

На правах рукописи



Перфилова Алина Александровна

**Возраст, состав и источники сноса палеозойских граувакковых
песчаников Центрального и Восточного Казахстана**

Научная специальность 1.6.1. Общая и региональная геология.
Геотектоника и геодинамика

Автореферат
диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-
минералогических наук

Новосибирск – 2023

Работа выполнена в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Институте геологии и минералогии им. В. С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук и Федеральном государственном автономном образовательном учреждении высшего образования «Новосибирский национальный исследовательский государственный университет»

Научный руководитель:

САФОНОВА Инна Юрьевна, доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник ИГМ СО РАН, заведующий ЛабЭПОМ ГГФ НГУ

Официальные оппоненты:

АЛЕКСЕЕВ Дмитрий Викторович, кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник Геологического института РАН, г. Москва

ХУДОЛЕЙ Андрей Константинович, доктор геолого-минералогических наук, профессор кафедры региональной геологии Санкт-Петербургского государственного университета, г. Санкт-Петербург

Ведущая организация:

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Дальневосточный геологический институт Дальневосточного отделения Российской академии наук (ДВГИ ДВО РАН), г. Владивосток

Защита состоится 23 ноября 2023 года в 14 часов 30 минут в конференц-зале на заседании диссертационного совета 24.1.019.02 при Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Геологическом институте Российской академии наук по адресу: 119017, г. Москва, Пыжевский пер, 7, стр.1

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке ИГМ СО РАН и на сайте ГИН РАН

Автореферат разослан «__» августа 2023 года.

Ученый секретарь диссертационного совета,

Кандидат геолого-минералогических наук



И.В. Латышева

Введение

Актуальность исследований. Изучение состава и возраста граувакковых песчаников в складчатых поясах тихоокеанского типа позволяет охарактеризовать природу магматических дуг, являвшихся их источником сноса, уточнить возраст основных эпизодов магматизма в питающей провинции, а также обстановки накопления и возраст самих песчаников. Во внутриконтинентальных орогенах, таких как Центрально-Азиатский складчатый пояс (ЦАСП) – крупнейший фанерозойский ороген мира, образованный в ходе эволюции и закрытия Палеоазиатского океана (ПАО) (Зоненшайн и др., 1990; Dobretsov et al., 1995; Windley et al., 2007; Ярмолюк и др., 2013), песчаники входят в состав аккреционных комплексов, а также широко развиты в разрезах преддуговых и задуговых прогибов (Isozaki et al., 1990). В процессе субдукции и аккреции песчаники, накапливающиеся в глубоководном желобе, входят в состав аккреционной призмы вместе с породами океанического происхождения (Ханчук и др., 1989; Maruyama et al., 2010; Kusky et al., 2013; Safonova et al., 2016, 2021, 2022).

U-Pb датирование обломочных цирконов и комплексное изучение вещественного состава песчаников позволяет установить природу материнской магматической дуги – внутриокеаническую или континентальную. К настоящему времени имеются данные по U-Pb датированию цирконов, реже – геохимические и изотопные данные для песчаников отдельных регионов Китая (Long et al., 2010, 2012; Jiang et al., 2011; Chen et al., 2016, 2017), Горного Алтая (Chen et al., 2016; Kruk et al., 2018), Монголии (Bold et al., 2016; Jiang et al., 2017; Lu et al., 2020), Киргизии (Rojas-Agramonte et al., 2014; Biske et al., 2019), Казахстана (Alexeiev et al., 2023) и западного Прибайкалья (Школьник, Макрыгина, 2017). При этом очень мало работ, рассматривающих всю совокупность геологических, петрографических, геохимических и изотопных данных по песчаникам (Lu et al., 2020). Соискателем и коллегами впервые проведено комплексное изучение песчаников в структурах Центрального и Восточного Казахстана (Перфилова и др., 2018, 2020, 2021, 2022а, б; Safonova et al., 2021).

Объектами исследования являются песчаники в составе аккреционных комплексов, преддуговых и задуговых прогибов Итмурундинской зоны и Тектурмасского пояса Центрального Казахстана, Жарминской и Чарской зон Восточного Казахстана. Аккреционные комплексы (АК), входящие в состав этих зон, были образованы в позднем ордовике и раннем силуре (Центральный Казахстан) и в позднем девоне и раннем карбоне (Восточный Казахстан).

Целью исследования является определение геологического положения, петрографического и геохимического состава, возраста и источников сноса песчаников Итмурундинской зоны и Тектурмасского пояса Центрального Казахстана, Жарминской и Чарской зон Восточного Казахстана.

Задачи исследования:

1. Изучение соотношений песчаников с осадочными и вулканическими породами в опорных разрезах, составление геологических схем и тектоно-стратиграфических колонок для ключевых участков работ.
2. U-Pb датирование обломочных цирконов из песчаников для определения возраста магматических пород в питающей провинции и нижней границы осадконакопления.
3. Детальная характеристика петрографического, геохимического и изотопного состава песчаников для их классификации, определения состава магматических пород в питающей провинции и типа источника (ювенильного или рециклированного).
4. Определение природы материнских магматических дуг (внутриокеаническая или континентальная) в источниках сноса изученных песчаников.

Фактический материал и методы исследования. В основу диссертации положены коллекции образцов, отобранные в ходе экспедиционных работ 2016-2021 гг. с участием автора и сотрудников Лаборатории эволюции палеоокеанов и мантийного магматизма НГУ и Лаборатории петрологии и рудоносности магматических формаций ИГМ СО РАН. Петрографический анализ песчаников проведён с помощью метода оптической микроскопии на поляризационном микроскопе Carl Zeiss Axio.1. Для 32 шлифов сделан подсчет зёрен.

U-Pb датирование и исследование изотопии Hf обломочных цирконов осуществлялось методом ЛА-ИСП-МС (масс-спектрометрии на индуктивно-связанной плазме с установкой лазерной абляции) в нескольких аналитических лабораториях: 1) в Университете Гакусюин (Япония) на приборе Agilent 8800 (США) (Чарская зона; U-Pb); 2) в Университете Гонконга (Китай) на приборе Resonetics Resolution M-50-HR (Итмурундинская зона; U-Pb, Hf); 3) в Университете Окаяма на приборе iCAP-RQ (Thermo Fisher Scientific, Германия) (Итмурундинская зона ; U-Pb); 4) в Казанском (Приволжском) федеральном университете (Россия) на приборе Neptune Plus (Thermo Fisher Scientific, Германия) (Тектурмасский пояс и Жарминская зона; U-Pb). Всего проанализировано более 1100 U-Pb возрастов и выполнен 121 анализ изотопов Lu-Hf.

Анализ петрогенных компонентов проведен в Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск, Россия) и в Аналитическом отделе Института геохимии им. А.П. Виноградова (ИГХ СО РАН, г. Иркутск, Россия) методом рентген-флуоресцентного анализа (РФА) на рентгеновском спектрометре ARL-9900 XL, Швейцария (аналитик НГ. Карманова) и S4 Pioneer Bruker, Германия (аналитик Е.В. Чупарина). Погрешность определения не превышает такую для второй категории точности по ОСТ 41-08-205-99 (ИГМ СО РАН) и ОСТ 41-08-212-82 (ИГХ СО РАН). Концентрации редкоземельных и редких элементов получены методом ИСП-МС в ИГМ СО РАН (аналитик И.В. Николаева) на приборе Finnigan Element II (Германия), а также в Институте земной коры СО РАН (аналитик С.В. Пантеева) на приборе ELEMENT Finnigan MAT (Германия).

Определения изотопных отношений в системе Sm и Nd (по породе) выполнены на мульти-коллекторных масс-спектрометрах в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург, Россия; прибор TRITON TI) и в Геологическом институте Кольского научного центра (г. Апатиты, Россия; прибор Finnigan MAT 261 (г. Апатиты)).

Защищаемые положения.

1) Песчаники Итмурундинской зоны и Тектурмасского пояса Центрального Казахстана, Жарминской и Чарской зон Восточного Казахстана по петрографическому и химическому составу являются граувакками, т.е. незрелыми осадками первого цикла. Петрохимические и геохимические характеристики граувакк близки к таковым для надсубдукционных магматических пород основного и среднего состава. Вещественный состав песчаников свидетельствует, что источниками сноса являлись островные дуги и активные континентальные окраины.

2) Результаты U-Pb датирования обломочных цирконов в песчаниках Итмурундинской зоны и Тектурмасского пояса Центрального Казахстана свидетельствуют о размыве магматических пород кембрийского (~510 млн лет) и средне-позднеордовикского (467-445 млн лет) возраста. Их источниками сноса являлись Бошекуль-Чингизская и Байдаулет-Акбастауская океанические дуги, магматические комплексы которых имеют близкие возрасты. Максимальные возрасты седиментации песчаников соответствуют среднему-позднему ордовику и раннему силуру, что согласуется с ранее полученными палеонтологическими данными.

3) U-Pb возрасты обломочных цирконов из песчаников Жарминской и Чарской зон

Восточного Казахстана характеризуются главными пиками ~340-325 млн лет, свидетельствующими, что основным источником сноса являлась Жарма-Саурская дуга. Наличие пиков на уровне ~452, 434, 402 млн лет для песчаников Жарминской зоны предполагает источник сноса в пределах Бошекуль-Чингизской дуги. Максимальный возраст отложения песчаников живет-франской толщи оценивается как ~380 млн лет и совпадает с существующей оценкой их возраста. Возрасты каменноугольных отложений определяются в пределах раннего и среднего карбона.

4) Унимодальные распределения U-Pb возрастов обломочных цирконов, положительные значения $\epsilon Nd(t)$ по породе и $\epsilon Hf(t)$ в цирконах свидетельствуют, что ранне- и среднепалеозойские песчаники в изученных областях Центрального и Восточного Казахстана представляют преимущественно продукты размыва ювенильного материала океанических дуг. Полимодальный характер распределения U-Pb возрастов и отрицательные значения $\epsilon Nd(t)$ и $\epsilon Hf(t)$ в песчаниках восточного сегмента Итмурундинской зоны свидетельствуют об участии в осадконакоплении более древнего рециклированного материала.

Научная новизна. Впервые проведено детальное петрографическое изучение песчаников Центрального и Восточного Казахстана, которое позволило установить их граувакковую природу. Впервые дана геохимическая и изотопно-геохимическая (Sm-Nd, Lu-Hf) характеристика палеозойских граувакковых толщ Центрального и Восточного Казахстана. Впервые из граувакк исследуемых регионов выделены обломочные цирконы, изучена их внутренняя структура и проведено U-Pb датирование методом ЛА-ИСП-МС. По результатам U-Pb датирования и изучения Lu-Hf изотопных соотношений обломочных цирконов охарактеризованы источники сноса и уточнен возраст граувакк. Сделан вывод о том, что источником сноса являлись преимущественно ювенильные породы островодужного происхождения.

