явно недостаточно для разработки интегрированной геодинамической модели его формирования.

В данной работе мы представляем результаты комплексных геологических, геохимических исследований осадочных пород верхнепалеозойских шазагайтуйской и жипхошинской свит, выполняющих Чиронский прогиб (рис. 1), расположенный вдоль границы южного обрамления Северо-Азиатского кратона и забайкальского звена Монголо-Охотского складчатого пояса, а также U-Pb геохронологических и Lu-Hf изотопных исследований цирконов из указанных свит.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ ЧИРОНСКОГО ПРОГИБА

Чиронский прогиб (рис. 1) расположен в северо-восточной части традиционно выделяемой Агинской зоны (по [2, 32]), занимая площадь более 500 км² на левобережье нижнего течения р. Аги и в бассейне р. Чирон. Он выполнен морскими мелководными терригенными образованиями общей мощностью около 3500–4000 м, относимыми к чиронской серии. Кроме того, протяженные тектонические пластины, сложенные отложениями этой же серии, фиксируются также к западу и северу от прогиба, на южных отрогах Могойтуйского хребта. До середины 60-х годов прошлого столетия чиронская серия в полном объеме датировалась пермью [39], а в настоящее время ее формирование определяется интервалом от позднего визе до ранней перми [3]. По существующим представлениям [22, 32, 42], она несогласно залегает на условно среднепалеозойских метаморфических сланцах (рис. 2).

Для чиронской серии характерна многопорядковая цикличность, которая выражается в неоднократном повторении в разрезе ритмов, состоящих из последовательно сменяющих друг друга снизу вверх грубообломочных пород все более мелкообломочными. Эта особенность была использована при стратиграфическом расчленении отложений. Ритмам первого порядка присвоен ранг свит. Выделено 4 свиты: тутхалтуйская, хара-шибирская, шазагайтуйская и жипхошинская [22], формирование которых происходило от позднего визе до ранней перми [3].

Геодинамическая природа Чиронского прогиба на разных этапах геологического изучения Восточного Забайкалья трактовалась по-разному. Так, В.Н. Козеренко считал чиронскую серию производной периферической части пермской вторичной геосинклинали [21]. М.С. Нагибина идентифицировала эти отложения как орогенные образования, выполняющие узкий приразломный прогиб, приуроченный к зоне краевого разлома, ограничивающего с севера

Монголо-Охотскую складчатую систему [26]. Сходного мнения придерживались Л.И. Красный и В.А. Амантов [1, 10], называя структуры, подобные Чиронскому прогибу, остаточными орогенными прогибами или наложенными краевыми прогибами. Авторы [2] также относили чиронскую серию к орогенным образованиям поздних герцинид.

Согласно современным представлениям о природе Монголо-Охотского складчатого пояса [18], Л.М. Парфенов с соавторами [29] допускают принадлежность чиронской серии к накоплениям преддугового прогиба. Однако сопряженная с прогибом магматическая дуга ими не была определена. С.В. Руженцев и Г.Е. Некрасов [32] связывают возникновение на восточном складчатом основании прогибов типа Чиронского с нестабильной обстановкой, обусловленной сближением Северо-Азиатского и Аргунского континентальных массивов. Отложения, выполняющие эти прогибы, по их данным, формировались за счет размыва как внутризональных поднятий, так и сиалических источников, локализованных вне сужающегося палеобассейна. Близкой интерпретации придерживается Е.А. Шивохин с соавторами [42].

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Объектами данного исследования являются шазагайтуйская и жипхошинская свиты, слагающие верхнюю часть разреза чиронской серии. Они распространены преимущественно в центральной и северо-западной части Чиронского прогиба (рис. 2).

Шазагайтуйская свита согласно залегает на хара-шибирской свите, завершая непрерывный разрез каменноугольных отложений в составе чиронской серии, охватывающий интервал от верхнего визе до верхнего башкира. В строении ее участвуют (снизу вверх) (по [22]):

1. Существенно конгломератовая пачка, в составе которой наблюдаются ритмы второго порядка, состоящие из крупно-, средне- и мелкогалечных конгломератов, гравелитов и сменяющих их вверх по разрезу песчаников и алевролитов. Мощность отдельных ритмов от 10 до 70 м. Конгломераты в ритмах составляют более половины мощности. В составе галек присутствуют кислые эффузивы (55 %), граниты (23 %), кварциты (10 %), гранит-порфиры (9 %), песчаники и алевролиты (2 %), кварц (1 %). Характерно уменьшение размерности обломочного материала в направлении с востока на запад при одновременном сокращении мощности пачки от 500 м в долине р. Большой Кангил до 60 м в бассейне р. Барун-Хатехим.

2. Толща переслаивания массивных алевролитов и песчаных алевролитов с текстурами взмучива-

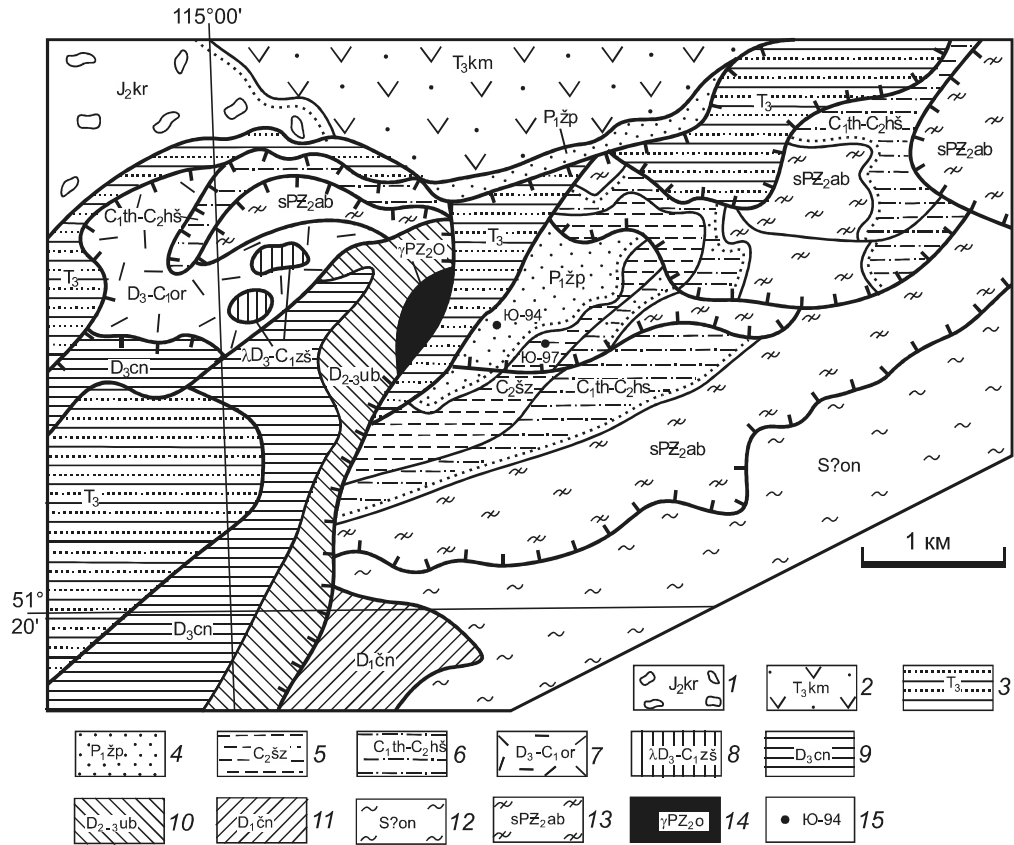


Рис. 2. Геологическая карта Чиронского прогиба (по [42], с изменениями).

1 – карабинская свита (J_2kr): конгломераты с прослоями песчаников и алевролитов; 2 – каменная свита (T_3km): андезибазальты, андезиты, базальты, дациты, риолиты, их туфы, туфопесчаники, конгломераты, песчаники; 3 – карымская, тыргетуйская, первомайская свиты объединенные (T_3): песчаники, алевролиты, прослои конгломератов, андезибазальтов; 4 – жипхошинская свита (P_1zp): песчаники, алевролиты, гравелиты; 5 – шазагайтуйская свита (C_2sz): конгломераты, песчаники, алевролиты, линзы известняков; 6 – тутхалтуйская и хара-шибирская свиты объединенные (C_1th-C_2hs): конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты; 7 – орловская толща (D_3-C_1or): конгломераты, песчаники, кварц-слюдистые сланцы, туфопесчаники, риолиты, риодациты, их туфы; 8 – зун-шивеинский субвулканический комплекс (λD_3-C_1zs): риолиты, гранит-порфиры, риодациты; 9 – цаган-норская свита (D_3cn): переслаивание песчаников и кварц-серicitовых сланцев, линзы известняков и эффузивов основного состава; 10 – усть-борзинская свита (D_{2-3ub}): песчаники, серицит-кварцевые сланцы, линзы и прослои metabазальтов, известняков, кварцитов; 11 – чиндантская свита (D_1cn): сланцы кварц-серицитовые углеродистые, прослои хлорит-эпидотовых сланцев, метапесчаников, известняков; 12 – ононская свита ($S?on$): сланцы кварц-серицитовые, кварц-альбит-серицитовые, метапесчаники, прослои альбит-эпидот-хлоритовых сланцев, известняков; 13 – Агинско-Борщовочный динамометаморфический комплекс (sPZ_2ab): филлониты, сланцы альбит-кварц-серицитовые, углеродисто-кварц-серицитовые; 14 – гранитоиды олекминского комплекса (γPZ_2o); 15 – места отбора образцов для геохронологических исследований.

ния, связанных между собой постепенными переходами. Содержит незакономерно распределенные по мощности прослои мелко- и среднезернистых песчаников мощностью 0.5–2 м с четкими ровными границами. Мощность толщи более 500 м.

3. Пачка массивных грубозернистых песчаников, переходящих по направлению к кровле в средне- и мелкозернистые. Содержит редкие прослои темно-серых массивных алевролитов мощностью 1–2 м, число которых возрастает в западной части прогиба. Мощность пачки уменьшается с востока на запад от 125 м на водоразделе Шазагайтуй – Жипхоши до 10 м в верховьях пади Хресты.

4. Пачка чередования песчаных алевролитов, массивных и с текстурами взмучивания, и мелко- и среднезернистых песчаников. В песчаниках в ряде случаев фиксировалась перекрестная косая слоистость. Присутствуют прослои массивных известковистых песчаников и песчаных известняков. Мощность пачки 170–250 м. Характерно увеличение ее в направлении с востока на запад. Общая мощность свиты 800–1300 м [22].

Песчаники шазагайтуйской свиты представлены разновидностями желтовато-серого цвета с псаммитовой мелко-среднезернистой структурой, массивной и параллельно-слоистой текстурой и косой слойча-

тостью знаков ряби. Обломочный материал (0.10–0.40 мм) угловатой и полуугловатой формы: кварц – 20–40 %, плагиоклазы (альбит, олигоклаз) – до 25 %, калиевый полевой шпат – до 10 %, обломки пород (микрокварциты, серицит-кварцевые сланцы) – до 25 %. Среди слюд преобладают биотит – до 10 % – и мусковит – до 10 %, хлорит встречается в виде единичных чешуек. Акцессорные минералы представлены магнетитом, ильменитом, цирконом, апатитом, гидроксидами железа, сфеном и гранатом. Цемент контактовый гидрослюдистый или контактово-поровый, базальный серицит-кварцевый.

Алевропесчаники и алевролиты шазагайтуйской свиты имеют темно-серый и серый цвет, алевропсаммитовую или алевритовую структуру и массивную текстуру. Слагающий их обломочный материал имеет угловатую, полуугловатую, реже полуокатанную формы и размеры от 0.05 до 0.20 мм. Преобладают кварц – 10–35 %, плагиоклазы (альбит, олигоклаз) – 15–25 %, калиевый полевой шпат – до 5 %. Присутствуют обломки пород: серицит-кварцевые и слюдистые сланцы – до 15 %, микрокварциты – до 5 %, карбонаты – до 5 %. Среди слюд преобладают мусковит – до 15 %, биотит – до 5 %, хлорит – до 5 %. Цемент серицит-кварцевый базальный либо карбонатный контактово-поровый. Среди акцессорных минералов встречаются циркон, гранат, апатит, сфен, магнетит, ильменит и гидроксиды железа.

Состав, структурные и текстурные особенности отложений, бентосный характер фауны дают основание считать, что шазагайтуйская свита была сформирована в мелководноморской и умеренно глубоководной обстановках вблизи источника сноса.

Шазагайтуйская свита охарактеризована обильными остатками мшанок, брахиопод, криноидей. Ведущую роль при датировании играют брахиоподы, большинство видов которых прослежено в Верхоянье, где совместно с ними присутствуют амmonoидеи стандартных зон *Branegoceras* – *Gastrioceras* и *Diabaloceras* – *Axinolobus* [35]. Это позволяет относить шазагайтуйскую свиту к верхнебашкирскому подъярису [3].