Теоретическая и практическая значимость результатов. Полученные данные по геологическому положению, составу и возрасту граувакковых песчаников из аккреционных комплексов, преддуговых и задуговых прогибов Центрального и Восточного Казахстана могут быть использованы при составлении детальных геологических карт, стратиграфических колонок и их корреляции со смежными регионами, а также для геодинамических и палеогеографических реконструкций западной части Палеоазиатского океана в палеозое.

Личный вклад. Автор диссертационной работы принимала участие в полевых исследованиях на объектах Центрального и Восточного Казахстана. Описывала шлифы и проводила подсчет зерен под микроскопом, осуществляла интерпретацию полученных петрохимических данных для изученных пород, составляла классификационные и дискриминантные диаграммы. Выполняла U-Pb датирование и Lu-Hf изучение обломочных цирконов, а также проводила обработку всех полученных геохронологических и изотопных данных.

Апробация работы и публикации. Основные результаты диссертационной работы опубликованы в 26 работах, в том числе в 8 статьях в российских и международных журналах, индексируемых в базах данных WoS и Scopus. Результаты исследований были представлены в виде устных и стендовых докладов на 19 российских и международных конференциях.

Структура и объём работы. Диссертация состоит из введения, 5 глав и заключения и содержит 242 страницы текста, 83 рисунка, список литературы из 357 наименований и 21 приложение, включающее спутниковые снимки участков работ, таблицы с результатами изотопно-геохимических и геохронологических исследований.

Благодарности. Работа выполнена в Лаборатории эволюции палеоокеанов и мантийного магматизма (ЛабЭПОМ) ГГФ НГУ и в Лаборатории петрологии и рудоносности магматических формаций ИГМ СО РАН. Автор выражает глубокую

благодарность и признательность за всестороннюю поддержку и неоценимую помощь на всех этапах написания работы своему научному руководителю д.г.-м.н. Сафоновой Инне Юрьевне. Автор искренне благодарна академикам РАН К.Е. Дегтяреву и А.И. Ханчуку, член-корреспондентам РАН А.Б. Котову, Н.Н. Круку, С.Д. Соколову, докторам наук Г.С. Бискэ, А.Э. Изоху, Д.Л. Конопелько, С.К. Кривоногову, О.М. Туркиной, М.И. Тучковой, С.В. Хромых, А.К. Худолею, кандидатам наук Д.В. Алексееву, Л.Г. Вакуленко, В.П. Ковачу, М.Л. Куйбиде, О.Т. Обут, С.В. Сараеву, Ю.К. Советову, профессорам зарубежных университетов Бо Вангу (Университет Нанкина, Китай), Цуйоши Комия (Токийский университет, Япония), Шигенори Маруяме (Токийский университет, Япония), Мин Суну (Университет Гонконга, Китай), доценту Шого Аоки (Университет Окаяма, Япония) за ценные советы, консультации и содействие при проведении теоретических, полевых и аналитических исследований и подготовке рукописи диссертации. За проведение аналитических работ автор также благодарен д.г.-м.н. Баяновой Т.Б. (ГИ КНЦ РАН, Апатиты), к.т.н. Кармановой Н.Г. (ИГМ СО РАН, Новосибирск), к.х.н. Николаевой И.В. (ИГМ СО РАН, Новосибирск), к.х.н. Палесскому С.В. (ИГМ СО РАН, Новосибирск), Солошенко Н.Г. (ИГГ УрО РАН, Екатеринбург), м.н.с. Карпову А.Б. (ИГМ СО РАН, Новосибирск), инженеру Джин Ванг (Университет Гонконга, Китай). Автор также выражает особую признательность сотрудникам ЛабЭПОМ ГГФ НГУ и Лаборатории петрологии рудоносности магматических формаций ИГМ СО РАН за поддержку и помощь на различных этапах подготовки работы к.г.-м.н. Котлеру П.Д., к.г.-м.н. Савинскому И.А., Шелепову Я.Ю., Гуровой А.В., Крутиковой А.К., Пенкиной В.С.

Работа выполнена при финансовой поддержке (1) Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 20-35-90091); (2) Российского научного фонда (проекты № 21-77-20022, 20-77-10051); (3) Министерства образования и науки РФ (мегагрант № 14.Y26.31.0018 «Мультидисциплинарное изучение складчатых поясов тихоокеанского типа и создание согласованной модели эволюции океанов, их активных окраин и мантийного магматизма»).

Геологическая характеристика структур Центрального и Восточного Казахстана

Итмурундинская зона, также называемая в литературе как Итмурунды-Казыкская (Паталаха, Белый, 1981) и Северо-Балхашская (Degtyarev et al., 2021), расположена в Центральном Казахстане и протягивается более чем на 80 км вдоль северного побережья оз. Балхаш (рис. 1). Она относится к западному сегменту ЦАСП и находится в пределах северо-восточной части Джунгаро-Балхашской складчатой системы (ДБСС) (Дегтярев, 1999; Windley et al., 2007; Alexeiev et al., 2011). Итмурундинская зона представляет пакет тектонических пластин, сложенных подушечными базальтами, глубокоководными кремнистыми и терригенными отложениями среднего и верхнего ордовика, а также породами офиолитовой ассоциации. Широко развиты терригенные толщи низкого силура. Характерна крайне высокая степень дислоцированности пород, широко развиты серпентинитовые меланжи. В меланжах присутствуют блоки метаморфических пород, а также плагιοгранитов кембрийского и раннеордовикского возраста (Дегтярев, 1999; Степанец, 2015; Сафонова и др., 2019; Safonova et al., 2020; Degtyarev et al., 2021). Ордовик-раннесилурийские отложения Итмурундинской зоны отнесены к итмурундинской (O_2), казыкской (O_{2-3}), узунтобекской (O_{2-3}), торетайской (O_{2-3}), обалинской (O_3) и ащиозекской (S_1) свитам (Геологическая..., 1960; Паталаха, Белый, 1981; Degtyarev et al., 2020, 2021) (рис. 1).

Итмурундинская свита сложена преимущественно серо-зелёными и лиловыми афировыми и порфиоровыми базальтами, трахибазальтами, андезитами и андезибазальтами

(Кошкин и др., 1987; Дегтярев, 1999; Сафонова и др., 2019; Degtyarev et al., 2020; Safonova et al., 2020) с подчиненным количеством осадочных пород. Для свиты характерно наличие тектонических пластин, представленных серпентинитовым меланжем, кремнисто-обломочными и кремнисто-туфогенными породами. Среднеордовикский возраст свиты определен по конодонтам в ленточных кремнях (Новикова и др., 1983; Degtyarev et al., 2020) и кремнистых туффитах (Degtyarev et al., 2020). В составе *казыкской свиты* преобладают красноцветные ленточные кремни в ассоциации с кремнистыми аргиллитами и алевролитами. Среди пачек кремней встречаются горизонты кремнистых туффитов кислого состава, алевролитов зеленой и бордового цвета, прослои толеитовых базальтов. Кремнистые породы казыкской свиты нередко деформированы и смяты в складки. Средне-позднеордовикский возраст свиты определен по конодонтам в кремнях (Новикова и др., 1983; Сафонова и др., 2019; Degtyarev et al., 2020). Тюретайская свита сложена базальтами с линзами красных и серо-зеленых кремней мощностью от первых до ста метров. В разрезах ранее также были описаны прослои алевролитов, алевропесчаников и песчаников (Паталаха, Белый, 1981; Кошкин и др., 1987). Возраст свиты определен по средне-позднеордовикским конодонтам в кремнях (Новикова и др., 1983; Degtyarev et al., 2020). *Обалинская свита* состоит из зеленых и бордовых кремнистых алевролитов и песчаников, туффитов, пепловых туфов, туфопесчаников с прослоями конгломератов. В обломочных породах содержатся блоки вишнево-красных кремней и кремнистых алевролитов казыкской свиты. Позднеордовикский возраст свиты определен по конодонтам из кремнистых алевролитов и туффитов (Никитин, 2002; Degtyarev et al., 2020). *Аццюзекская свита* имеет олистостромовую структуру, матрикс которой сложен песчаниками и алевролитами с олистолитами базальтов и кремней. В алевролитах найдены лландоверийские граптолиты, а в линзах кремней собраны позднеордовикские конодонты (Кошкин и др., 1987).

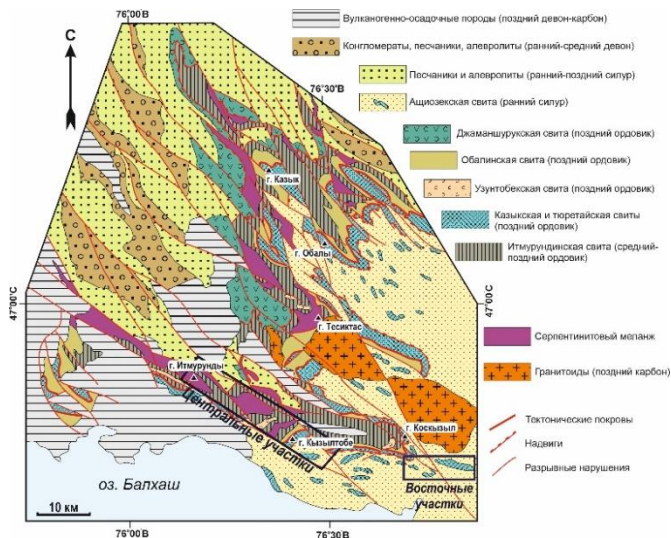


Рис. 1. Геологическая карта Северо-Балхашской офиолитовой зоны по (Дегтярев, 1999) с отмеченными участками работ.

В ходе экспедиционных работ 2017-2019 гг. нами было выделено 4 основных участка (рис. 1): Центральный-1, Центральный-2, Восточный-1, Восточный-2. В пределах

участков Центральный-1 и Центральный-2 распространены, в основном, магматические и осадочные породы, входящие в состав итмурундинской, казыкской и обалинской свит (рис. 1). На участках Восточный-1 и Восточный-2 представлены образования тюретайской и ащиозекской свит (рис. 1). Для проведения исследований было отобрано 22 образца песчаников со всех участков работ.

Тектурмасский пояс относится к структуре ДБСС и протягивается в субширотном направлении более чем на 300 км при ширине 2-15 км. Он состоит из тектонических пластин, надвинутых друг на друга под углом 40°-70° в северном направлении (Якубчук, 1991; Степанец, 2016; Дегтярев и др., 2017; Khassen et al., 2020; Degtyarev et al., 2021). В пределах Тектурмасского пояса выделяют фрагменты офиолитовой ассоциации, серпентинитовый меланж, породы океанического происхождения, входящие в состав аккреционного комплекса (Якубчук, 1991; Курковская, 1985; Антонюк и др., 2015; Дегтярев и др., 2017; Khassen et al., 2020; Degtyarev et al., 2021). На геологических картах (Антонюк и др., 1976; Якубчук и др., 1988; Антонюк и др., 2015) в Тектурмасском поясе выделяются четыре структурно-формационных зоны, разделенных разломами: Нуринская, Базарбайская, Тектурмасская, Успенская (рис. 2). По данным (Антонюк и др., 2015) Тектурмасская зона содержит фрагменты океанической коры и океанических островов, в то время как Базарбайская зона состоит из глубоководных отложений окраинно-морского бассейна. В пределах и Тектурмасской, и Базарбайской зон выделяется серпентинитовый меланж, базальты/пиллоу-лавы, глубоководные кремни, кремнистые аргиллиты и алевролиты, песчаники.

В Нуринской зоне выделяют кремнисто-туфоженные отложения позднего ордовика – раннего силура, раннесилурийские терригенные породы и средне-позднедевонские вулканогенно-осадочные породы (Четверикова и др., 1966), которые без видимого несогласия перекрывают разрез средне-позднеордовикских офиолитов Тектурмасской зоны (Дегтярев, 1999; Khassen et al., 2020; Degtyarev et al., 2021). В Нуринской зоне распространены отложения *ермекской свиты* (S₁), которая состоит из алевролитов и песчаников, с прослоями конгломератов. В средней части ермекской свиты выделяются известковистые алевролиты, содержащие находки брахиопод и граптолитов лландовери (Четверикова и др., 1966). Ермекская свита согласно перекрыта *исеньской свитой* (S₂), сложенной зеленовато-серыми алевролитами и песчаниками с линзами красноцветных конгломератов и органогенных известняков с находками брахиопод (Четверикова, 1960; Четверикова и др., 1966).

В Тектурмасской зоне традиционно принято выделять три свиты: карамурунскую (O₂), тектурмасскую (O₂₋₃), сарытаусскую (O₃-S₁). *Карамурунская свита* состоит из деформированных и рассланцованных базальтов с прослоями кремней и линзами туфов основно-среднего состава, а также прослоями/блоками в них магматических пород более кислого состава. Прямых контактов отложений свиты с другими стратиграфическими подразделениями не обнаружено. Среднеордовикский возраст свиты определен по находкам конодонтов (Герасимова и др., 1992). *Тектурмасская свита* сложена в основном кремнями, кремнистыми аргиллитами и алевролитами, сланцами. Для осадков характерно разнообразное проявление цветов от красного до темно-коричневого, часто встречается ленточная текстура, структуры складок разной морфологии, признаки гравитационного оползания. Средне-позднеордовикский возраст свиты определен по конодонтам из фтанитов и красных кремней (Новикова и др., 1988, 1991; Курковская, 1985; Гридина, 2003). *Сарытаусская свита* сложена в основном крупнозернистыми осадками и обломочными породами, которые представляют собой олистострому (Герасимова и др., 1992; Новикова и др., 1991). В ее составе выделяют зеленоватые кремнистые алевролиты и песчаники, а также олистолиты или линзы кремнистых пород и базальтов. Матрикс состоит из аргиллитов, алевролитов, сланцев, песчаников и туфов, со следами

переотложения и последующего оседания. В матриксе были найдены позднеордовикские конодонты и раннесилурийские граптолиты (Герасимова и др., 1992).

В Базарбайской зоне распространены отложения кузекской (O_3) и базарбайской (O_3-S_1) свит, перекрытые силурийским флишем. *Кузекская свита* сложена преимущественно вулканическими породами, представленными миндалекаменными базальтами, афировыми долеритами, андезибазальтами, выходящими на поверхность в виде потоков или пиллоу-лав. *Базарбайская свита* состоит из ленточных красных кремней с тонкими прослоями туфов, зеленоватых кремнистых аргиллитов и алевролитов, туффитов, туфов основного-кислого состава. Средне-позднеордовикский возраст свиты определен по находкам конодонтов в кремнистых туфах и пепловых яшмах (Курковская, 1985; Новикова и др., 1993).



Рис. 2. Схема распространения основных комплексов центральной части Тектурмасского пояса по (Degtyarev et al., 2021).

В пределах Успенской зоны распространены отложения айртаусской свиты (O_3) и олистостромы (S_1). *Айртаусская свита* сложена лиловыми и красными кремнями с прослоями туфов, зеленоватыми кремнистыми аргиллитами и алевролитами, гравелитами. Микропалеонтологический возраст айртаусской свиты определен не был. В составе раннесилурийской олистостромы выделяются серые и зеленовато-серые граувакковые песчаники с прослоями и линзами кремнистых пород, гравелиты, конгломераты. В олистолитах кремней были найдены находки конодонтов раннесилурийского возраста (Degtyarev et al., 2021).

В ходе полевых работ были изучены геологические разрезы и отобраны образцы песчаников на пяти участках в разных направлениях от пос. Красная Поляна, по правому и левому бортам р. Шерубай-Нура (рис. 2). Песчаники отобраны из разрезов сарьгаусской свиты в Тектурмасской зоне, базарбайской свиты в Базарбайской зоне, силурийских толщ в Успенской зоне, ермекской свиты в Нуринской зоне.

Жарминская зона расположена в юго-западной части ИЗСС и рассматривается как палео-островодужная система девон-каменноугольного возраста, сформированная на окраине Казахстанского блока в ходе эволюции Обь-Зайсанской ветви ПАО (Windley et al., 2007; Chen et al., 2016; Safonova et al., 2017). На юго-западе ограничена Аркалыкским разломом от нижнепалеозойских образований Чингиз-Тарбагатайской зоны, на северо-востоке отделяется от Чарской зоны по Боко-Байгузинскому разлому (рис. 3). Девонские отложения представлены вулканическими породами кислого и основного состава и песчаниками, несогласно перекрывающимися раннекаменноугольными терригенными породами (песчаники, кремнистые сланцы, алевролиты и аргиллиты), известняками и вулканическими породами основного состава (Геологическая..., 1962) (рис. 3).

По геологическому строению, составу и структурному положению Жарминская зона разделяется на Жарминско-Сарсазанскую и Воронцовско-Саурскую подзоны. Жарминско-Сарсазанская подзона расположена к востоку от Аркалыкского разлома и ограничена с северо-востока Серектасским разломом (рис. 3). Она представляет собой позднепалеозойский флишоидный прогиб, развивавшийся на нижнепалеозойском основании (Дегтярев, 2012). На каледонских комплексах Чингиз-Тарбагатайской зоны и девонских вулканитах несогласно залегают мощная (до 2000 м) раннекаменноугольная (визейский ярус) коконьская свита, протягивающаяся в северо-западном направлении от гор Акжайляу на юго-востоке до Кандыгатайского массива на северо-западе. В составе коконьской свиты (C₁) выделяют гравелиты, разнозернистые полимиктовые песчаники и граувакки, алевропесчаники, глинистые, кремнисто-глинистые, углисто-глинистые алевролиты (Геологическая..., 2014). Воронцовско-Саурская подзона состоит преимущественно из вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений возрастом от среднего девона до карбона (рис. 3). Живет-франская толща (D_{2gv}-D_{3f}) представлена на юго-востоке подзоны и сложена разнозернистыми полимиктовыми песчаниками, гравелитами, алевролитами, конгломератами и лавами среднего состава (Геологическая..., 2014). Вулканогенно-осадочная толща фаменского яруса (D_{3fm}) состоит из кремнистых и глинистых алевролитов, кремней, полимиктовых песчаников, лав и туфов среднего состава, олистодромовых фаций (Геологическая..., 2014). Аркалыкская свита (C₁) сложена в основном известковистыми песчаниками, известково-углистыми кремнистыми алевролитами, реже конгломератами, туфами среднего состава. Для свиты характерно присутствие олистодромовой фации, включающей олистолиты туфов среднего состава и рифовых известняков. В ходе полевых работ отобрано 20 образцов песчаников из коконьской и аркалыкской свит, живет-франской (D_{2gv}-D_{3f}) и фаменской (D_{3fm}) толщ.

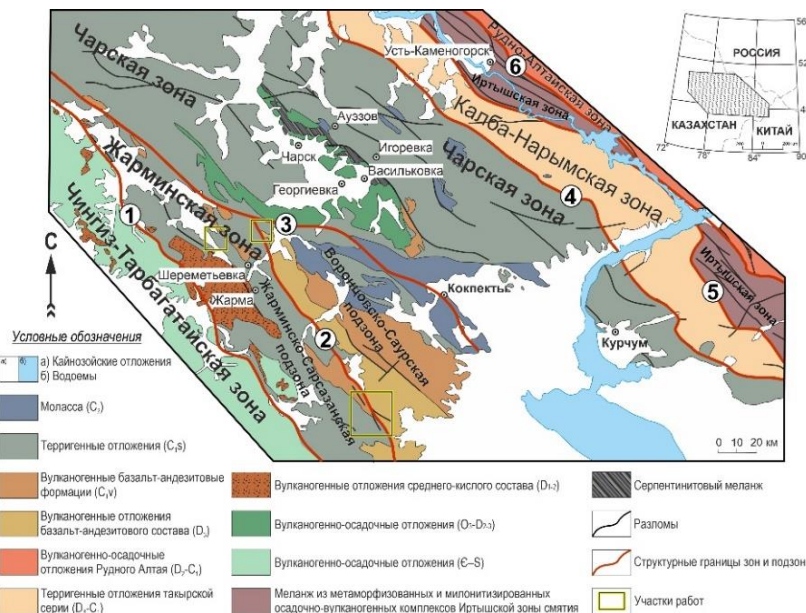


Рис. 3. Схема геологического строения Иртыш-Зайсанской складчатой системы по (Дегтярев, 2012; Хромых, 2020 с изменениями).

Чарская зона расположена в восточном Казахстане, протягивается более чем на 300 км с северо-запада на юго-восток и состоит из тектонических пластин, погружающихся в северо-восточном направлении (Полянский и др., 1979; Ермолов и др., 1981; Buslov et al., 2001, 2004) (рис. 3). Эта зона является осевой структурой ИЗСС и находится в месте взаимодействия активных окраин Казахстанского и Сибирского континентов (Buslov et al., 2001). Формирование Чарской зоны происходило в среднем-позднем палеозое в результате закрытия Обь-Зайсанской ветви ПАО (Полянский и др., 1979; Ермолов и др., 1981; Safonova et al., 2018, 2021). Чарская зона граничит на северо-востоке с окраинно-континентальными толщами Калба-Нарымской зоны, а на юго-западе с Жарминской зоной (рис. 3) (Берзин и др., 1994; Buslov et al., 2004).