Жипхошинская свита в центральной части прогиба со стратиграфическим перерывом, но с видимым согласием залегает на шазагайтуйской свите, а в краевой части, в районе с. Номоконово – с резким угловым несогласием на среднепалеозойском агинско-борщовочном динамометаморфическом комплексе, что, скорее всего, связано с изменением конфигурации бассейна [22]. К жипхошинской свите отнесены также песчаники и конгломераты, слагающие узкий протяженный тектонический блок в верховьях

рек Хара-Шибир и Берея, а также блок в поле развития орловской толщи (бывшей зун-шивеинской свиты) в бассейне р. Зун-Шивея [42].

Жипхошинская свита в центральной части прогиба представлена низами разреза. Более высокие горизонты срезаны разломом, ограничивающим с северо-запада площадь распространения чиронской серии. Разрез имеет следующее строение (снизу вверх):

1. Пачка грубозернистых песчаников с прослоями и линзами конгломератов. В гальке и валунах конгломератов ведущую роль играют риолиты и кварциты, меньшим распространением пользуются гранитоиды. Мощность пачки изменяется незакономерно от 90 до 170 м.

2. Пачка алевролитов, содержащих растительный детрит, фрагменты окаменелой древесины, мегаспоры и конкреции, сформировавшиеся вокруг остатков конолярий и пеллеципод, являющаяся хорошим маркирующим горизонтом. Мощность пачки около 300 м.

3. Пачка средне- и мелкозернистых массивных и слоистых песчаников с редкими маломощными прослоями алевролитов. Мощность пачки 400 м.

4. Пачка переслаивающихся мелкозернистых массивных и слоистых песчаников и песчаных алевролитов с текстурой взмучивания. Мощность отдельных прослоев 2–5 м. В песчаниках наблюдается косая слоистость, на отпрепарированных поверхностях слоев – знаки ряби. Мощность 70 м.

Общая мощность свиты более 800 м.

Песчаники жипхошинской свиты представлены разновидностями серого, желтовато-серого и буровато-серого цвета с мелко-крупнозернистой псаммитовой структурой и массивной текстурой. Обломочный материал размером от 0.10 до 0.70 мм имеет угловатую и полуугловатую формы и представлен преимущественно кварцем – 20–30 %, плагиоклазами (альбит, андезин, олигоклаз) – 20–45 %, калиевым полевым шпатом – до 20 %. В меньшем количестве присутствуют обломки микрокварцитов – до 10 %, серицит-кварцевых сланцев – до 15 %, редко пород кислого состава. Мусковит, биотит, хлорит встречаются в виде единичных чешуек. Акцессорные минералы: магнетит, ильменит, сфен, циркон, апатит и гидроксиды железа. Цемент контактовый серицит-кварцевый или контактово-поровый гидрослюдистый, или базальный карбонатный.

Алевролиты жипхошинской свиты имеют желтовато-серый или темно-серый цвет, грубую алевритовую структуру, массивную или слоистую текстуру. Слагающий их обломочный материал имеет угловатую и полуугловатую формы и размеры от 0.05 до 0.10 мм. Преобладают кварц – 15–30 %, плагиоклазы

(альбит, андезин, олигоклаз) – 15–35 %, калиевый полевой шпат – до 5 %. Присутствуют обломки пород: микрокварциты – до 7 %, серицит-кварцевые сланцы – до 3 %, карбонаты – до 7 %. Также в алевролитах встречаются единичные чешуйки биотита, мусковита и хлорита. Акцессорные минералы: сфен, циркон, гидроксиды железа, гранат, апатит, магнетит, ильменит. Цемент базального типа серицит-кварцевого либо гидрослюдистого состава. В песчаниках и алевролитах жипхошинской свиты присутствует углеродистое вещество.

Особенности текстур и структур отложений, присутствие растительного детрита, мегаспор, окаменелой древесины, а также бентосная фауна позволяют считать, что формирование жипхошинской свиты происходило в мелководноморских условиях, а отсутствие окатанности кластического материала свидетельствует о близости источника сноса.

Возраст свиты определяется по брахиоподам как сакмарский–раннеартинский по аналогии с верхоянскими подразделениями, в которых совместно с брахиоподами, аналогичными жипхошинским, встречен *Uraloceras* sp. [3], или как позднеассельско–раннеартинский по двусторчатым моллюскам [6]. В результате изучения дополнительных сборов мшанок из жипхошинской свиты получен сакмарский–раннеартинский возраст комплекса. Таким образом, стратиграфический перерыв между шазагайтуйской и жипхошинской свитами охватывает московский, касимовский, гжельский века и, возможно, часть ассельского, т. е. около 18 млн лет. Учитывая наличие стратиграфического и географического несогласий между этими свитами, резонно ставить вопрос о правомерности включения жипхошинской свиты в чиронскую серию. Решение по этому поводу может быть принято после дополнительного изучения фауны из верхних горизонтов шазагайтуйской свиты. Нелишне отметить, что практически на всей территории южного (в современных координатах) обрамления Северо-Азиатского кратона и аккретированных к нему рифейских и раннепалеозойских террейнов (Кузбасс, Западная Сибирь, Восточный Казахстан, Северная и Центральная Монголия), начиная с башкирского века, также отсутствовал морской режим седиментации. Существуют различные объяснения этого феномена: перемещение материка из тропической в бореальную область, глобальная регрессия, герцинский орогенез и др. Единого мнения у исследователей в настоящее время нет.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Исследования химического состава пород проводились с использованием методов РФА (основные петрогенные компоненты, Zr) в Институте геологии

и природопользования ДВО РАН (г. Благовещенск) и ICP-MS (Li, Rb, Sr, Ba, REE, Y, Th, U, Nb, Ta, Pb, Zn, Co, Ni, Sc, V, Cr) в Институте тектоники и геофизики ДВО РАН (г. Хабаровск). Гомогенизация порошковых проб для рентген-флуоресцентного анализа выполнялась путем сплавления со смесью метабората и тетрабората лития в муфельной печи при температуре 1050–1100 °С. Измерения проводились на рентгеновском спектрометре Pioneer 4S. Величины интенсивности аналитических линий корректировались на фон, эффекты поглощения и вторичной флуоресценции. Для анализа по технологии ICP-MS вскрытие образцов осуществлялось по методике кислотного разложения. Измерения проводились на приборе Elan 6100 DRC в стандартном режиме. Калибровка чувствительности прибора по всей шкале масс осуществлялась с помощью стандартных растворов, включающих все анализируемые в пробах элементы. Относительная погрешность определения содержаний петрогенных и малых элементов составляет 5–10 %.

Выделение цирконов из образцов выполнено в минералогической лаборатории ИГиП ДВО РАН с применением тяжелых жидкостей. Далее цирконы совместно со стандартными цирконами (FC, SL и R33) были вмонтированы в шашку, изготовленную из эпоксидной смолы, и приполированы приблизительно до середины зерен. Внутреннее строение зерен циркона исследовалось в режиме BSE (back-scattered electron) с использованием сканирующего электронного микроскопа Hitachi S-3400N, оснащенного детектором Gatan Chroma CL2. U-Th-Pb геохронологические исследования индивидуальных цирконов выполнены в Геохронологическом Центре Аризонского Университета (Arizona LaserChron Center, USA) с использованием системы лазерной абляции Photon Machines Analyte G2 и ICP масс-спектрометра Thermo Element 2. Диаметр кратера составлял 20 мкм, глубина – 15 мкм. Калибровка проводилась по стандарту FC (Duluth complex, 1099.3 ± 0.3 млн лет [69]). В качестве вторичных стандартов для контроля измерений использовались цирконы SL (Sri Lanka) и R33 (Braintree complex) [51]. Значения возрастов по отношениям $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ для стандарта SL в процессе измерений составили 557 ± 5 и 558 ± 7 млн лет (2σ), соответственно, что хорошо согласуется со значениями, опубликованными в [54], полученными с использованием ID-TIMS метода. Средние значения возрастов по отношениям $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ для стандарта R33 составили 417 ± 7 и 415 ± 8 млн лет, соответствующие рекомендованным [51, 64]. Систематические погрешности составляют 0.9 % для отношения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и 0.8 % для отношения $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ (2σ). Поправки на обычный Pb вводились по ^{204}Pb , скорректированному

на ^{204}Hg , в соответствии с модельными величинами [74]. Используются следующие константы распада U и отношения: $^{238}\text{U} = 9.8485 \times 10^{-10}$, $^{235}\text{U} = 1.55125 \times 10^{-10}$, $^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137.88$.

Детальное описание аналитических процедур приведено на сайте лаборатории (www.laserchron.org). Конкордантные возрасты (Concordia Ages) рассчитаны в программе Isoplot (version 3.6) [63]. При построении гистограмм распределения и кривых относительной вероятности возраста детритовых цирконов использовались рекомендации Г. Гехрела [54], в том числе опубликованные на сайте лаборатории (www.laserchron.org).

Lu-Hf изотопные анализы цирконов были выполнены в Геохронологическом Центре Аризонского Университета (Arizona LaserChron Center, USA) с использованием многоколлекторного масс-спектрометра с индукционно-связанной плазмой (MC-ICP-MS) Nu High-Resolution и эксимерного лазера Analyte G2. Для настройки инструментов и проверки качества анализов использовались стандартные растворы JMC475, Spex Hf и Spex Hf, Yb, and Lu, а также стандартные цирконы Mud Tank, 91500, Temora, R33, FC52, Plesovice и SL. Hf изотопные анализы проводились в том же месте цирконов, что и U-Th- Pb анализы. Диаметр лазерного пучка составлял 40 мкм, мощность лазера около 5 Дж/см², частота 7 Гц, скорость абляции около 0.8 мкм/с. Стандартные цирконы анализировались через каждые 20 неизвестных. Детали аналитической методики изложены на сайте www.laserchron.org. Для расчета величин $\varepsilon_{\text{Hf}(t)}$ использованы константа распада ^{176}Lu ($\lambda = 1.867 \times 10^{-11}$) по [73], хондритовые отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (0.282772) и $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ (0.0332) по [52]. Коровые Hf модельные возрасты $t_{\text{Hf}(C)}$ рассчитаны, принимая среднее отношение $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ в континентальной коре, равное 0.0093 [46, 75]. Для расчета изотопных параметров деплетированной мантии использованы современные отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.28325$ и $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0384$ [55].

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

Содержания основных породообразующих компонентов и микроэлементов в породах шазагайтуйской и жипхошинской свит Чиронского прогиба приведены в таблице 1. На классификационной диаграмме $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ [31] породы шазагайтуйской и жипхошинской свит соответствуют преимущественно грауваккам (рис. 3 а). На диаграмме $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ [58], позволяющей оценить степень присутствия неустойчивых при выветривании железо-магниевого минералов, фигуративные точки составов пород шазагайтуйской свиты

локализуются в поле вакк, а жипхошинской свиты – смещены в сторону литаренитов и аркозов (рис. 3 б).

Для определения степени зрелости материнских пород обычно используются индексы химического выветривания и петрохимические модули (табл. 2). В нашем случае песчаники, алевролиты и алевропесчаники шазагайтуйской свиты по значениям алюмокремниевых $\text{AM} = \text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ [19] и гидролизатного $\text{ГМ} = (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO})/\text{SiO}_2$ [43] модулей (0.16–0.21 и 0.21–0.32, соответственно) отвечают мезомиктовым и полимиктовым породам, а также грауваккам. В то же время породы жипхошинской свиты характеризуются значениями $\text{AM} = 0.13 - 0.20$ и $\text{ГМ} = 0.15 - 0.25$, свойственными олигомиктовым, мезомиктовым и полимиктовым породам.

По величине натриевого модуля $\text{НМ} = \text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ [45] породы шазагайтуйской и жипхошинской свит отвечают грауваккам. Исключениями являются лишь два образца алевропесчаников шазагайтуйской свиты, в которых НМ ниже 0.20 (табл. 2). По значению полевошпатового индикатора ($\text{HKM} = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$) [44] (0.38–0.78) (табл. 1) породы обеих свит соответствуют нормально-, повышенно- и высокощелочным породам, что, вероятно, связано с преобладанием в их составе полевых шпатов над глинистыми минералами.

Составы пород шазагайтуйской и жипхошинской свит характеризуются низкими значениями индексов химического выветривания $\text{CIA} = 100 \cdot (\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}))$ [68, 76] (22–53), $\text{CIW} = 100 \cdot ((\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}))$ [57] (24–60), высокими значениями индекса выветривания Паркера $\text{WIP} = 100 \cdot ((2 \cdot \text{Na}_2\text{O}/0.35) + (\text{MgO}/0.9) + (2 \cdot \text{K}_2\text{O}/0.25) + (\text{CaO}/0.7))$ [70] (52–89) и кремне-титанового индекса $\text{STI} = 100 \cdot ((\text{SiO}_2/\text{TiO}_2) / ((\text{SiO}_2/\text{TiO}_2) + (\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) + (\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2)))$ [59] (84–90) (табл. 2), что свидетельствует о присутствии слабо преобразованного кластического материала на палеоводосборах. На диаграмме $\text{CIA} - \text{WIP}$ [48] фигуративные точки состава исследуемых пород расположены вблизи поля невыветрелых пород (рис. 3 в). Эти данные, в совокупности с граувакковым составом отложений и преобладанием в них угловатых и полуугловатых обломков, вероятно, свидетельствуют об активном тектоническом режиме во время осадконакопления.