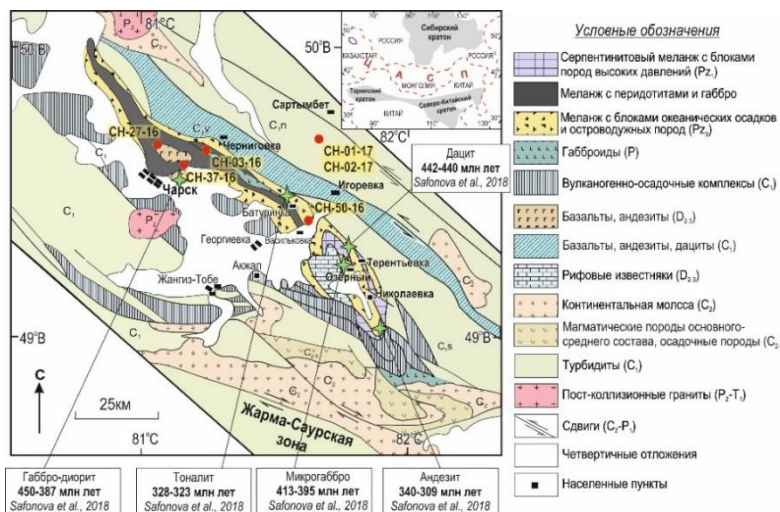


Рис. 4. Схема геологического строения Чарской зоны по (Ермолов и др., 1981; Buslov et al., 2001, 2004; Ермолов, 2013) с точками отбора образцов песчаников.

Главной особенностью Чарской зоны является наличие в её пределах трех разных типов меланжа (рис. 4) (Buslov et al., 2001). Меланж 1-го типа состоит из блоков эклогитов и позднеордовикских глаукофановых сланцев (Волкова и др., 2008), габбро и базальтов, погруженных в серпентинитовый матрикс. В пелагических кремнях отмечаются находки радиоларий ордовикского возраста (Ермолов и др., 1981; Ивата и др., 1995). Меланж 2-го типа характеризуется наличием блоков и тектонических пластин, сложенных магматическими и осадочными породами океанического происхождения, надсубдукционными магматическими породами, серпентинизированными перидотитами, габбро и амфиболитами. Меланж 3-го типа содержит фрагменты и блоки ранне-среднекаменноугольные турбидиты и олистостромы, позднедевонско-раннекаменноугольные островодужные породы и известняки. В пределах Чарской зоны также распространены девон-каменноугольные магматические и осадочные породы океанического происхождения, островодужные комплексы, осадки преддуговых бассейнов (Buslov et al., 2001; Буслев и др., 2003; Safonova et al., 2012, 2018). Образцы песчаников были отобраны из даланкаринской и таубинской свит, в кремнистых породах которых были найдены конодонты башкирского и московского ярусов позднего карбона (Махлина и др., 2001; Изох, Обут, 2020).

Результаты U-Pb датирования обломочных цирконов

Для U-Pb изотопного датирования было отобрано 8 проб песчаников для Итмурундинской зоны, для Тектурмасского пояса – 2 пробы, для Жарминской зоны – 4 пробы, для Чарской зоны – 6 проб. Для всех зерен цирконов характерна осцилляторная и секториальная зональность, призматическая, бочонковидная, реже округлая форма. Прозрачные или желтовато-охристые зерна размером от 40 до 200 мкм. Значения Th/U находятся в интервале от 0.11 до 2.25.

Итмурундинская зона. Из 125 проанализированных цирконов, выделенных из образцов It-03-17 и N1965 (участок Центральный-1), получено 86 конкордатных значений в пределах $\pm 10\%$. Для 65 зерен из образца It-03-17 возрастной интервал варьирует от 536 до 428 млн лет (рис. 5А). Для песчаника N1965 получено 21 конкордантное значение в диапазоне от 478 до 436 млн лет (рис. 5Б). Характер распределения U-Pb возрастов цирконов из песчаников участка Центральный-1 – унимодальный с главными пиками на 469 (средний ордовик) и 459 млн лет (граница среднего-позднего ордовика). Средневзвешенные возрасты популяций самых молодых зерен – 453 ± 3 и 443 ± 7 млн лет (рис. 5А, Б). Для четырех образцов с участка Центральный-2 (It-67-17, N1902, It-93-18, N1956) проанализировано 192 зерна цирконов, из которых 160 показали конкордатные значения в пределах $\pm 10\%$. Распределения возрастов на гистограммах – унимодальные с главными пиками на 455, 445, 456 и 461 млн. лет (рис. 5В-Е). Средневзвешенные возрасты популяций самых молодых зерен цирконов – 452 ± 3 , 433 ± 6 , 442 ± 4 и 445 ± 9 млн лет (рис. 5В-Е).

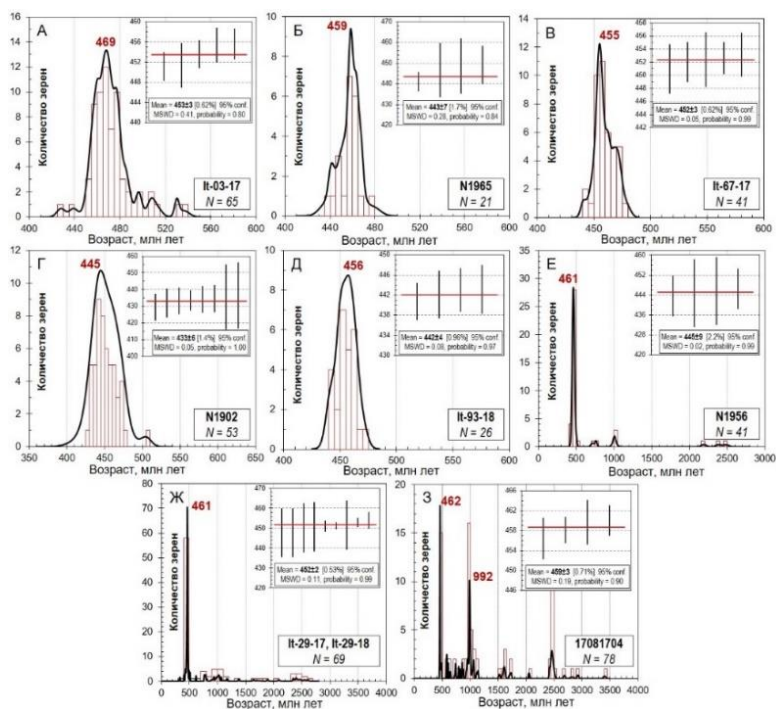


Рис. 5. Гистограммы и кривые распределения U-Pb возрастов обломочных цирконов из песчаников Итмурундинской зоны.

Для двух образцов с участка Восточный-1 проанализировано 120 зерен, из которых 92 конкордантны в пределах $\pm 10\%$. Характер распределения возрастов цирконов – полимодальный с главным пиком на 461 млн лет (рис. 5Ж). Более древние возрастные отметки разбиваются на несколько интервалов: 512-491 ($n = 3$), 995-617 ($n = 14$), 1405-1004 ($n = 10$), 2474-1378 ($n = 10$) млн лет и единичные значения на 2603, 2542, 2526 млн лет. Средневзвешенный возраст популяции самых молодых зерен составляет 452 ± 2 млн лет (поздний ордовик) (рис. 5Ж). Для образца с участка Восточный-2 получено 78 конкордантных значений в интервале от 3406 до 456 млн лет (рис. 5З). Распределение возрастов цирконов – полимодальное с главными пиками на 462, 992 и 2470 млн лет (рис. 5З). Все данные можно разделить на следующие интервалы: 488-456 ($n = 15$), 1000-584 ($n = 28$), 1589-1001 ($n = 9$), 2495-1610 ($n = 18$) млн лет и единичные отметки 3406, 2929, 2826, 2689, 2502 млн лет. Средневзвешенный возраст популяции по семи самым молодым цирконам – 459 ± 3 млн лет, т.е. граница среднего-позднего ордовика (рис. 5З).

Тектурмасский пояс. В образце ТК-17, отобранном в Успенской зоне, из 53 проанализированных зерен конкордантные значения на уровне $\pm 10\%$ получены для 52 зерен. Гистограмма U-Pb возрастов имеет бимодальный характер распределения с пиками на 510 и 451 млн лет. Основная популяция возрастов цирконов находится в интервале от 525 до 425 млн лет (рис. 6А). Кроме того, отмечаются единичные зерна с более древними возрастными значениями – 2758, 1629, 1474, 1214 и 1146 млн лет (рис. 6Б). Средневзвешенное значение возраста шести самых молодых цирконов составляет 439 ± 3 млн лет (ранний силур) (рис. 6Б). В образце ТК-27, отобранном в Нуриной зоне, проанализировано 90 зерен, из них для 68 получены конкордантные оценки возраста на уровне $\pm 10\%$. Основной кластер возрастов находится в интервале 490-428 млн лет. Гистограмма распределения имеет унимодальный характер с главным пиком на 454 млн лет (рис. 6В). Также отмечаются единичные значения с более древними возрастными значениями 2228-2516, 1846, 1804, 1510, 1074, 977, 786, 621 млн лет (рис. 6Г). Средневзвешенное значение возраста четырех самых молодых цирконов составляет 437 ± 3 млн лет (ранний силур) (рис. 6Г).

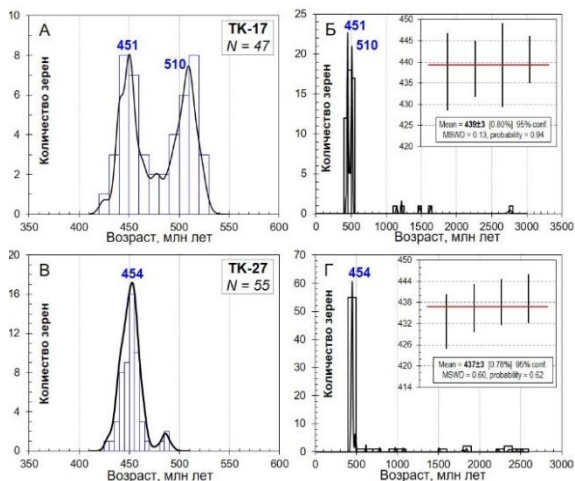


Рис. 6. Гистограммы и кривые распределения U-Pb возрастов обломочных цирконов из песчаников Тектурмасского пояса.

Жарминская зона. В двух образцах мелко-среднезернистых песчаников ЗН-1-13 и ЗН-1-15, отобранных из коконьской свиты, проанализировано 116 зерен, из них 98

конкордантны в пределах $\pm 10\%$ Интервал для 59 конкордантных возрастов цирконов из образца ZH-1-13 варьирует от 455 до 302 млн лет (рис. 7А). Для образца ZH-1-15 получено 39 конкордантных значений U-Pb возрастов в диапазоне от 371 до 332 млн лет (рис. 7Б). Характер распределения U-Pb возрастов – унимодальный с главными пиками на 340 и 338 млн лет (ранний карбон) (рис. 7А, Б). Средневзвешенные возрасты популяций самых молодых цирконов – 331 ± 2 и 333 ± 6 млн лет (ранний карбон) (рис. 7А, Б).

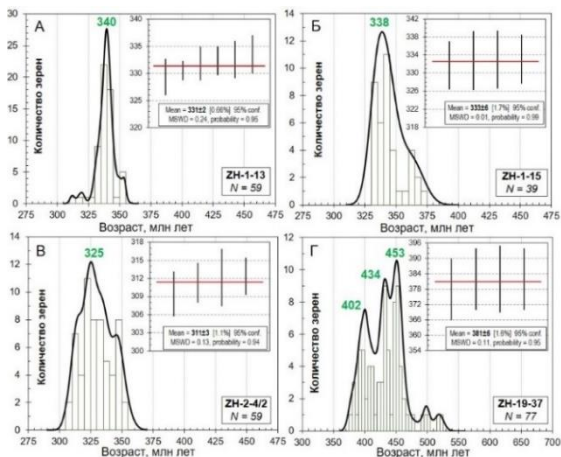


Рис. 7. Гистограмма и кривые распределения U-Pb возрастов обломочных цирконов из песчаника Жарминской зоны.

В образце среднезернистого песчаника ZH-2-4/2, отобранного из аркалыкской свиты, проанализировано 65 зерен циркона, из которых 59 конкордантны в пределах $\pm 10\%$. Возрастные популяции разделяются на 319–306 млн лет (поздний карбон; $n = 13$), 345–322 (ранний карбон; $n = 36$), 354–346 млн лет (ранний карбон; $n = 10$). Распределение U-Pb возрастов – унимодальное с пиком на 325 млн лет (ранний карбон) (рис. 7В). Средневзвешенный возраст самых молодых зерен – 311 ± 3 млн лет (средний карбон) (рис. 7В). В образце мелкозернистого песчаника живет-франской толщи ZH-19-37 проанализировано 96 зерен циркона, из которых 77 имеют конкордантные значения в пределах $\pm 10\%$ (рис. 7Г). Возрастной интервал имеет достаточно широкий разброс значений от 521 до 378 млн лет. Основные популяции U-Pb возрастов можно разделить на 419–378 млн лет (девон; $n = 26$), 440–420 млн лет (силур; $n = 21$), 476–446 млн лет (ордовик; $n = 25$), 521–492 млн лет (кембрий; $n = 5$). Распределение U-Pb возрастов фиксирует три основных пика: 453, 434 и 402 млн лет (рис. 7Г). Средневзвешенное значение возраста четырех самых молодых цирконов – 381 ± 6 млн лет (поздний девон) (рис. 7Г).

Чарская зона. В образцах СН-01-17 и СН-02-17 таубинской свиты проанализировано 148 зерен, из которых 131 показало конкордантность в пределах $\pm 10\%$. Распределение U-Pb возрастов цирконов – унимодальное с главными пиками на уровне 325 и 342 млн лет. Средневзвешенные возрасты популяций самых молодых цирконов – 310 ± 2 и 314 ± 5 млн лет (рис. 8А, Б). В образцах СН-27-16 и СН-37-16 даланкаринской свиты проанализировано 84 зерна, из них для 73 получен конкордантный возраст в пределах $\pm 10\%$. Распределение на гистограмме – унимодальное с пиками на 330 млн лет (рис. 8В, Г). Средневзвешенные возрасты кластеров самых молодых цирконов соответствует 322 ± 2 и 320 ± 3 млн лет. Наиболее древние пики зафиксированы в пробах СН-03-16 и СН-50-16 даланкаринской свиты (рис. 8Д, Е). В них проанализировано 118 зерен, из них 91 конкордантно в пределах

$\pm 10\%$. Унимодальные распределения U-Pb возраста цирконов характеризуются главными пиками на 340 и 345 млн лет. Средневзвешенные возраста цирконов – 321 ± 5 и 333 ± 5 млн лет соответственно (рис. 8Д, Е).

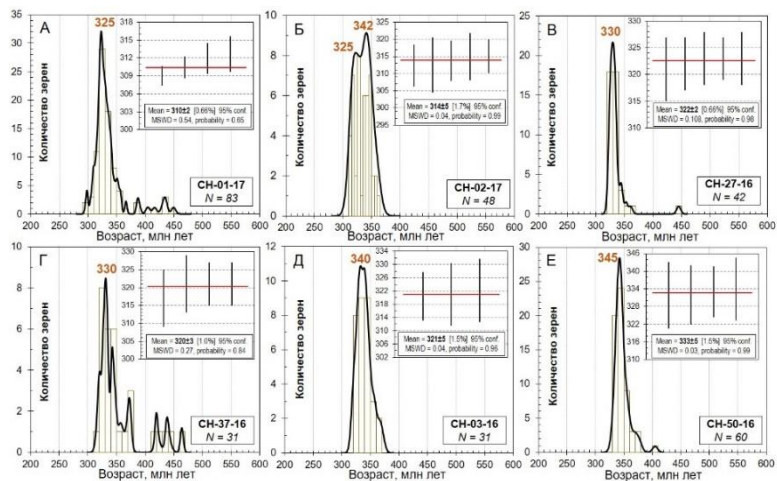


Рис. 8. Гистограммы и кривые распределения U-Pb возрастов обломочных цирконов из песчаников Чарской зоны.

Петрографическая характеристика

Итмурундинская зона. Серые и зеленовато-серые мелко-среднезернистые песчаники обалинской свиты с участков Центральный-1 и Центральный-2 состоят из неокатанных до полуокатанных обломков магматических пород среднего и основного состава (0.2-0.8 мм), осадочных пород (0.2-0.7 мм), плагиоклаза (0.1 - 0.8 мм) и кварца (0.1 -0.3 мм). В породах отмечается низкая степень сортировки. Обломки вулканических пород имеют гиалопилитовую, интерсертальную, микролитовую, пойкилоофитовую структуру. Обломки осадочных пород представлены кремнями и кремнистыми аргиллитами. Вторичные изменения проявлены процессами хлоритизации и серицитизации. Из аксессуарных минералов встречаются циркон, эпидот, слюды. Для песчаников характерно отсутствие цемента и низкое содержание кварца (до 8 %). Матрикс сложен тонкозернистым материалом, по составу схожим с составом обломков.

Тёмно-серые средне-крупнозернистые песчаники ащиозекской свиты с участков Восточный-1 и Восточный-2 характеризуются плохой сортировкой материала и слабо окатанными зёрнами. Обломки магматических пород основного состава имеют гиалопилитовую структуру. Также встречаются магматические породы кислого состава, предположительно дациты. Обломки осадочных пород представлены кремнями и/или кремнистыми аргиллитами. Для песчаников характерно повышенное содержание кварца (до 55 %). Вторичные изменения представлены в виде хлоритизации и сосюритизации. Из аксессуарных минералов распространены циркон, турмалин, оксиды железа, слюды. На треугольниках Q-F-L (кварц – полевые шпаты – обломки пород) (Шутов, 1967; Folk, 1980) точки составов с Центральных участков расположены в полях граувакк, полевошпатовых граувакк и литаренитов, с Восточных – в области полевошпат-кварцевых граувакк и полевошпатовых литаренитов (рис. 9А, Б).

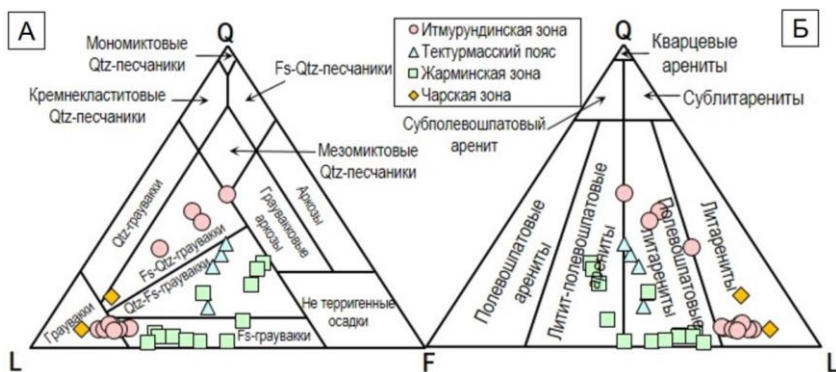


Рис. 9. Треугольники, построенные по содержанию основных петрографических компонентов Q-F-L (кварц – полевые шпаты – обломки пород), по (Шутов, 1967) (А) и (Folk et al., 1980) (Б).

Тектурмасский пояс. Мелко-крупнозернистые серо-зеленые песчаники характеризуются средней и плохой сортировкой материала. Степень окатанности обломков – от угловатых до полуокатанных. Обломки представлены магматическими и осадочными породами, плагиоклазом, моно- и поликристаллическим кварцем. Породы изменены вторичными процессами серицитизации и хлоритизации. Из аксессуарных минералов встречены циркон, сфен, эпидот, амфибол, слюды. В обломках магматических пород наблюдается гиалопилитовая и порфириовидная структуры. Обломки осадочных пород представлены кремнями и кремнистыми аргиллитами. На диаграммах Q-F-L (Шутов, 1967; Folk, 1980) точки составов соответствуют кварц-полевошпатовым грауваккам и полевошпатовым литаренитам (рис. 9А, Б).

Жарминская зона. Серо-зеленые и коричнево-зеленые мелко-среднезернистые песчаники характеризуются средней-плохой сортировкой. Обломки представлены полу- и неокатанными разностями. Обломочная часть состоит из магматических пород основного/среднего состава (20-50%), плагиоклаза (15-30%), кварца (15-30%) и осадочных пород (кремни, кремнистые алевриты/аргиллиты; 15-35%), погруженных в тонкодисперсный алевритовый матрикс. В обломках вулканических пород преобладают лейсты плагиоклаза и темный мезостази (вероятно, вулканическое стекло). Обломки и зерна плагиоклаза часто серицитизированы. Из аксессуарных минералов присутствуют циркон, биотит, магнетит и кальцит. Согласно треугольникам Q-F-L (Шутов, 1967; Folk, 1980) песчаники соответствуют полевошпатовым и кварц-полевошпатовым грауваккам, литаренитам и литит-полевошпатовым аренитам (рис. 9А, Б).

Чарская зона. Темно-серые и зеленовато-серые мелко-среднезернистые песчаники характеризуются средней и плохой степенью сортировки материала. Для пород отмечается низкая степень окатанности обломков – от полуокатанных до неокатанных. Обломочная часть представлена фрагментами вулканических пород среднего/основного состава (20-50%), осадочных пород (кремни, кремнистые аргиллиты; 10-15%), полевых шпатов (5-10%), кварца (15-30%), погруженных в тонкодисперсный глинистый матрикс. Зерна полевых шпатов представлены плагиоклазом с характерными признаками полисинтетического двойникования, нередко серицитизированы. В меньшем количестве встречаются зерна калиевого полевого шпата. В обломках вулканических пород диагностируются лейсты плагиоклаза и наличие вулканического стекла. Из аксессуарных минералов встречаются циркон и магнетит. Согласно треугольникам Q-F-L (Шутов, 1967; Folk, 1980) породы относятся к грауваккам и полевошпат-кварцевым грауваккам и литаренитам (рис. 9А, Б).