Породам шазагайтуйской и жипхошинской свит свойственны значительные вариации суммы редкоземельных элементов ($\Sigma\text{REE} = 67 - 229$ мкг/г) при отчетливо дифференцированном характере их распределения ($[\text{La}/\text{Yb}]_n = 9.87 - 21.00$) и с отчетливой отрицательной европиевой аномалией ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.59 - 0.95$) (рис. 4, табл. 1).

Таблица 1. Химический состав представительных образцов терригенных пород жипхошинской и шазагайтуйской свит Чиронского прогиба.

Образец/ Компоненты	Жипхошинская свита								
	Песчаники								
	Ю-93	Ю-94	Ю-94-1	Ю-94-5	Ю-94-7	Ю-94-8	Ю-95	Ю-95-1	Ю-95-2
SiO ₂	77.22	55.81	71.12	69.87	69.12	68.44	78.00	77.87	77.81
TiO ₂	0.34	0.38	0.54	0.50	0.49	0.50	0.30	0.27	0.27
Al ₂ O ₃	11.29	10.10	13.03	13.39	13.29	11.94	10.53	11.04	10.55
Fe ₂ O ₃ *	1.62	1.47	2.72	2.86	3.32	2.56	1.05	1.18	1.03
MnO	0.03	0.52	0.07	0.04	0.04	0.07	0.01	0.03	0.03
MgO	0.53	0.83	1.02	1.28	1.41	1.01	0.54	0.55	0.46
CaO	0.91	14.71	1.07	1.70	1.88	4.48	0.82	0.92	0.85
Na ₂ O	4.14	3.73	5.82	5.08	5.04	5.15	6.85	5.82	7.16
K ₂ O	2.48	1.73	1.70	2.72	2.72	1.51	0.96	1.05	0.67
P ₂ O ₅	0.06	0.14	0.16	0.19	0.17	0.14	0.07	0.07	0.08
П.п.п.	0.98	10.03	2.23	1.85	2.03	3.59	0.60	0.79	0.78
Сумма	99.60	99.45	99.48	99.48	99.51	99.39	99.73	99.59	99.69
Li	8	12	16	16	20	15	6	10	10
Rb	92	52	67	91	85	57	39	46	30
Sr	204	662	335	406	403	545	173	170	151
Ba	589	789	593	1362	1379	622	271	318	181
La	25.52	24.96	30.00	40.04	41.11	28.92	19.05	17.57	15.36
Ce	52.26	52.40	57.83	84.44	83.28	59.04	42.53	39.93	34.22
Pr	5.34	5.54	6.58	8.31	8.49	6.13	4.19	3.927	3.45
Nd	19.22	21.39	25.47	31.98	32.62	23.52	15.56	14.74	12.95
Sm	3.14	3.68	4.27	5.47	5.51	4.04	2.47	2.41	2.14
Eu	0.61	0.90	0.94	1.24	1.21	0.98	0.58	0.58	0.52
Gd	2.52	3.24	3.45	4.75	4.68	3.38	1.83	1.93	1.70
Tb	0.35	0.45	0.47	0.67	0.66	0.49	0.23	0.25	0.23
Dy	1.90	2.54	2.61	3.81	3.69	2.68	1.15	1.34	1.20
Ho	0.33	0.47	0.47	0.68	0.68	0.49	0.19	0.23	0.22
Er	1.06	1.46	1.56	2.09	2.13	1.54	0.62	0.72	0.70
Tm	0.15	0.19	0.21	0.28	0.28	0.20	0.09	0.10	0.10
Yb	1.04	1.30	1.45	1.93	1.96	1.40	0.62	0.69	0.66
Lu	0.15	0.19	0.21	0.28	0.28	0.20	0.09	0.10	0.10
Y	26	20	22	34	33	23	16	17	15
Th	6.22	6.13	7.31	9.00	8.73	6.66	3.83	3.73	3.56
U	1.14	1.45	1.46	1.47	1.41	1.41	0.76	0.70	0.72
Zr	230	230	231	389	341	252	113	106	99
Hf	1.96	1.88	2.19	2.58	2.56	2.00	1.05	1.00	0.99
Nb	11	10	10	14	14	12	10	9	9
Ta	0.58	0.62	0.60	0.75	0.76	0.51	0.32	0.28	0.33
Zn	63	60	81	118	99	61	52	36	26
Co	6	6	8	9	10	8	5	5	5
Ni	18	16	28	21	22	24	21	26	25
Sc	2	5	6	6	6	5	2	2	2
V	27	42	50	50	43	40	22	19	21
Cr	83	44	65	57	58	59	108	89	86
Pb	10	12	15	14	15	13	8	10	8
[La/Yb] _n	16.60	13.00	14.10	14.08	14.24	14.04	21.00	17.24	15.73
Eu/Eu*	0.64	0.78	0.72	0.73	0.71	0.78	0.80	0.79	0.81
ΣREE	114	119	136	186	187	133	89	84	74

Таблица 1. (Продолжение).

Образец/ Компоненты	Жипхошинская свита								
	Песчаники						Алевриты		
	Ю-95-3	Ю-95-5	Ю-95-6	Ю-95-7	Ю-95-8	Ю-95-9	Ю-94-2	Ю-94-4	Ю-94-6
SiO ₂	77.51	77.44	79.07	78.94	77.66	72.68	69.90	66.34	65.94
TiO ₂	0.26	0.29	0.29	0.30	0.43	0.16	0.51	0.52	0.48
Al ₂ O ₃	10.36	10.99	10.26	10.23	10.85	13.78	12.22	12.76	13.11
Fe ₂ O ₃ *	1.14	1.21	1.01	1.08	1.43	1.61	2.61	3.49	2.50
MnO	0.01	0.03	0.02	0.01	0.02	0.03	0.08	0.07	0.07
MgO	0.48	0.44	0.51	0.47	0.52	0.49	1.01	1.44	1.30
CaO	0.77	0.83	0.86	0.83	1.04	1.03	3.11	3.95	4.37
Na ₂ O	7.51	6.66	6.04	6.52	4.69	5.10	5.07	2.75	5.23
K ₂ O	0.60	0.64	0.59	0.53	1.75	3.67	1.73	3.00	2.63
P ₂ O ₅	0.27	0.07	0.06	0.33	0.11	0.06	0.14	0.14	0.20
П.п.п.	0.63	0.84	0.72	0.51	0.96	0.82	3.10	4.89	3.82
Сумма	99.54	99.44	99.43	99.75	99.46	99.43	99.48	99.35	99.65
Li	5	16	7	8	11	5	16	22	15
Rb	30	27	30	26	65	113	67	116	84
Sr	117	193	127	107	216	348	479	427	407
Ba	148	344	155	123	655	1322	720	1453	1049
La	17.45	16.56	19.81	20.10	27.73	14.49	29.84	41.27	40.24
Ce	39.41	37.23	44.93	43.29	61.83	30.32	59.44	81.14	81.78
Pr	4.02	3.78	4.54	4.65	6.42	3.12	6.56	8.48	8.24
Nd	14.90	14.28	16.76	17.52	23.89	11.62	24.86	32.12	30.91
Sm	2.49	2.40	2.83	2.99	3.91	1.96	4.26	5.40	5.12
Eu	0.58	0.54	0.64	0.67	0.80	0.57	1.02	1.13	1.07
Gd	1.91	1.83	2.19	2.40	3.08	1.61	3.63	4.68	4.31
Tb	0.24	0.23	0.28	0.32	0.42	0.23	0.51	0.64	0.62
Dy	1.21	1.17	1.38	1.65	2.18	1.31	2.86	3.66	3.48
Ho	0.21	0.21	0.23	0.28	0.37	0.24	0.52	0.67	0.64
Er	0.71	0.68	0.74	0.88	1.14	0.80	1.64	2.13	2.07
Tm	0.10	0.09	0.10	0.12	0.15	0.11	0.22	0.28	0.28
Yb	0.75	0.70	0.75	0.86	1.06	0.79	1.49	1.92	1.90
Lu	0.11	0.10	0.11	0.12	0.15	0.12	0.21	0.27	0.27
Y	16	14	15	15	25	22	26	36	29
Th	3.78	3.71	4.06	4.28	7.41	3.73	7.17	9.22	8.76
U	0.81	0.73	0.78	0.89	1.10	0.74	1.50	1.64	1.49
Zr	100	115	112	118	234	108	266	259	319
Hf	1.18	1.06	1.18	1.26	1.64	0.93	2.17	2.46	2.55
Nb	9	8	10	12	10	9	10	13	14
Ta	0.36	0.35	0.37	0.37	0.52	0.37	0.58	0.69	0.73
Zn	16	31	16	21	61	62	81	132	83
Co	5	5	4	5	6	6	8	10	8
Ni	24	22	21	20	22	18	23	28	24
Sc	2	2	2	2	2	2	5	8	6
V	13	23	20	17	41	16	59	69	47
Cr	143	122	81	158	88	66	97	50	48
Pb	8	8	7	7	10	15	14	16	12
[La/Yb] _n	15.72	16.06	18.02	15.84	17.72	12.39	13.60	14.57	14.39
Eu/Eu*	0.78	0.76	0.75	0.74	0.68	0.95	0.77	0.67	0.67
ΣREE	84	80	95	96	133	67	137	184	181

Таблица 1. (Окончание).

Образец/ Компо- ненты	Шазагайтуйская свита												
	Песчаники				Алевропесчаники								Алевролит
	Ю-96-3	Ю-97	Ю-97-7	Ю-97-11	Ю-96	Ю-96-1	Ю-96-4	Ю-96-5	Ю-97-1	Ю-97-2	Ю-97-3	Ю-97-4	Ю-96-2
SiO ₂	66.25	70.21	71.27	71.03	68.30	69.39	66.70	62.56	63.00	65.45	60.43	65.35	59.48
TiO ₂	0.54	0.44	0.47	0.48	0.54	0.39	0.53	0.40	0.59	0.61	0.47	0.67	0.40
Al ₂ O ₃	12.80	13.98	13.24	13.37	12.92	10.87	13.19	10.98	13.08	14.07	12.26	13.99	11.03
Fe ₂ O ₃ *	4.58	3.14	2.82	3.32	4.37	3.39	3.57	4.12	6.51	5.34	3.04	4.70	2.29
MnO	0.10	0.03	0.04	0.03	0.06	0.06	0.11	0.22	0.11	0.06	0.19	0.06	0.21
MgO	1.51	1.03	0.97	0.93	1.18	1.03	1.28	1.11	1.37	1.57	1.01	1.87	1.08
CaO	3.57	0.96	0.95	1.01	2.78	4.83	3.16	8.00	4.28	2.52	8.54	2.18	10.85
Na ₂ O	3.00	4.66	5.10	4.43	2.99	1.68	3.82	2.91	2.28	2.86	3.86	4.38	3.95
K ₂ O	2.60	3.11	3.14	3.25	2.56	2.47	2.59	2.11	2.94	3.15	2.00	2.86	1.85
P ₂ O ₅	0.15	0.13	0.14	0.15	0.15	0.10	0.16	0.13	0.16	0.16	0.14	0.22	0.16
П.п.п.	4.28	1.90	1.40	1.52	3.36	4.82	4.14	6.85	4.70	3.53	7.27	3.03	7.91
Сумма	99.38	99.59	99.54	99.52	99.21	99.03	99.25	99.39	99.02	99.32	99.21	99.31	99.21
Li	22	14	12	14	19	21	20	25	34	34	21	31	15
Rb	97	94	99	101	107	124	104	73	120	125	79	108	61
Sr	469	152	173	177	519	469	539	554	359	293	572	277	867
Ba	906	791	738	821	913	779	881	691	844	872	571	848	748
La	35.31	29.53	27.31	36.50	35.83	25.24	40.95	30.68	41.60	42.92	32.10	50.10	30.36
Ce	70.26	62.36	57.12	74.39	69.87	49.30	73.01	62.18	86.07	88.48	60.07	101.70	57.22
Pr	7.47	6.51	6.59	7.69	7.36	5.03	8.35	6.55	9.07	9.51	6.83	10.73	6.13
Nd	28.64	24.16	24.81	28.22	27.74	18.77	31.92	25.13	35.87	37.14	26.28	41.23	23.24
Sm	5.01	3.95	4.23	4.64	4.84	3.22	5.66	4.31	6.48	6.68	4.58	7.06	4.04
Eu	1.08	0.75	0.80	0.85	1.04	0.71	1.24	0.96	1.24	1.32	1.11	1.29	0.89
Gd	4.36	3.02	3.48	3.66	4.27	2.70	5.08	3.78	5.65	6.07	4.20	5.94	3.60
Tb	0.60	0.40	0.46	0.48	0.60	0.39	0.70	0.54	0.82	0.86	0.62	0.82	0.49
Dy	3.23	2.10	2.43	2.54	3.38	2.18	3.98	3.06	4.79	5.10	3.78	4.50	2.74
Ho	0.58	0.37	0.42	0.46	0.62	0.40	0.73	0.56	0.88	0.94	0.73	0.79	0.50
Er	1.79	1.19	1.30	1.44	1.88	1.27	2.23	1.76	2.80	2.99	2.35	2.45	1.58
Tm	0.23	0.16	0.17	0.19	0.25	0.17	0.28	0.23	0.36	0.39	0.31	0.31	0.20
Yb	1.57	1.12	1.19	1.36	1.72	1.20	1.87	1.60	2.57	2.70	2.21	2.09	1.37
Lu	0.22	0.16	0.17	0.20	0.25	0.17	0.26	0.22	0.36	0.37	0.31	0.29	0.19
Y	29	24	26	28	34	29	35	26	37	38	28	33	23
Th	8.73	10.73	9.69	12.37	10.59	8.40	8.89	8.58	15.08	14.05	10.70	18.67	6.70
U	1.55	1.44	1.25	1.30	2.11	1.76	1.64	3.18	2.50	2.32	1.41	2.12	1.55
Zr	210	209	227	235	212	166	215	229	198	225	212	194	242
Hf	1.91	1.86	1.99	2.10	2.28	1.96	2.01	2.17	2.77	3.02	2.22	2.24	1.75
Nb	12	12	11	10	11	10	10	10	14	14	12	13	9
Ta	0.61	0.34	0.45	0.55	0.77	0.54	0.65	0.71	1.08	1.08	1.54	0.84	0.54
Zn	104	70	51	70	99	72	96	96	125	126	71	105	88
Co	11	10	9	9	9	9	10	10	13	13	9	13	8
Ni	23	26	23	22	27	16	26	20	25	27	24	27	17
Sc	6	5	5	6	6	5	6	5	10	10	8	10	4
V	56	58	45	53	60	32	46	47	81	87	61	84	26
Cr	43	67	78	66	40	33	42	45	49	45	44	52	33
Pb	14	11	13	14	18	16	17	13	24	23	17	25	13
[La/Yb] _n	15.24	17.902	15.60	18.26	14.101	14.29	14.89	13.04	10.99	10.93	9.87	16.31	15.09
Eu/Eu*	0.69	0.64	0.62	0.61	0.68	0.72	0.69	0.71	0.61	0.62	0.76	0.59	0.70
ΣREE	160	136	130	163	160	111	176	142	199	205	146	229	133