Геохимическая характеристика

Итмурундинская зона. Геохимические особенности песчаников охарактеризованы по 22 химическим анализам породообразующих оксидов и редких элементов. Песчаники со всех изученных участков характеризуются широким разбросом содержаний SiO_2 от 55.2 до 72.6 мас. % для участков Центральный-1 и Центральный-2 и от 52.6 до 74.6 мас. % для участков Восточный-1 и Восточный-2. Далее рассматриваются две группы пород: 1) Группа I (участки Центральный-1, Центральный-2); 2) Группа II (участки Восточный-1, Восточный-2). Песчаники Группы I отличаются повышенным содержанием Fe_2O_3 ($\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{cp}} = 6.7$ мас. %) и $\text{MgO} > 3$ мас. % (для части образцов) по сравнению с песчаниками Группы II ($\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{cp}} = 5.9$ мас. %), что предполагает наличие в области сноса магматических пород преимущественно основного состава (Taylor, McLennan, 1985). На классификационной диаграмме Петтиджона (Pettijohn et al., 1972) (рис. 10А) точки составов пород расположены в области граувакк и литаренитов. Для определения особенностей состава и степени изменения пород в источниках сноса были использованы индексы CIA (индекс химического выветривания) (Nesbitt, Young, 1982) и ICV (индекс зрелости осадков) (Cox, Lowe, 1995). Индекс CIA характеризует сильное ($\text{CIA} > 70$) и слабое ($\text{CIA} < 70$) выветривание пород. В изученных породах CIA варьирует от 65 до 45 (ср. 53.6), что свидетельствует о низкой степени выветривания (рис. 10Б). Значение индекса ICV находится в диапазоне от 1 до 1.9, что указывает на незрелые осадки с высоким содержанием неглинистых силикатных минералов (полевые шпаты, амфиболы, пироксены).

Для песчаников Группы I характерны повышенные значения некоторых петрохимических модулей: $\text{ЖМ} = 0.44-1.31$, $\text{ТМ} = 0.04-0.1$, $\text{ФМ} = 0.12-0.42$, по которым можно судить о наличии в источнике сноса вулканических пород основного состава. Значение $\text{ЩМ} = 1.1-3.8$ характерно для пород базальтового и андезитбазальтового состава. Для песчаников Группы II наблюдаются в целом пониженные относительно Группы I величины петрохимических модулей: $\text{ЖМ} = 0.64-0.94$, $\text{ТМ} = 0.04-0.06$, $\text{ФМ} = 0.13-0.22$ и повышенные содержания $\text{ЩМ} = 0.9-8.5$. По этим значениям можно предположить наличие в области сноса вулканических пород основного-среднего состава. На бинарных диаграммах отмечаются отрицательные тренды по TiO_2 , Al_2O_3 , MgO , Fe_2O_3 с ростом SiO_2 , что характерно для надсубдукционных магматических серий. Спектры распределения нормированных по хондриту РЗЭ для всех песчаников ниже уровня PAAS, хотя характеры их распределения в целом схожи (рис. 10В). На спектрах отмечается слабое обогащение лёгкими лантаноидами ($\text{La}_N = 29-136$, $\text{La/Yb}_N = 2.4-10.4$, $\text{La/Sm}_N = 1.6-3.8$) и дифференциация в области тяжёлых РЗЭ ($\text{Gd/Yb}_N = 1.1-2$). Спектры Группы I расположены ниже относительно песчаников Группы II. Мультиэлементные спектры в целом, схожи для изученных пород и PAAS, но концентрации для последнего выше. На всех спектрах наблюдаются отрицательные аномалии по Nb ($\text{Nb/La}_{\text{pm}} = 0.2-1$, $\text{Nb/Th}_{\text{pm}} = 0.1-0.8$) (рис. 10Г).

Тектурмасский пояс. Получены концентрации породообразующих оксидов и редких элементов для 14 образцов. Содержания оксидов варьируют в широких пределах: $\text{SiO}_2 = 50.1-69.1$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 5.2-11.6$, $\text{MgO} = 2.2-6.5$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 12.2-17.2$, $\text{Na}_2\text{O} = 2.5-7.4$, $\text{K}_2\text{O} = 0.2-2.9$ мас. %. Относительно PAAS отмечаются пониженные содержания Al_2O_3 и повышенные Fe_2O_3 и MgO . На классификационной диаграмме (Pettijohn et al., 1972) все точки составов распределены в области граувакк, либо находятся близко к границе с полем литаренитов (рис. 10А). Полученные значения основных химических индексов $\text{CIA} = 41-56$ (Nesbitt, Young, 1982) и $\text{ICV} = 2.4-3.6$ (Cox, Lowe, 1995) распределяют все точки составов в область незрелых пород с низкой степенью выветривания (рис. 10Б). Для них также отмечаются повышенные значения некоторых петрохимических модулей: $\text{ЖМ} = 0.42-1.38$, $\text{ТМ} = 0.03-0.6$, $\text{ФМ} = 0.17-0.56$.

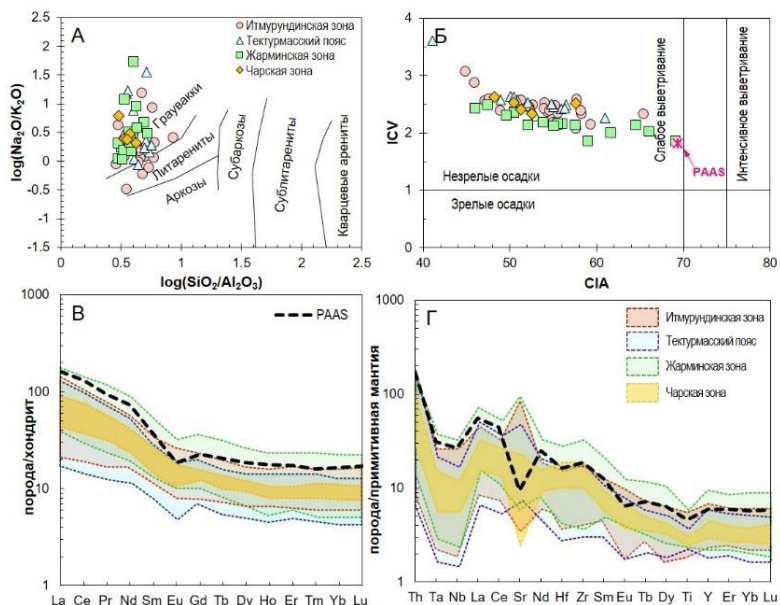


Рис. 10. А) Классификационная диаграмма для песчаников по (Pettijohn et al., 1972); Б) Диаграмма химических индексов CIA-ICV (Cox, Lowe, 1995; Nesbitt, Young, 1982); В) Нормированные по хондриту кривые распределения РЗЭ; Г) Мультиэлементные спектры, нормированные по примитивной мантии. Нормирование по (Sun, McDonough, 1989), PAAS по (Taylor, McLennan, 1985).

На бинарных диаграммах отмечаются отрицательные тренды по TiO_2 , Al_2O_3 , MgO , Fe_2O_3 и отсутствие таковых для Na_2O и K_2O относительно SiO_2 . На спектрах РЗЭ для всех песчаников отмечаются более низкие концентрации относительно PAAS, при этом они имеют схожие характеры распределения (рис. 10В). Для изученных образцов фиксируется слабое обогащение лёгкими лантаноидами ($\text{La}_N = 21-127$, $\text{La}/\text{Yb}_N = 1.9-11.8$, $\text{La}/\text{Sm}_N = 1.4-3.9$) и плоское распределение в области тяжёлых РЗЭ ($\text{Gd}/\text{Yb}_N = 1.1-2.4$). На мультиэлементных спектрах видна схожесть распределения для изученных пород и PAAS, но концентрации для последнего выше. Концентрации для песчаников отличаются от PAAS наличием минимума по Th (7-129) и максимумами по Sr (8-41). На всех спектрах наблюдаются отрицательные аномалии по Nb ($\text{Nb}/\text{La}_{pm} = 0.3-0.6$, $\text{Nb}/\text{Th}_{pm} = 0.1-0.4$) (рис. 10Г).

Жарминская зона. Химический состав песчаников проведен на основе 19 анализов породообразующих оксидов и редких элементов. Концентрации оксидов меняются в широких диапазонах: $\text{SiO}_2 = 51.6-69.9$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 3-13.4$, $\text{MgO} = 0.8-2.7$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 13.4-20.7$, $\text{Na}_2\text{O} = 3-7$, $\text{K}_2\text{O} = 0.1-3.9$ мас. %. Относительно PAAS отмечаются пониженные содержания Al_2O_3 и повышенные Fe_2O_3 , MgO и Na_2O . По классификации (Pettijohn et al., 1972) все породы соответствуют грауваккам (рис. 10А). Значения химических индексов $\text{CIA} = 36-69$ и $\text{ICV} = 2.4-3.6$ определяют изученные песчаники как незрелые слабо выветрелые осадки (рис. 10Б). Для песчаников отмечаются повышенные значения $\text{ЖМ} = 0.3-1.6$, $\text{ТМ} = 0.04-0.06$, $\text{ФМ} = 0.1-0.3$. На бинарных диаграммах проявлены отрицательные тренды по TiO_2 , Al_2O_3 , MgO , Fe_2O_3 относительно SiO_2 . На спектрах РЗЭ песчаники имеют более низкие концентрации легких лантаноидов ($\text{La}_N = 42-76$, $\text{La}/\text{Sm}_N = 2.1-3.8$) относительно PAAS, но в целом имеют схожие характеры распределения (рис. 10В). На мультиэлементных спектрах

отмечаются минимумы по Th (14-47) и максимумы по Sr (6-71). На всех спектрах присутствуют отрицательные аномалии по Ta и Nb ($Nb/La_{pm} = 0.1-0.4$, $Nb/Th_{pm} = 0.1-0.2$, $Ta/Th_{pm} = 0.2-0.3$) (рис. 10Г).

Чарская зона. Вещественный состав песчаников охарактеризован на основе 5 анализов породообразующих оксидов и редких элементов. Концентрации некоторых оксидов меняются в широких диапазонах: $Al_2O_3 = 14.9-18.5$ (ср. 16.6), $Fe_2O_3 = 5.3-6.8$ (ср. 5.9), $TiO_2 = 0.7-0.8$ (ср. 0.75), $K_2O = 1.2-2$ (ср. 1.6) мас. %. Для образцов характерны повышенные содержания $MgO = 2.4-5.2$ (ср. 3.2) и $Na_2O = 3.9-7.1$ (ср. 4.9) мас. % относительно PAAS (Taylor, McLennan, 1985). На классификационной диаграмме (Pettijohn et al., 1972) точки составов попадают в поле граувакк (рис. 10А). Значения CIA находятся в интервале от 48 до 58, ICV от 2.3 до 2.6, попадая в область незрелых слабо выветрелых пород (рис. 10Б). На бинарных диаграммах наблюдаются отрицательные тренды TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 и MgO относительно SiO_2 . На диаграмме P3Э все спектры обогащены в области легких P3Э ($La/Yb_N = 4.9-7.2$), с небольшими минимумами по Eu и дифференцированы в области тяжелых P3Э ($Gd/Yb_N = 1.4-1.6$) (рис. 10В). На мультиэлементных спектрах наблюдаются минимумы по Ta и Nb относительно La ($Nb/La_{pm} = 0.29-0.4$) и Th ($Nb/Th_{pm} = 0.16-0.24$, $Ta/Th_{pm} = 0.17-0.28$) (рис. 13Г).