Примечание. Оксиды – в мас. %, элементы – в г/т; Fe₂O₃* – общее железо в форме Fe₂O₃.

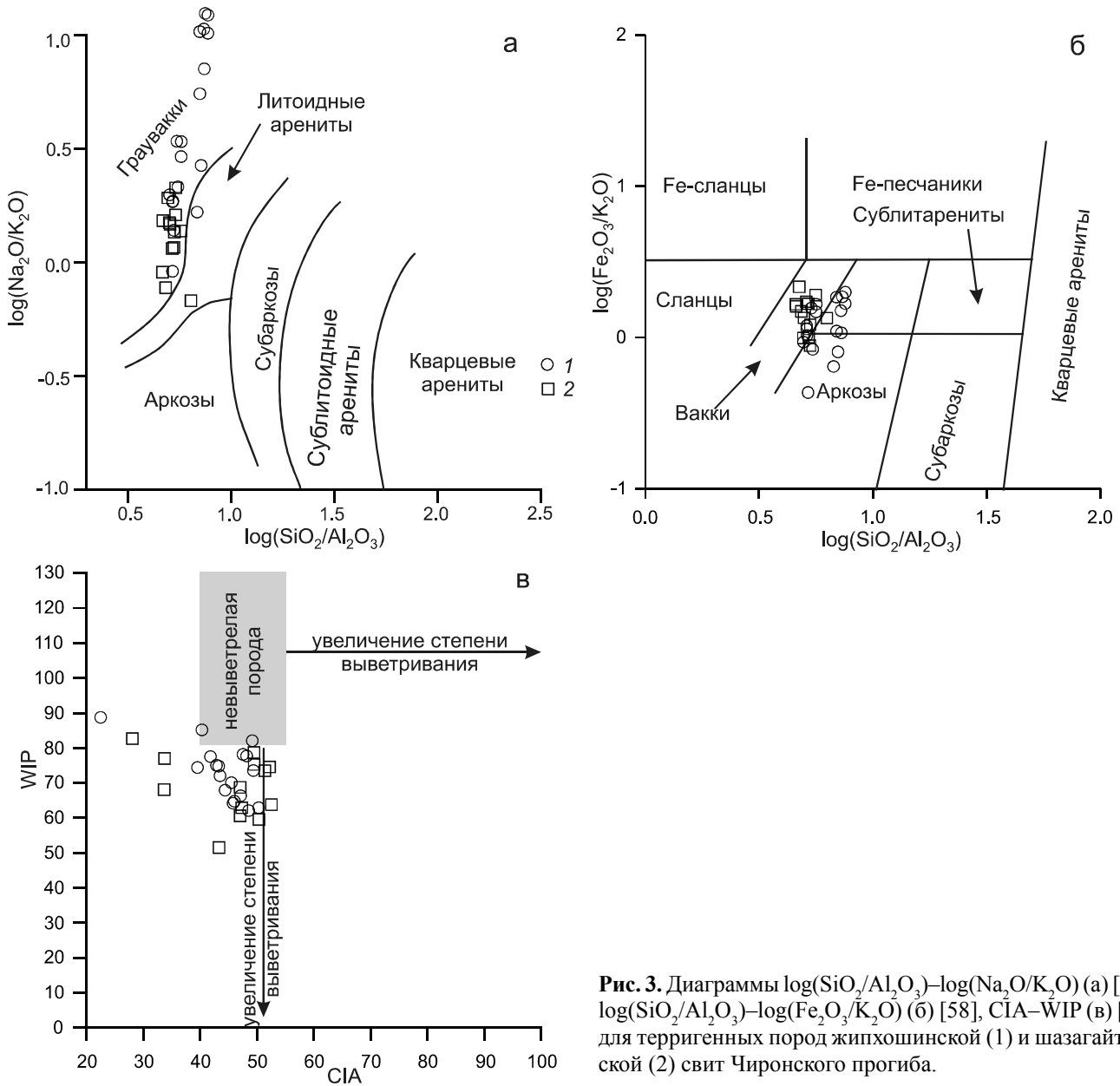


Рис. 3. Диаграммы $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ – $\log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ (а) [31], $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ – $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ (б) [58], CIA–WIP (в) [48] для терригенных пород жипхошинской (1) и шазагайтуйской (2) свит Чиронского прогиба.

Графики концентраций микроэлементов, нормированных на состав верхней континентальной коры (рис. 5), иллюстрируют некоторое отличие составов терригенных пород шазагайтуйской и жипхошинской свит. Так, песчаники, алевропесчаники и алевролиты шазагайтуйской свиты, в целом, достаточно близки по составу к верхней континентальной коре за исключением некоторого дефицита Rb, U, Nb, Ta, Sc, Co (рис. 5 б). Породы жипхошинской свиты в еще большей степени деплетированы в отношении указанных элементов, а также в отношении Th, Pb, редкоземельных элементов, Yb, V (рис. 5 а).

РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb И Lu-Hf ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Геохронологические U-Pb исследования выполнены для детритовых цирконов из песчаников шазагайтуйской (обр. Ю-97) и жипхошинской (обр. Ю-94) свит Чиронского прогиба. Результаты исследований приведены на рисунке 6, места отбора образцов, показанные на рисунке 2, имеют координаты: Ю-94 – 51°31'32.3" 115°19'15.3"; Ю-97 – 51°29'31.5" 115°19'43.5".

Из 115 изученных зерен детритовых цирконов из полимиктового мелко-среднезернистого песчани-

Таблица 2. Значения основных петрохимических модулей и индексов химического выветривания в терригенных породах жипхошинской и шазагайтуйской свит Чиронского прогиба.

Образцы/Модули/Индексы	АМ	ГМ	НКМ	НМ	СИА	СІW	WIP	STI
Жипхошинская свита								
Песчаники								
Ю-93	0.15	0.17	0.59	0.37	50	57	63	89
Ю-94	0.18	0.22	0.54	0.37	22	24	89	87
Ю-94-1	0.18	0.23	0.58	0.45	49	53	74	86
Ю-94-5	0.19	0.24	0.58	0.38	48	54	78	86
Ю-94-7	0.19	0.25	0.58	0.38	48	53	78	86
Ю-94-8	0.17	0.22	0.56	0.43	40	42	74	86
Ю-95	0.14	0.15	0.74	0.65	43	45	75	90
Ю-95-1	0.14	0.16	0.62	0.53	47	50	66	90
Ю-95-2	0.14	0.15	0.74	0.68	43	44	75	90
Ю-95-3	0.13	0.15	0.78	0.72	42	43	78	90
Ю-95-5	0.14	0.16	0.66	0.61	46	47	70	90
Ю-95-6	0.13	0.15	0.65	0.59	46	47	64	90
Ю-95-7	0.13	0.15	0.69	0.64	44	46	68	90
Ю-95-8	0.14	0.16	0.59	0.43	48	53	62	88
Ю-95-9	0.19	0.21	0.64	0.37	49	57	82	89
Алевролиты								
Ю-94-2	0.18	0.22	0.56	0.42	44	47	72	86
Ю-94-4	0.19	0.25	0.45	0.22	46	52	65	86
Ю-94-6	0.20	0.24	0.60	0.40	40	44	85	86
<i>min</i>	0.13	0.15	0.45	0.22	22	24	62	86
<i>max</i>	0.20	0.25	0.78	0.72	50	57	89	90
Шазагайтуйская свита								
Песчаники								
Ю-96-3	0.19	0.27	0.44	0.23	47	53	63	86
Ю-97	0.20	0.25	0.56	0.33	52	60	75	86
Ю-97-7	0.19	0.23	0.62	0.38	50	57	79	87
Ю-97-11	0.19	0.24	0.57	0.33	51	59	74	86
Алевропесчаники								
Ю-96	0.19	0.26	0.43	0.23	50	56	60	86
Ю-96-1	0.16	0.21	0.38	0.16	43	48	52	88
Ю-96-4	0.20	0.26	0.49	0.29	47	52	69	86
Ю-96-5	0.18	0.25	0.46	0.26	34	36	68	87
Ю-97-1	0.21	0.32	0.40	0.17	47	53	61	85
Ю-97-2	0.21	0.31	0.43	0.20	53	60	64	85
Ю-97-3	0.20	0.26	0.48	0.32	34	36	77	86
Ю-97-4	0.21	0.30	0.52	0.31	50	56	75	84
Алевролит								
Ю-96-2	0.18	0.23	0.53	0.36	28	30	83	86
<i>min</i>	0.16	0.21	0.38	0.16	28	30	52	84
<i>max</i>	0.21	0.32	0.62	0.38	53	60	83	88

ка (обр. Ю-97) шазагайтуйской свиты конкордантные оценки возраста получены для 82 зерен. Они, в основном, находятся в интервалах 387–324, 1973–1837 и 2530–2404 млн лет. Наиболее молодой циркон имеет конкордантный возраст 324 ± 4.1 млн лет. Пики на кривой относительной вероятности возрастов соответствуют значениям 335, 381, 1872, 1915, 2415 и 2503 млн лет (рис. 6 а). Кроме того, присутствуют единичные зерна цирконов с конкордантными девон-

ским (~ 412 млн лет), ордовикским (~ 472 млн лет) и неопротерозойскими (~ 876, 879 млн лет) возрастными.

В ходе U-Pb геохронологических исследований также были проанализированы 116 зерен детритовых цирконов из полимиктового мелкозернистого песчаника (обр. Ю-94) жипхошинской свиты. В результате конкордантные оценки возраста получены для 106 зерен. Эти значения находятся в интервалах 388–315, 469–507, 903–781, 2030–1847 млн лет (рис. 6 б). Наи-

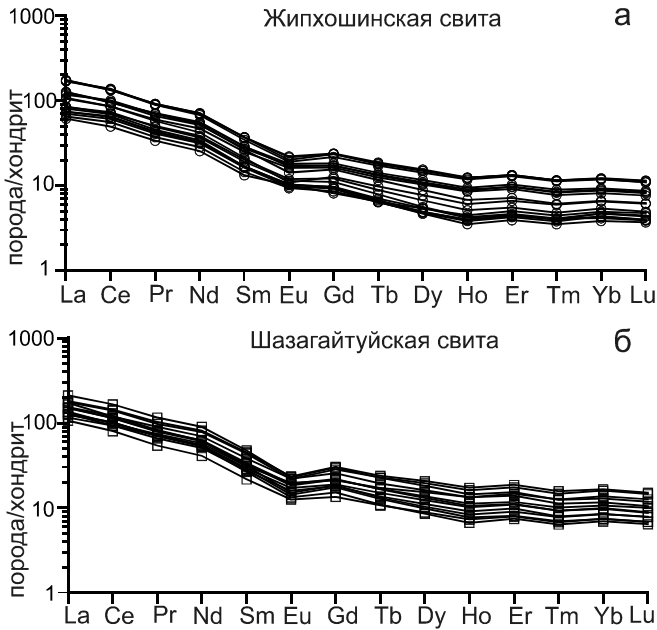


Рис. 4. Графики распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) для терригенных пород жипхошинской и шазагайтуйской свит Чиронского прогиба.

Состав хондрита по [65].

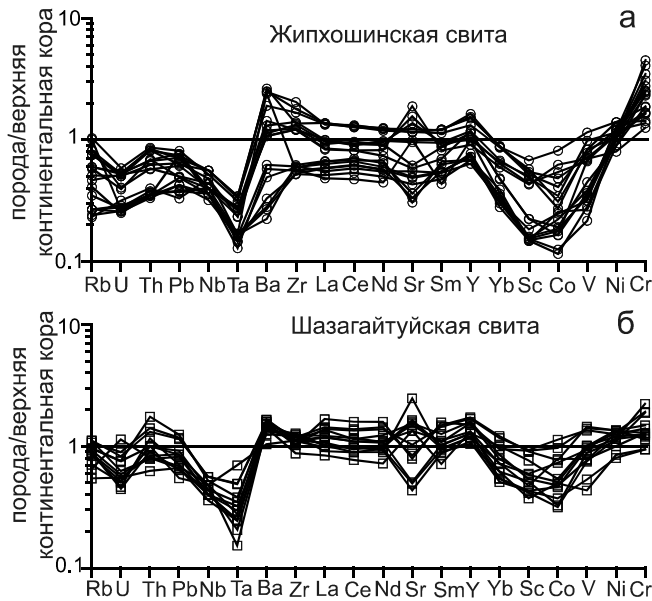


Рис. 5. Спайдердиаграммы для терригенных пород жипхошинской и шазагайтуйской свит Чиронского прогиба.

Состав верхней континентальной коры по [38].

более молодой циркон имеет конкордантный возраст 313 ± 3.1 млн лет. Пики на кривой относительной вероятности возрастов соответствуют значениям 328, 350, 386, 405, 429, 501, 807, 1864 млн лет.

Lu-Hf изотопные исследования выполнены для цирконов в тех же точках, что и U-Pb исследования, при этом выбирались точки с конкордантными значениями возрастов. Результаты исследований приведены в таблице 3 и на рисунке 7.

Наиболее древние (палеопротерозойские) цирконы в песчаниках шазагайтуйской и жипхошинской свит характеризуются архейскими и палеопротерозойскими Hf- модельными возрастaми $t_{\text{Hf(C)}} = 3.0\text{--}2.2$ млрд лет (табл. 3, рис. 7). В отличие от них малочисленной группе неопротерозойских цирконов свойственны существенно более молодые (мезопротерозойские) значения модельных возрастaми $t_{\text{Hf(C)}} = 1.5\text{--}1.2$ млрд лет. Также относительная малочисленная популяция кембрийских цирконов характеризуется модельными возрастaми $t_{\text{Hf(C)}} = 1.0$ млрд лет (табл. 3, рис. 7). Наиболее сложная картина наблюдается для изотопного состава Hf в цирконах наиболее молодого (девон-каменноугольного возраста), что обусловлено широкими вариациями значений модельных возрастaми $t_{\text{Hf(C)}} = 2.2\text{--}0.5$ млрд лет (табл. 3, рис. 7).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В первую очередь обратимся к интерпретации геохимических особенностей пород. Для установления состава исходных пород нами были использованы дискриминантные диаграммы, основанные на содержании и соотношении основных породообразующих компонентов и микроэлементов. Некоторые из этих диаграмм приведены на рисунке 8. Положение фигуративных точек составов терригенных пород шазагайтуйской и жипхошинской свит на диаграммах $\text{Na}_2\text{O}\text{--}\text{CaO}\text{--}\text{K}_2\text{O}$ (рис. 8а), $(\text{CaO}+\text{MgO})\text{--}(\text{SiO}_2/10)\text{--}(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ (рис. 8 б), Hf-(La/Th) (рис. 8 в), F1-F2 (рис. 8 г) указывает на доминирование в областях размыва магматических пород кислого и среднего составов. В то же время соотношение $\text{Na}_2\text{O}\text{--}\text{CaO}\text{--}\text{K}_2\text{O}$ (рис. 8 а) и $(\text{Zr}/\text{Sc})\text{--}(\text{Th}/\text{Sc})$ (рис. 8 д) позволяет предполагать участие в осадконакоплении и рециклированного материала.

Для реконструкции палеотектонической обстановки накопления нами использовались наиболее известные и апробированные диаграммы. В частности, на парных диаграммах $(\text{Fe}_2\text{O}_3^*+\text{MgO})\text{--}(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2)$ (рис. 9 а), $(\text{Fe}_2\text{O}_3^*+\text{MgO})\text{--}(\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}))$ (рис. 9 б), F3-F4 (рис. 9 в), $\text{SiO}_2\text{--}(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$ (рис. 9 г) фигуративные точки состава терригенных отложений шазагайтуйской и жипхошинской свит расположены в поле осадочных пород, накопление которых происходит в обстановках островных дуг и активных континентальных окраин. Аналогичный вывод следует из анализа тройных диаграмм, таких как $(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})\text{--}(\text{SiO}_2/20)\text{--}(\text{TiO}_2+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO})$ (рис. 10 а)

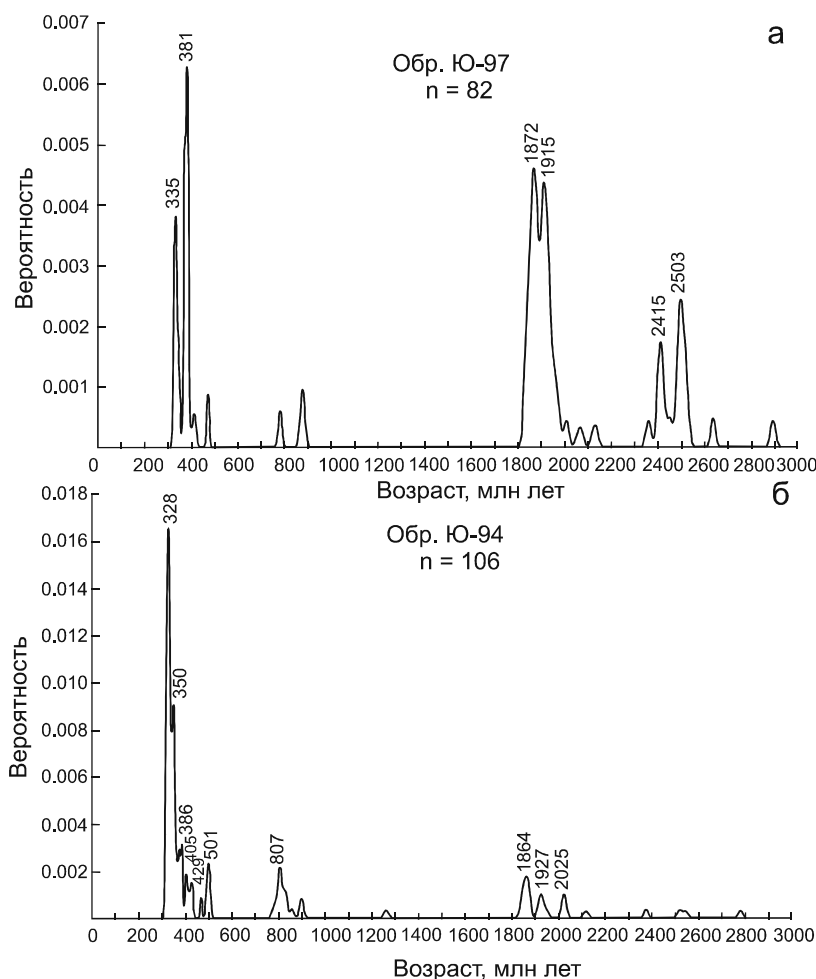


Рис. 6. Кривые относительной вероятности возрастов детритовых цирконов: а – из песчаника шазагайтуйской свиты (обр. Ю-97), б – из песчаника жипхошинской свиты (обр. Ю-94).

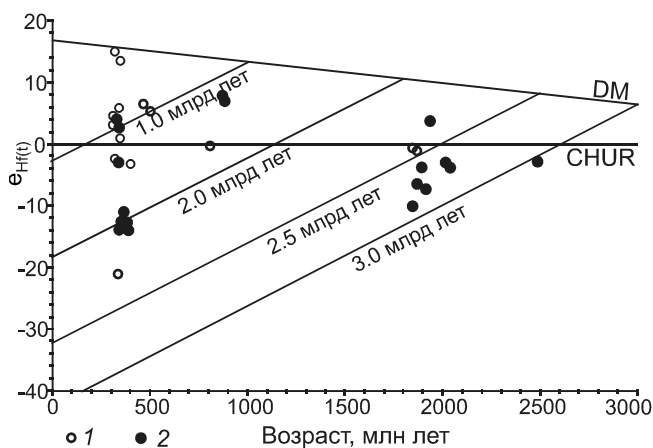


Рис. 7. Диаграмма $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ – возраст (млн лет) для цирконов из метапесчаников (обр. Ю-97) шазагайтуйской свиты и жипхошинской свиты (обр. Ю-94) Чиронского прогиба.

1 – фигуративные точки изотопных составов шазагайтуйской свиты, 2 – фигуративные точки изотопных составов жипхошинской свиты (табл. 2).

DM – деплетированная мантия, CHUR – однородный хондритовый резервуар.

и Co–Th–Zr/10 (рис. 10 б). Таким образом, геохимические особенности пород свидетельствуют о том, что накопление шазагайтуйской и жипхошинской свит происходило в обстановках, определяемых процессами субдукции. На активный тектонический режим осадконакопления указывают индексы химического выветривания и петрохимические модули (табл. 2), позволяющие предполагать слабую степень выветривания пород в области размыва. Сказанному о тектонической активности в период накопления шазагайтуйской и жипхошинской свит не противоречит гранулометрический состав отложений (присутствие конгломератов, гравелитов), а доминирование в самих породах неокатанного и слабой степени окатанности кластического материала свидетельствует о близости источника сноса к бассейну седиментации.

Далее обратимся к геохронологическим данным. Как было показано выше, наиболее древние цирконы в песчаниках шазагайтуйской и жипхошинской свит имеют палеопротерозойский возраст и характеризуются модельными возрастными $t_{\text{Hf(C)}}$ = 3.0–2.2 млрд лет

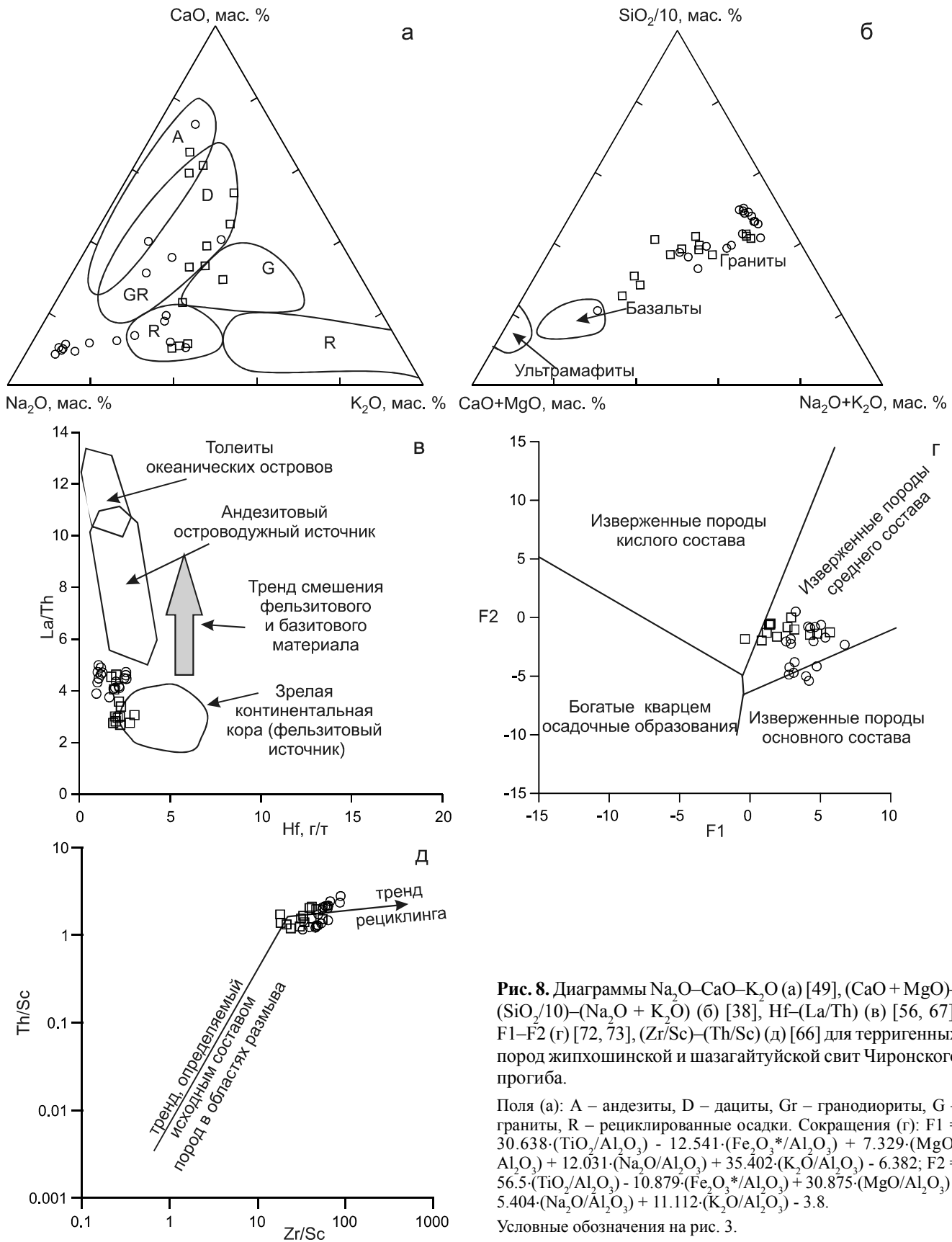


Рис. 8. Диаграммы Na₂O–CaO–K₂O (а) [49], (CaO + MgO)–(SiO₂/10)–(Na₂O + K₂O) (б) [38], Hf–(La/Th) (в) [56, 67], F1–F2 (г) [72, 73], (Zr/Sc)–(Th/Sc) (д) [66] для терригенных пород жипкошинской и шазагайтуйской свит Чиронского прогиба.