Изотопные характеристики

Итмурундинская зона. Получены первые данные по изотопному составу Nd для образцов песчаников обалинской (Группа I) и ашиозекской (Группа II) свит. Исходные изотопные отношения были рассчитаны для позднеордовикского – раннесилурийского возраста на основе биостратиграфических данных по микрофауне (Новикова и др., 1983; Кошкин и др., 1987; Жилкайдаров, 1988; Никитин, 2002; Сафонова и др., 2019; Degtyarev et al., 2020a) и U-Pb возрастов. Образцы Группы I характеризуются положительными значениями $\epsilon Nd(t) = +0.9, +3.9, +5.3, +6.6$ с модельными возрастaми $T_{DM2} = 1135, 886, 778, 669$ млн лет соответственно (рис. 11А). Образцы Группы II имеют только отрицательные значения $\epsilon Nd(t) = -7.2, -3.9, -7.5$ с модельными возрастaми $T_{DM2} = 1799, 1537, 1835$ млн лет (рис. 11А). Изотопный состав Lu-Hf в цирконах был получен для 62 точек в пяти образцах обеих групп (рис. 11Б). В трех образцах Группы I отмечаются резко положительные значения $\epsilon Hf(t)$, распределенные в диапазоне от +9.2 до +17.5 с модельными возрастaми T_{CHf} от 854 до 511 млн лет. В образцах Группы II зафиксированы большие разбросы значений $\epsilon Hf(t)$ от -24.5 до +10.6 с модельными возрастaми T_{CHf} от 3055 до 688 млн лет.

Тектурмасский пояс. Получены первые данные по изотопному составу Nd для образцов песчаников из Базарбайской (TKS-21-51), Нуриной (TK-27) и Успенской (TK-17, TKS-21-24) зон (рис. 2). Исходные изотопные отношения были рассчитаны для раннесилурийского возраста на основе биостратиграфических данных (Герасимова и др., 1992; Якубчук и др., 1988; Degtyarev et al., 2021b) и U-Pb возрастов (Перфилова и др., 2022) образцы из Базарбайской и Успенской зон имеют положительные значения $\epsilon Nd(t) = +2.4, +5.8$ и $+2.5$ с модельными возрастaми $T_{DM2} = 1006, 721$ и 992 млн лет (рис. 11А). Образец с Нуриной зоны характеризуется более низкими значениями $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.12772$ и $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.51232$ и отрицательным значением $\epsilon Nd(t) = -2.2$ с модельным возрастaм $T_{DM2} = 1388$ млн лет.

Жарминская зона. Первые данные по изотопному составу Nd были получены для пяти образцов песчаников. Три образца (ZH-1-13, ZH-19-3, ZH-19-15) относятся к раннекаменноугольной коньковой свите и два образца (ZH-19-37, ZH-19-59) отобраны из живет-франской толщи девонского возраста. Исходные изотопные отношения были рассчитаны для раннекаменноугольного возраста на основе U-Pb возрастов (Safonova et al., 2021). Для четырех образцов ZH-1-13, ZH-19-3, ZH-19-15, ZH-19-37 получены

положительные значения $\epsilon\text{Nd}(t) = +4.8, +5.2, +5.8, +4.0$ с модельными возрастами $T_{\text{DM2}} = 711, 681, 626, 780$ млн лет (рис. 11А). Для образца ZH-19-59 получены самые низкие значения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.111683$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512467$ и близкий к нулю $\epsilon\text{Nd}(t) = +0.4$ с модельным возрастом $T_{\text{DM2}} = 1083$ млн лет (рис. 11А). Изотопный анализ Lu-Hf в цирконах был проведен для 36 точек из двух образцов ZH-1-13 (коконьская свита) и ZH-2-4/2 (аркалыкская свита). Девять точек из образца ZH-1-13 имеют значения $\epsilon\text{Hf}(t) = +7.2...+15.3$ ($T_{\text{CH}}^{\text{C}} = 854-511$ млн лет) (рис. 11Б). В образце ZH-2-4/2 отмечаются ещё более высокие значения $\epsilon\text{Hf}(t) = +10.3...+16$ ($T_{\text{CH}}^{\text{C}} = 686-322$ млн лет) (рис. 11Б).

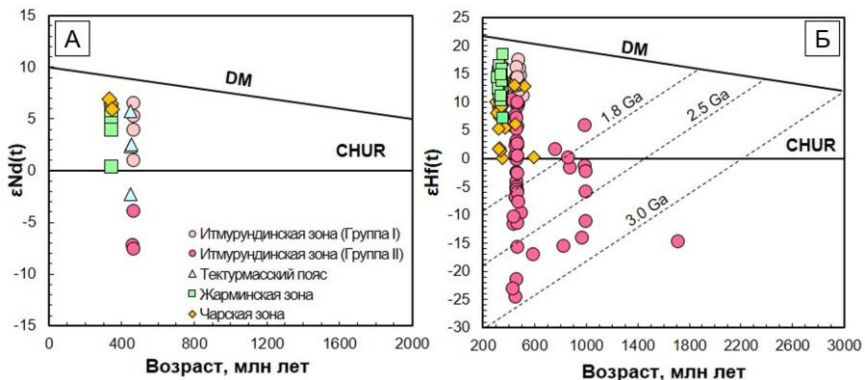


Рис. 11. Графики изотопного состава $\epsilon\text{Nd}(t)$ по валовому составу породы (А) и $\epsilon\text{Hf}(t)$ в цирконах (Б) для изученных граувакковых песчаников Центрального и Восточного Казахстана.

Чарская зона. Данные по изотопам Nd были получены для трёх образцов песчаников Чарской зоны (СН-03-16, СН-37-16, СН-50-16). Для всех образцов получены положительные значения $\epsilon\text{Nd}(t) = +6.5, +7.6, +5.9$. Рассчитанные значения двухстадийного модельного возраста T_{DM2} равны 624, 575 и 522 млн лет соответственно (рис. 11А). Изотопный состав Lu-Hf в цирконах был получен для 45 точек в трех образцах Чарской зоны (рис. 11Б). В образце СН-01-17 с пиком на 325 млн лет положительные значения $\epsilon\text{Hf}(t)$ варьируют в широком интервале от +0 до +13.8 с модельными возрастами T_{CH}^{C} от 1350 до 457 млн лет. Тринадцать точек в образце СН-37-16 с главным пиком на 330 млн лет также характеризуются положительными значениями $\epsilon\text{Hf}(t)$ от +5.5 до +13.5 с модельными возрастами T_{CH}^{C} от 1020 до 488 млн лет. В образце СН-03-16 зафиксированы самые высокие значения $\epsilon\text{Hf}(t)$ от +8 до +14 с модельными возрастами T_{CH}^{C} от 653 до 413 млн лет (рис. 11Б).

Состав и возраст источников сноса палеозойских граувакковых песчаников Центрального и Восточного Казахстана

Изученные граувакки имеют широкий диапазон значений Th/Sc при менее варьирующих величинах Zr/Sc и положительной корреляции между ними (McLennan et al., 1993), что подразумевает их происхождение в результате разрушения магматических комплексов, а не за счет переработки (рециклинга) осадков (McLennan et al., 1993; Cullers, 1994). На диаграммах La/Sc-Co/Th и Zr/Sc-Th/Sc точки составов песчаников Центрального и Восточного Казахстана расположены преимущественно в области составов базальтов и андезитов (рис. 12А, Б). Несколько точек занимают близкое положение к области пород кислого состава. Составы изученных песчаников в совокупности явно отражают тренд от основных до кислых источников, предполагая смену типа провинции от преимущественно

базальтовых и андезибазальтовых к андезитовым и дацитовым. На диаграмме Ti-Zr (Roser, Korsch, 1988) подавляющее большинство точек распределены в поле андезитов, в меньшей степени – базальтов (рис. 12В).

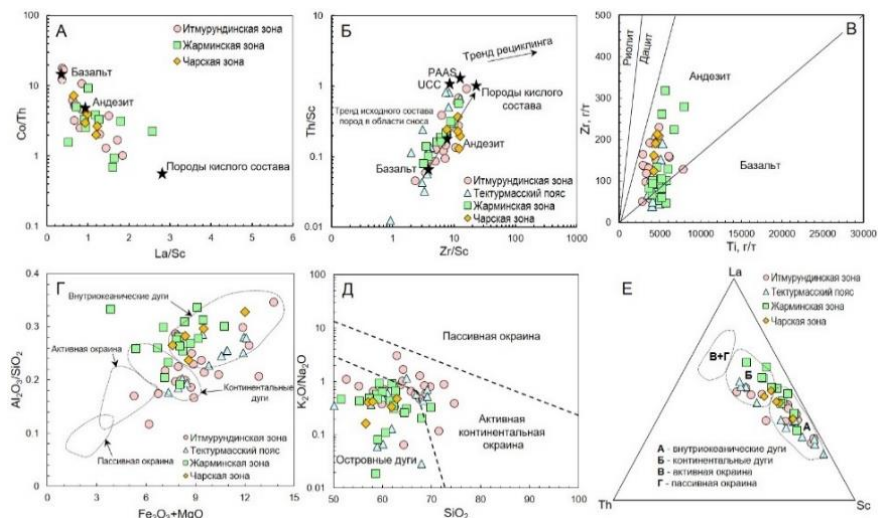


Рис. 12. Дискриминантные диаграммы La/Sc – Co/Th (А), Zr/Sc – Th/Sc (Б), Ti – Zr (В) (McLennan et al., 1993; Roser, Korsch, 1988), используемые для определения состава исходных магматических пород в области сноса и Fe₂O₃+MgO – Al₂O₃/SiO₂ (Г) (Bhatia, 1983) и SiO₂ – K₂O/Na₂O (Д), Th-La-Sc (Е) (Roser, Korsch, 1986) различных тектонических обстановок (В, Г) (Bhatia, 1983; Bhatia, Crook, 1986).