Поля (а): А – андезиты, D – дациты, Gr – гранодиориты, G – граниты, R – рециклированные осадки. Сокращения (г): F1 = 30.638·(TiO₂/Al₂O₃) - 12.541·(Fe₂O₃*/Al₂O₃) + 7.329·(MgO/Al₂O₃) + 12.031·(Na₂O/Al₂O₃) + 35.402·(K₂O/Al₂O₃) - 6.382; F2 = 56.5·(TiO₂/Al₂O₃) - 10.879·(Fe₂O₃*/Al₂O₃) + 30.875·(MgO/Al₂O₃) - 5.404·(Na₂O/Al₂O₃) + 11.112·(K₂O/Al₂O₃) - 3.8.

Условные обозначения на рис. 3.

Таблица 3. Результаты Lu-Hf изотопных исследований цирконов из метаосадочных пород Чиронского прогиба.

№ п.п.	№ обр./ № зерна	Возраст. млн лет	$(^{176}\text{Yb}+^{176}\text{Lu})/^{176}\text{Hf}$ (%)	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\epsilon_{\text{Hf}(t)}$	$t_{\text{Hf(DM)}}$	$t_{\text{Hf(C)}}$
Метапесчаники шазагайтуйской свиты Чиронского прогиба								
1	U-94/53	314	12.4	0.001090	0.282674	3.2	0.82	0.96
2	U-94/38	318	13.3	0.001027	0.282714	4.7	0.76	0.88
3	U-94/99	323	10.3	0.000769	0.282510	-2.3	1.04	1.25
4	U-94/34	326	13.1	0.000890	0.283000	15.0	0.36	0.36
5	U-94/33	341	28.2	0.001651	0.281979	-20.9	1.82	2.19
6	U-94/69	342	15.6	0.001144	0.282734	5.9	0.74	0.84
7	U-94/118	347	13.1	0.000837	0.282591	1.1	0.93	1.09
9	U-94/3	351	26.5	0.001781	0.282947	13.5	0.44	0.46
10	U-94/108	372	33.2	0.001919	0.282334	-7.8	1.33	1.56
11	U-94/1	404	40.3	0.002759	0.282453	-3.1	1.18	1.35
12	U-94/48	507	10.9	0.000813	0.282613	5.3	0.90	1.00
13	U-94/127	812	32.1	0.002349	0.282298	-0.1	1.40	1.52
14	U-94/95	1845	11.4	0.000844	0.281621	-0.6	2.27	2.35
15	U-94/64	1871	32.7	0.002257	0.281642	-1.1	2.33	2.40
Метапесчаники жипхошинской свиты Чиронского прогиба								
16	U-97/60	329	9.6	0.000637	0.282688	4.1	0.79	0.92
17	U-97/3	342	17.4	0.001142	0.282488	-2.8	1.08	1.28
18	U-97/16	342	32.8	0.001978	0.282648	2.7	0.88	1.00
19	U-97/121	350	11.9	0.000766	0.282180	-13.4	1.50	1.83
20	U-97/120	369	37.9	0.002223	0.282255	-10.7	1.45	1.71
21	U-97/114	371	44.9	0.002517	0.282187	-13.2	1.56	1.83
22	U-97/67	381	28.8	0.001896	0.282187	-12.8	1.54	1.82
23	U-97/85	391	12.9	0.000928	0.282146	-13.8	1.55	1.88
24	U-97/43	876	15.7	0.001008	0.282463	7.8	1.12	1.16
25	U-97/122	880	10.7	0.000672	0.282438	7.2	1.14	1.20
26	U-97/61	1845	9.9	0.000689	0.281352	-10.0	2.63	2.82
27	U-97/11	1868	8.2	0.000515	0.281433	-6.4	2.51	2.66
28	U-97/113	1890	12.2	0.000731	0.281501	-3.7	2.43	2.55
29	U-97/42	1912	6.1	0.000350	0.281374	-7.3	2.58	2.74
30	U-97/116	1937	7.1	0.000431	0.281673	3.8	2.18	2.21
31	U-97/109	2015	11.3	0.000701	0.281446	-2.8	2.50	2.60
32	U-97/18	2038	6.2	0.000398	0.281394	-3.7	2.55	2.66
33	U-97/115	2486	18.0	0.001110	0.281171	-2.7	2.91	2.97

Примечание. Величины ошибок (1σ) определения отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ соответствуют последним значащим цифрам после запятой.

(табл. 3, рис. 7). Источниками этих цирконов, скорее всего, являются раннедокембрийские комплексы южного обрамления Северо-Азиатского кратона. В пределах Селенгино-Станового [33] (Западно-Станового по [11, 14, 34]) такими источниками могут быть породы могочинской серии, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации (возраст метаморфизма 1873 ± 8 млн лет) [8]), палеопротерозойские ($1866 \pm$

6 млн лет) габброанортозиты [5]. Кроме того, поступление древнего циркона также можно связывать с денудацией палеопротерозойских (1.88–1.84 млрд лет) гранитоидов, развитых в южном обрамлении Северо-Азиатского кратона [16, 17, 23, 34].

В качестве источников достаточно малочисленных неопротерозойских цирконов с модельными возрастными $t_{\text{Hf(C)}} = 1.5\text{--}1.2$ млрд лет (табл. 3, рис. 7)

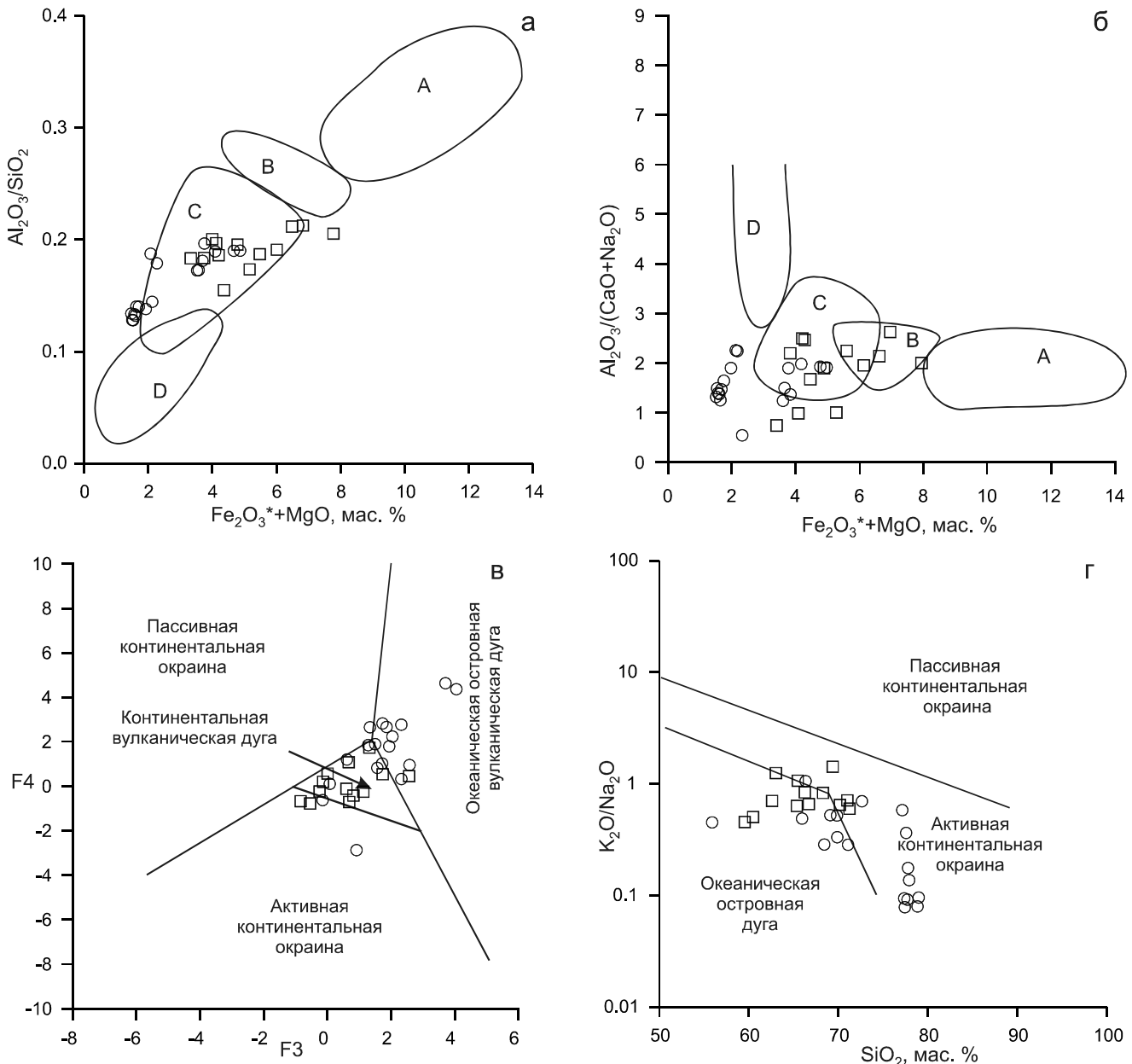


Рис. 9. Диаграммы $(\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO})-(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2)$ (а) [49], $(\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO})-(\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}))$ (б) [49], F3–F4 (в) [49], $\text{SiO}_2-(\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O})$ (г) [71] для терригенных пород жипхошинской и шазагайтуйской свит Чиронского прогиба.

Fe_2O_3^* – общее железо в виде Fe_2O_3 .

Поля, характеризующие песчаники из тектонических обстановок (а, б): А – океанические островные дуги, В – континентальные островные дуги, С – активные континентальные окраины, D – пассивные континентальные окраины. Сокращения (в): $F_3 = 0.303 - 0.0447 \cdot \text{SiO}_2 - 0.972 \cdot \text{TiO}_2 + 0.008 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 - 0.267 \cdot 0.74 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3_{\text{общ.}} + 0.208 \cdot 0.23 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3_{\text{общ.}} - 3.082 \cdot \text{MnO} + 0.14 \cdot \text{MgO} + 0.195 \cdot \text{CaO} + 0.719 \cdot \text{Na}_2\text{O} - 0.032 \cdot \text{K}_2\text{O} + 7.51 \cdot \text{P}_2\text{O}_5$; $F_4 = 43.57 - 0.421 \cdot \text{SiO}_2 + 1.988 \cdot \text{TiO}_2 - 0.526 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 - 0.551 \cdot 0.74 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3_{\text{общ.}} - 1.61 \cdot 0.23 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3_{\text{общ.}} + 2.72 \cdot \text{MnO} + 0.881 \cdot \text{MgO} - 0.907 \cdot \text{CaO} - 0.177 \cdot \text{Na}_2\text{O} - 1.84 \cdot \text{K}_2\text{O} + 7.244 \cdot \text{P}_2\text{O}_5$.

Условные обозначения на рис. 3.

можно рассматривать метаморфические породы Икатского террейна [11] (или Икат-Багдаринской зоны [33]), а также островодужные комплексы Келянской островной дуги. В частности, в последние годы в пределах этой структуры выявлены плагио-

граниты (971 ± 14 млн лет [28]), габбро (939 ± 11 млн лет [33]), метабазальты (892 ± 16 млн лет [13, 14]). К островодужной серии (по [14, 15]) относятся известково-щелочные вулканы с возрастными 837 \pm 11 млн лет, 789 \pm 8 млн лет [27].

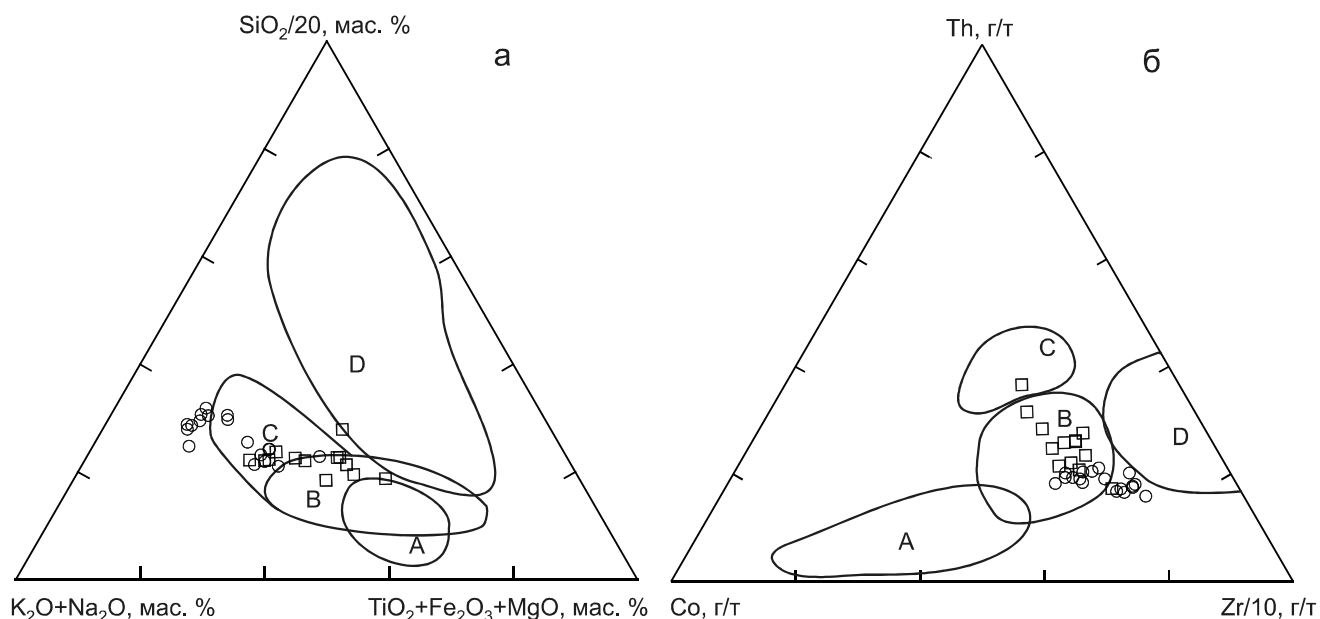


Рис. 10. Диаграммы $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ – $(\text{SiO}_2/20)$ – $(\text{TiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$ (а) [62], Co – Th – $\text{Zr}/10$ (б) [50] для терригенных пород жипхошинской и шазагайтуйской свит Чиронского прогиба. Поля, характеризующие песчаники из тектонических обстановок: А – океанические островные дуги, В – островные дуги на континентальном основании, С – активные континентальные окраины, D – пассивные континентальные окраины.

Условные обозначения на рис. 3.

Также относительно малочисленная популяция кембрийских цирконов с модельными возрастными $t_{\text{Hf(C)}} = 1.0$ млрд лет (табл. 3, рис. 7) может связываться с денудацией дифференцированной андезит-дацит-риолитовой ассоциации, относящейся к каледонскому этапу развития Удино-Витимской островодужной системы, протянувшейся вдоль южного обрамления Северо-Азиатского кратона [12, 14]. Для вулканических пород из наиболее крупных и изученных вулканотектонических структур (ВТС) приводятся [12] значения абсолютного возраста: 529 ± 3 млн лет (плагиориолиты Еравнинской ВТС), 516 ± 5 млн лет (кварцевые порфиры Еравнинской ВТС), 529 ± 3 млн лет, 534 ± 6 млн лет (риолиты Олдындинской ВТС), 530 ± 26 млн лет (дациты Кыджимитской ВТС).

Наибольшее количество цирконов в песчаниках шазагайтуйской и жипхошинской свит имеет девонский–каменноугольный возраст. При этом по величине Hf-модельного возраста можно выделить две группы цирконов.

Первая группа характеризуется относительно древними (преимущественно палеопротерозойскими) величинами $t_{\text{Hf(C)}} = 2.2$ – 1.7 млрд лет (табл. 3, рис. 7). В этой связи источники этих цирконов следует искать в пределах южного обрамления Северо-Азиатского кратона. На роль одного из таких источников вполне претендуют гранитоиды олекминского комплекса с

возрастом 358 ± 6 млн лет [24]. Кроме того, в качестве источника раннекаменноугольных цирконов можно было бы рассматривать и гранитоиды баргузинского комплекса (витимканского – по [2]), возраст которых оценивается в интервале 330–310 млн лет [40, 41]. Однако, согласно другим данным [20], такое предположение невозможно, поскольку возраст этого комплекса составляет 297–279 млн лет. Также отсутствует достаточная определенность в отношении позднедевонских цирконов. С большой долей условности можно предполагать, что их источниками могли быть интрузии крестовского и кручининского комплексов, но достоверные геохронологические данные для них отсутствуют.

Вторая группа девонских–каменноугольных цирконов характеризуется существенно более молодыми (преимущественно неопротерозойскими) величинами $t_{\text{Hf(C)}} = 1.3$ – 0.5 млрд лет (табл. 3, рис. 7). Последнее обстоятельство указывает на то, что эти цирконы сформировались из источника с существенной добавкой ювенильного материала. В этой связи можно предположить, что они поступили в бассейн осадконакопления за счет разрушения зрелых (?) островных дуг (дораннекаменноугольного возраста).

Если учесть, что Чиронский прогиб расположен вдоль границы южного обрамления Северо-Азиатского кратона и Забайкальского звена Монголо-Охотско-

го складчатого пояса (рис. 1), то источниками таких цирконов могли быть палеозойские островные дуги Монголо-Охотского океана, существование которых предполагается в большинстве существующих моделей формирования пояса (см. обзор в [9, 29, 30, 60]). Не исключено, что фрагментом такой дуги является условно позднедевонский–раннекаменноугольный зун-шивеинский комплекс (риолиты, риодациты, гранит-порфиры) [42].

В конце карбона вдоль юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона был заложен Селенгино-Витимский вулканоплутонический пояс пенсильваний-раннетриасового возраста, который на ранних этапах своего развития сопровождался субдукцией под окраину континента [14], а в раннем мезозое формировался в обстановке трансформной континентальной окраины [30]. Поскольку геохимические особенности терригенных пород в совокупности с граувакковым составом отложений, преобладанием кластического материала плохой степени окатанности свидетельствуют об активном тектоническом режиме во время осадконакопления и указывают на формирование пород в обстановке, определяемой субдукционными процессами, есть основания считать, что шазагайтуйская и жипхошинская свиты формировались в условиях задугового прогиба на южном обрамлении Северо-Азиатского кратона, обращенном в сторону палеозойского океана.

ВЫВОДЫ

Полученные в ходе проведенных исследований материалы позволяют сформулировать следующие выводы.

1) Геохимические особенности терригенных пород шазагайтуйской и жипхошинской свит в совокупности с граувакковым составом отложений, преобладанием кластического материала плохой степени окатанности свидетельствуют об активном тектоническом режиме во время осадконакопления и указывают на формирование пород в обстановке, определяемой субдукционными процессами.

2) Учитывая присутствие в песчаниках шазагайтуйской и жипхошинской свит значительного количества обломочных цирконов палеопротерозойского возраста, а также палеопротерозойский и архейский Hf-модельный возраст большинства цирконов, можно предполагать, что главным источником кластического материала для этих свит являются магматические и метаморфические породы южного обрамления Северо-Азиатского кратона.

3) Присутствие девонских–каменноугольных цирконов с относительно молодыми (преимущественно

неопротерозойскими) величинами Hf-модельных возрастов указывает на то, что эти цирконы поступили в бассейн осадконакопления за счет разрушения зрелых (?) островных дуг.

4) На основании результатов выполненных исследований, а также региональных геологических данных можно предположить, что шазагайтуйская и жипхошинская свиты формировались в условиях задугового прогиба на южном обрамлении Северо-Азиатского кратона, обращенном в сторону палеозойского океана.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 18-35-20004) и частично в рамках Госзадания ИТиГ ДВО РАН № 075-00409-19-00 (изучение пермских мшанок).

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны А.И. Ханчуку и О.Р. Миминой за полезное обсуждение рукописи статьи, конструктивные замечания и предложения по ее улучшению, а также благодарят сотрудников аналитических лабораторий Института геологии и природопользования ДВО РАН (Е.Н. Воропаеву, О.Г. Медведеву, А.И. Палажченко, В.И. Рождествовину, Е.С. Сапожнику, Е.В. Ушакову), Института тектоники и геофизики ДВО РАН (В.Е. Зазулину, Е.М. Голубеву, А.В. Штареву), а также персонал Геохронологического Центра Аризонского Университета (Arizona LaserChron Center, USA) за выполнение аналитических исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Амантов В.А. Тектоника и формации Забайкалья и Северной Монголии // Труды ВСЕГЕИ. Т. 213. Л.: Недра, 1975. 223 с.
2. Анашкина К.К., Бутин К.С., Еникеев Ф.И., Кинякин А.В., Краснов В.П., Кривенко В.А., Олексив Б.И., Пинаева Т.А., Рутштейн И.Г., Семенов В.Н., Старухина Л.П., Чабан Н.Н., Шулика Е.В. Геологическое строение Читинской области: Объясн. зап. к геологической карте. 1: 500 000. Чита, 1997.
3. Атлас фауны и флоры палеозоя–мезозоя Забайкалья / А.В. Куриленко, Г.В. Котляр, Н.П. Кульков и др. Новосибирск: Наука, 2002. 714 с.
4. Беличенко В.Г., Гелетий Н.К., Бараш И.Г. Баргузинский микроконтинент (Байкальская горная область): к проблеме выделения // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 10. С. 1049–1059.
5. Бучко И.В., Сальникова Е.Б., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Котов А.Б., Яковлева С.З. Первые свидетельства проявления мезозойского ультрамафит-мафитового магматизма в пределах Селенгино-Станового террейна юго-восточного обрамления Сибирского кратона // Докл. АН. 2005. Т. 405, № 4. С. 514–518.
6. Бяков А.С. Новая зональная схема пермских отложений Северо-Востока Азии по двустворчатым моллюскам. Ста-

- тья 2. Вопросы корреляции // Тихоокеан. геология. 2013. Т. 32, № 1. С. 3–17.
7. Волкова Н.И., Скляров Е.В. Высокобарические комплексы Центрально-Азиатского складчатого пояса: геологическая позиция, геохимия и геодинамические следствия // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 109–119.
 8. Гаврикова С.Н., Николаева Л.Л., Галанин А.В. Ранний докембрий южной части Становой складчатой области. М.: Недра, 1991. 171 с.
 9. Геодинамика, магматизм и металлогения востока России / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
 10. Геология Северо-Восточной Азии. Том IV. Геологическое развитие и общие закономерности металлогении, углеобразования и распределения нефти и газа. Л.: Недра, 1973. 324 с.
 11. Гладкочуб Д.П., Станевич А.М., Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Писаревский С.А., Николь Г., Мотова З.Л., Корнилова Т.А. Ранние этапы развития Палеоазиатского океана: данные по LA-ICP-MS датированию детритовых цирконов из позднекембрийских толщ южного фланга Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 10. С. 1472–1490.
 12. Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалитид и палеозоид складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 1. С. 53–70.
 13. Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Ласточкин Н.И., Ситникова В.С. Состав, U-Pb изотопный возраст (SHRIMP-II) офиолитовой ассоциации Шаманской палеоспредиговой зоны и условия ее формирования (Северное Забайкалье) // Докл. АН. 2009. Т. 429, № 3. С. 359–364.
 14. Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Руженцев С.В., Минина О.Р., Климук В.С., Ветлужских Л.И., Некрасов Г.Е., Ласточкин Н.И., Ситникова В.С., Метелкин Д.В., Гонегер Т.А., Лепехина Е.Н. История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем рифее–палеозое // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 589–614.
 15. Гордиенко И.В., Метелкин Д.В. Эволюция субдукционного магматизма на неопротерозойской и венд-раннепалеозойской активных окраинах Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 1. С. 91–108.
 16. Донская Т.В., Сальникова Е.Б., Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г. Раннепротерозойский постколлизийный магматизм южного фланга Сибирского кратона: новые геохронологические данные и геодинамические следствия // Докл. АН. 2002. Т. 382, № 5. С. 663–667.
 17. Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Ковач В.П. Петрогенезис раннепротерозойских постколлизийных гранитоидов юга Сибирского кратона // Петрология. 2005. Т. 13, № 3. С. 253–279.
 18. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1. М.: Недра, 1990. 327 с.
 19. Кетрис М.П. Петрохимическая характеристика терригенных пород // Ежегодник–1974 Института геологии Коми филиала АН СССР. М.: ВИНТИ, 1976. С. 32–38.
 20. Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Рыцк Е.Ю., Ярмолюк В.В., Котов А.Б., Анисимова И.В., Яковлева С.З., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В. Длительность формирования Ангаро-Витимского батолита: результаты геохронологических U-Pb исследований // Докл. АН. 2012. Т. 444, № 2. С. 184–189.
 21. Козеренко В.Н. Геологическое строение юго-восточной части Восточного Забайкалья. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1956. 309 с.
 22. Котляр Г.В., Попеко Л.И. Биостратиграфия, мшанки и брахиоподы верхнего палеозоя Забайкалья // Зап. Забайкальского фил. Географ. о-ва СССР. Вып. XXVIII. Чита, 1967. 323 с.
 23. Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Макарьев Л.Б., Яковлева С.З., Ковач В.П. Раннепротерозойские коллизийные и постколлизийные граниты северной части Байкальской складчатой области // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14, № 5. С. 3–15.
 24. Ларин А.М., Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Ярмолюк В.В., Великославинский С.Д., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В. Гранитоиды олекминского комплекса Селенгино-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского подвижного пояса: возраст и тектоническое положение // Докл. АН. 2015. Т. 464, № 2. С. 194–198.
 25. Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Падегин И.П. Геодинамика Западно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса в позднем палеозое // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 615–628.
 26. Нагибина М.С. Стратиграфия и формации Монголо-Охотского пояса. М.: ВИНТИ, 1969. 399 с.
 27. Некрасов Г.Е., Руженцев С.В., Пресняков С.Л., Родионов Н.В., Лыхин Д.А., Голионко Б.Г. U-Pb SHRIMP датирование цирконов из плутонических и метаморфических пород Икат-Багдаринской и Агинской зон (Забайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы науч. совещ. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. Т. 2. С. 58–60.
 28. Некрасов Г.Е., Родионов Н.В., Бережная Н.Г., Сергеев С.А., Руженцев С.В., Минина О.Р., Голионко Б.Г. U-Pb возраст цирконов из плагиогранитных жил мигматизированных амфиболитов Шаманского хребта (Икат-Багдаринская зона, Витимское нагорье, Забайкалье) // Докл. АН. 2007. Т. 412, № 5. С. 661–664.
 29. Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртоого О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 5. С. 24–43.
 30. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бодарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У. Дж., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртоого О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
 31. Петтиджон Ф.Дж., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 535 с.
 32. Руженцев С.В., Некрасов Г.Е. Тектоника Агинской зоны (Монголо-Охотский пояс) // Геотектоника. 2009. № 1. С. 39–58.
 33. Руженцев С.В., Минина О.Р., Некрасов Г.Е., Аристов В.А., Голионко Б.Г., Доронина Н.А., Лыхин Д.А. Байкало-Витимская складчатая система: строение и геодинамическая эволюция // Геотектоника. 2012. № 2. С. 3–28.

34. Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Богомоллов Е.С., Котов А.Б. Изотопная структура и эволюция континентальной коры Восточно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геотектоника. 2011. № 5. С. 17–51.
35. Соболев Е.С., Будников И.В., Клец А.Г. Позднебашкирские аммоноидеи и наутилоидеи Западного Верхоянья // Палеонтол. журн. 1998. № 5. С. 13–25.
36. Сорокин А.А., Пономарчук А.В., Травин А.В., Пономарчук В.А., Вахтомин К.Д. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст гранитоидов и связанного с ними золотого оруденения месторождения Кировское (юго-восточное обрамление Северо-Азиатского кратона) // Докл. АН. 2014. Т. 458. С. 452–458.
37. Сорокин А.А., Сорокин А.П., Пономарчук В.А., Травин А.В. Раннеюрские вулканические породы Удского пояса (юго-восточное обрамление Северо-Азиатского кратона): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронологические и геохимические данные // Докл. АН. 2015. Т. 460, № 1. С. 65–69.
38. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
39. Тулохонов М.И. Геологическая карта СССР. 1:200 000. Серия Восточно-Забайкальская. Лист М-50-II. ГОСГЕОЛТЕХИЗДАТ, 1962.
40. Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Посохов В.Ф., Цыренов Б.Ц., Хромов А.А., Сергеев С.А. Источники магм и этапы становления позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 156–180.
41. Цыганков А.А. Позднепалеозойские гранитоиды Западного Забайкалья: последовательность формирования, источники магм, геодинамика // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 2. С. 197–227.
42. Шивохин Е.А., Озерский А.Ф., Куриленко А.В., Раитина Н.И., Карасев В.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000. Серия Алдано-Забайкальская. Лист М-50. Третье поколение / Под ред. В.В. Старченко. СПб.: ВСЕГЕИ, 2010.
43. Юдович Я.Э., Дембовский Б.Я., Кетрис М.П. Геохимические признаки переотложения кор выветривания в ордовикских отложениях Печорского Урала // Ежегодник-1976 Института геологии Коми филиала АН СССР. Сыктывкар: Ин-т геологии Коми фил. АН СССР, 1977. С. 133–142.
44. Юдович Я.Э. Региональная геохимия осадочных толщ. Л.: Наука, 1981. 276 с.
45. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
46. Amelin Y., Lee D.-C., Halliday A.N., Pidgeon R.T. Nature of the Earth's earliest crust from hafnium isotopes in single detrital zircons // Nature. 1999. V. 399. P. 252–255.
47. Badarch G., Cunningham W.D., Windley B.F. A new terrane subdivision for Mongolia: implications for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia // J. Asian Earth Sci. 2002. V. 21, N 1. P. 87–110.
48. Bahlburg H., Dobrzinski N. A review of the chemical index of alteration (CIA) and its application to the study of Neoproterozoic glacial deposits and climate transitions // Geol. Soc. London, Memoirs. 2011. V. 36. P. 81–92.
49. Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // J. Geol. 1983. V. 91, N 6. P. 611–627.
50. Bhatia M.R., Crook K.A.W. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contrib. Miner. Petrol. 1986. V. 92. P. 181–193.
51. Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Davis D.W., Aleinikoff J.N., Valley J.W., Mundil R., Campbell I.H., Korsch R.J., Williams I.S., Foudoulis C. Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ microprobe geochronology by the monitoring of trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards // Chem. Geol. 2004. V. 205. P. 15–140.
52. Blichert-Toft J., Albarede F. The Lu-Hf geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system // Earth Planet. Sci. Lett. 1997. V. 148. P. 243–258.
53. Bussien D., Gombojav N., Winkler W., Quadt A. The Mongol–Okhotsk Belt in Mongolia – An appraisal of the geodynamic development by the study of sandstone provenance and detrital zircons // Tectonophysics. 2011. V. 510. P. 132–150.
54. Gehrels G.E., Valencia V., Ruiz J. Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U-Pb ages by laser ablation-multicollector-inductively coupled plasma-mass spectrometry // Geochem. Geophys. Geosystems. 2008. V. 9, N 3. P. 1–13.
55. Griffin W.L., Belousova E.A., Shee S.R., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. Archean crustal evolution in the northern Yilgarn Craton: U-Pb and Hf-isotope evidence from detrital zircons // Precambrian Res. 2004. V. 131. P. 231–282.
56. Gu X.X. Geochemical characteristics of the Triassic Tethys-turbidites in northwestern Sichuan, China: implications for provenance and interpretation of the tectonic setting // Geochim. Cosmochim. Acta. 1994. V. 58. P. 4615–4631.
57. Harnois L. The CIW index: a new chemical index of weathering // Sediment. Geol. 1988. V. 55, Iss. 3–4. P. 319–322.
58. Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // J. Sediment. Petrol. 1988. V. 58. P. 820–829.
59. Jayawardena U.S., Izawa E. A new Chemical Index of Weathering for metamorphic silicate rocks in tropical regions: a study from Sri Lanka // Engineering Geol. 1994. V. 36. P. 303–310.
60. Kelty T.K., Yin A., Dash B. et al. Detrital-zircon geochronology of Paleozoic sedimentary rocks in the Hangay–Hentey basin, north-central Mongolia: implications for the tectonic evolution of the Mongol–Okhotsk Ocean in central Asia // Tectonophysics. 2008. V. 451. P. 290–311.
61. Khanchuk A.I., Didenko A.N., Popeko L.I., Sorokin A.A., Shevchenko B.F. Structure and evolution of the Mongol–Okhotsk Orogenic Belt // The Central Asian Orogenic Belt. Geology, evolution, tectonics, and models / Ed. Alfred Kröner. Germany. Stuttgart: Borntraeger Sci. Publ., 2015. P. 211–234.
62. Kroonenberg S.B. Effects of provenance, sorting and weathering on the geochemistry of fluvial sands from different tectonic and climatic environments / T. Nishiyama, G.W. Fisher, F. Kumon, K.M. Yu, Y. Watanbe, A. Motamed (Eds.) // Proc. 29th Intern. Geol. Congress. Part A. VSP. Utrecht, 1994. P. 69–81.
63. Ludwig K.R. Isoplot 3.6: Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. 2008. N 4. 77 p.
64. Mattinson J.M. Analysis of the relative decay constants of ^{235}U and ^{238}U by multi-step CA-TIMS measurements of closed system natural zircon samples // Chem. Geol. 2010. V. 275. P. 186–198.

65. McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120, Iss. 3–4. P. 223–253.
66. McLennan S.M., Hemming S., McDaniell D.K., Hanson G.N. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics // Controlling the composition of clastic sediments / Eds. M.J. Johnsson, A. Basu // Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 1993. N 285. P. 21–40.
67. Nath B.N., Kunzendorf H., Pluger W.L. Influence of provenance, weathering and sedimentary processes on the elemental ratios of the fine-grained fraction of the bedload sediments from the Vembanad lake and the adjoining continental shelf, southwest coast of India // J. Sed. Res. 2000. V. 70, N 5. P. 1081–1094.
68. 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.
69. Paces J.B., Miller J.D. Precise U-Pb ages of Duluth Complex and related mafic intrusions, northeastern Minnesota: Geochronological insights to physical, petrogenic, paleomagnetic, and tectonomagmatic processes associated with the 1.1. Ga Midcontinent Rift System // J. Geophys. 1993. V. 98, N 8. P. 13997–14013.
70. Parker A. An index of weathering for silicate rocks // Geol. Mag. 1970. V. 107. P. 501–504.
71. Roser B.P., Korsch R.J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO_2 content and $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratio // J. Geol. 1986. V. 94. N 5. P. 635–650.
72. Roser B.D., Korsch R.J. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data // Chem. Geol. 1988. V. 67. P. 119–139.
73. Söderlund U., Patchett P.J., Vervoort J.D., Isachsen C.E. The 176 Lu decay constant determined by Lu-Hf and U-Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions // Earth Planet. Sci. Lett. 2004. V. 219. P. 311–324.
74. Stacey J.S., Kramers I.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26, N 2. P. 207–221.
75. Vervoort J.D., Patchett P.J. Behavior of hafnium and neodymium isotopes in the crust: constraints from Precambrian crustally derived granites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1996. V. 60. P. 3717–3723.
76. Visser J.N.J., Young G.M. Major element geochemistry and paleoclimatology of the Permo-Carboniferous glaciogenic Dwyka Formation and post-glacial mudrocks in Southern Africa // Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol. 1990. V. 81. P. 49–57.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком
после доработки 18.02.2019 г.
принята к публикации 13.03.2019 г.

L.I. Popeko, Yu.N. Smirnova, V.A. Zaika, A.A. Sorokin

Sources of sediment clasts and depositional environment of the Upper Paleozoic Shazagaitui and Zhipkhoshi formations of the Chiron trough (Eastern Transbaikalia)

The article presents the results from the comprehensive research on geology and geochemistry of sedimentary rocks of the Upper Paleozoic Shazagaitui and Zhipkhoshi formations infilling the upper part of the Chiron trough, as well as U-Pb geochronological and Lu-Hf isotopic studies of zircons from these formations. It is shown that the geochemical features of terrigenous rocks of the Shazagaitui and Zhipkhoshi formations indicate that they formed in the subduction zone environment. The presence of conglomerates and gravelstones and the dominance of unrounded and sub-rounded fragments in rocks of the Shazagaitui and Zhipkhoshi formations also indicate that they formed in tectonically active zones. Abundant detrital zircons of Paleoproterozoic age, as well as Paleoproterozoic and Archean Hf model ages of most zircons in sandstones of the Shazagaitui and Zhipkhoshi formations suggest that the main source of sediment clasts for these formations are magmatic and metamorphic rocks of the southern fringe of the North Asian Craton. However, the presence of Devonian – Carboniferous zircons with relatively young (mostly Neoproterozoic) Hf model ages is evidence that these zircons in the sedimentation basin are erosional products of mature (?) island arcs, but the contribution of this source is minor. The findings of this research, as well as regional geological data from previous studies suggest that sediments of the Shazagaitui and Zhipkhoshi formations accumulated in a trough setting on the southern fringe of the North Asian Craton facing the Paleozoic Ocean.

Key words: Upper Paleozoic, detrital zircons, sources, Chiron trough, Eastern Transbaikalia.