На дискриминантной диаграмме Al₂O₃/SiO₂ – Fe₂O₃+MgO (Bhatia, 1983), определяющей основные геодинамические обстановки пород питающей провинции, точки составов песчаников Чарской зоны попадают в область внутриокеанических дуг, образцы Тектурмасского пояса, Итмурундинской и Жарминской зон распределены в полях как внутриокеанических, так и континентальных дуг (рис. 12Г). На диаграмме SiO₂ – K₂O/Na₂O (Roser, Korsch, 1986) большинство точек изученных песчаников попадают в область островных дуг, в меньшей степени в поле активной континентальной окраины (рис. 15Д). На треугольнике La-Th-Sc (Bhatia, Crook, 1986) все точки также расположены в полях внутриокеанических и континентальных дуг (рис. 12Е).

U-Pb датирование обломочных цирконов из грукваковых песчаников позволило установить возрастные рубежи магматизма в области сноса. Так для образцов Итмурундинской зоны были определены унимодальные главные пики в интервале ~469-445 млн лет (рис. 5), что предполагает их образование в результате разрушения средне-позднеордовикской магматической дуги (Safonova et al., 2022). Ограниченное количество цирконов с кембрийскими возрастными на 507-480 млн лет (n = 22) согласуется с таковыми для надсубдукционных плагиогранитов (520±2, 498±8, 476±3 млн лет) (Degtyarev et al., 2021a) и диорита (502±4 млн лет) (Safonova et al., 2020) из серпентинитового меланжа в центральной и западной частях Итмурундинской зоны. Полимодальное распределение с наличием докембрийских возрастов указывает на поступление в бассейн седиментации не только пород островной дуги, но и более древнего материала. Нижние границы осадконакопления, определенные по популяции самых молодых зерен циркона, соответствуют интервалу ~459-433 млн лет, т.е. накопление песчаников Итмурундинской зоны происходило не ранее, чем в позднем ордовике, раннем и позднем силуре (рис. 5).

В пределах Тектурмаского пояса на основании U-Pb датирования можно выделить два этапа надсубдукционного магматизма: 1) среднекембрийский, который фиксируется главным пиком U-Pb возрастов обломочных цирконов из грауваккового песчаника Успенской зоны на 510 млн лет (рис. 6А); 2) позднеордовикский, подтвержденный U-Pb возрастными обломочных цирконов в песчаниках Нуринской и Успенской зон с главными пиками в интервале 454-451 млн лет (рис. 6А, В). При этом и средне-позднекембрийские, и позднеордовикские возрасты в песчаниках Тектурмаского пояса совпадают с таковыми для песчаников Итмурундинской зоны. Нижняя граница осадконакопления установлена на уровне 439 ± 3 и 437 ± 3 млн лет (рис. 6Б, Г), соответственно, что указывает на их седиментацию не раньше, чем в раннем силуре.

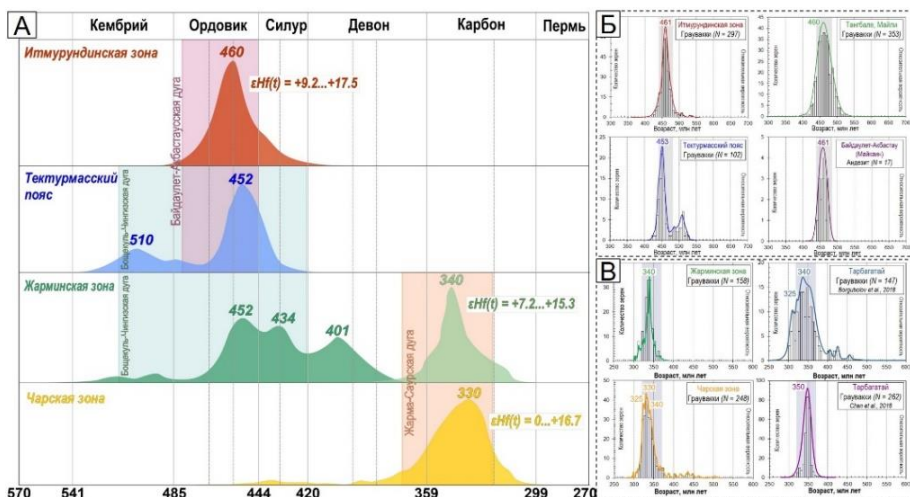


Рис. 13. А) Гистограммы и кривые распределения U-Pb возрастов обломочных цирконов из граувакк Центрального и Восточного Казахстана. Б) Гистограммы и кривые распределения цирконов из песчаников Итмурундинской и Тектурмаской зон Центрального Казахстана, андезита Майкаинской зоны Северного Казахстана. В) Гистограммы и кривые распределения цирконов из песчаников Жарминской и Чарской зон Восточного Казахстана, и Западной Джунгарии северо-западного Китая. Данные по возрасту представлены по (Choulet et al., 2012; Pan et al., 2015; Shen et al., 2015; Chen et al., 2016; Li et al., 2017; Hong et al., 2017; Borgubolov et al., 2018; Safonova et al., 2018).

Унимодальные распределения U-Pb возрастов обломочных цирконов из песчаников Жарминской и Чарской зон характеризуются схожими пиками на 340 и 325 млн лет (рис. 7А-В, 8А-Е), подразумевая наличие магматической дуги раннекаменноугольного возраста. Кроме этого, в песчанике, отобранном из живет-франской толщи, получены распределения U-Pb возрастов с пиками на 453 (поздний ордовик), 434 (поздний силур) и 402 (ранний девон) млн лет (рис. 7Г). Такое распределение указывает на наличие в области сноса материала либо с одной долгоживущей островной дуги, либо с нескольких островных дуг разного возраста. Нижние границы осадконакопления песчаников Жарминской зоны определены на уровне 333 ± 6 , 331 ± 2 , 311 ± 3 млн лет, что подразумевает их накопление не ранее, чем в раннем и среднем карбоне (рис. 7А-В). Нижняя граница осадконакопления песчаника живет-франской толщи отвечает возрасту 381 ± 6 млн лет и указывает на то, что седиментация происходила не ранее, чем в позднем девоне (рис. 7Г). Нижние границы осадконакопления для песчаников Чарской зоны установлены в интервале ~ 333 -320 млн лет

(рис. 8В-Е) и ~314-310 млн лет (рис. 8А, Б), что предполагает их накопление не ранее, чем в раннем и среднем карбоне.

Согласно геологическим и геодинамическим картам (Дегтярев, 1999; Windley et al., 2007), изучению геологических разрезов и стратиграфических схем, а также результатам U-Pb датирования, петрографическим и изотопно-геохимическим характеристикам граувакковых песчаников Итмурундинской зоны и Тектурмасского пояса (рис. 9-11, 13А) можно предположить, что источником сноса для них послужили комплексы раннепалеозойских Байдаулет-Акбастаусской и Бошекуль-Чингизской дуг (Якубчук и др., 1989; Дегтярев, 1999, 2012; Дегтярев, Рязанцев, 2007; Pan et al., 2015). Корреляция U-Pb возрастных датировок для граувакк Центрального Казахстана, и близких по возрасту и структурной позиции поясов Тангбале и Майли в Западной Джунгарии отражает явное сходство главных пиков, отвечающих среднему-позднему ордовику (рис. 13Б). Кроме того, изотопный возраст андезита из Майкаинской зоны, в пределах которой находятся островодужные комплексы Байдаулет-Акбастаусской дуги, имеет возраст в интервале 475-441 млн лет (рис. 13Б). Значения $\epsilon\text{Nd}(t)$ для граувакк Итмурундинской зоны и Тектурмасского пояса согласуются с таковыми для надсубдукционных вулканитов этих же зон. Значения $\epsilon\text{Hf}(t)$ для граувакк Итмурундинской зоны имеют сходство с граувакками поясов Тангбале и Майли, а также с андезитом Майкаинской зоны (Choulet et al., 2012; Pan et al., 2015).

Полученные данные по U-Pb датированию, петрографическому и изотопно-геохимическому составу граувакковых песчаников Жарминской и Чарской зон Восточного Казахстана предполагают, что их образование связано с разрушением и последующим переносом материала Жарма-Саурской островной дуги (рис. 9-11, 13А). Для них характерны главные пики на 340 и 325 млн лет, исключительно положительные значения $\epsilon\text{Nd}(t)$ и $\epsilon\text{Hf}(t)$ (рис. 11А, Б), что подтверждает высказанные ранее предположения об энзиматическом характере островной дуги (Диденко, Морозов, 1999; Дегтярев, 2012). Петрографические и геохимические признаки песчаников, отражающие их незрелость, наличие плохой сортировки материала и плохо окатанных фрагментов пород и минералов, указывают на то, что их накопление могло происходить в непосредственной близости от островной дуги за короткий промежуток времени. Кроме того, унимодальные распределения U-Pb возрастов обломочных цирконов с главным пиком на 340 млн лет совпадают с пиками на 345 млн лет, полученными для песчаников Западной Джунгарии в северо-западном Китае (рис. 13В). Данные по U-Pb датированию живет-франского песчаника Жарминской зоны, отражающие три главных пика – 452, 434 и 402 млн лет (рис. 7Г), указывают на то, что его образование вероятно связано с размывом и дальнейшим накоплением материала раннепалеозойских комплексов Бошекуль-Чингизской дуги.

Заключение

Проведенное комплексное исследование геологического положения, вещественного состава, изотопно-геохронологических характеристик песчаников из Итмурундинской зоны и Тектурмасского пояса Центрального Казахстана, Жарминской и Чарской зон Восточного Казахстана позволило установить, что:

1) песчаники находятся в ассоциации с осадочными породами океанического происхождения (глубоководные ленточные кремни, кремнистые аргиллиты, алевролиты и сланцы), а также магматическими породами основного-среднего состава (базальты, андезиты, андезибазальты);

2) песчаники плохо сортированы, состоят из угловатых обломков магматических и осадочных пород, плагиоклаза, кварца. По петрографическим классификациям относятся к грауваккам, полевошпат-кварцевым, кварц-полевошпатовым и полевошпатовым

грауваккам (Шутов, 1967); литаренитам и полевошпатовым литаренитам (Folk, 1980);

3) для большинства изученных образцов характерно унимодальное распределение U-Pb возрастов с пиками в интервале 469-445 млн лет (Группа I Итмурундинской зоны), 451 млн лет (Нурина зона Тектурмасского пояса), 340 и 325 млн лет (Жарминская зона), 345-325 млн лет (Чарская зона). Бимодальный характер спектров распределения с пиками на 510 и 454 млн лет установлен для образца Успенской зоны Тектурмасского пояса. Полимодальное распределение отмечается для песчаников Группы II Итмурундинской зоны с пиками 461, 462, 992 и 2472 млн лет, а также для Жарминской зоны с пиками 453, 434 и 402 млн лет;

4) унимодальное распределение U-Pb возрастов цирконов свидетельствует о сносе материала песчаников при разрушении внутриокеанической дуги, а наличие более древних цирконов предполагает поступление в бассейн седиментации материала либо с более древних магматических дуг, либо континентальных блоков;

5) осадконакопление песчаников Итмурундинской зоны и Тектурмасского пояса началось не ранее, чем в позднем ордовике (Группы I, II Итмурундинской зоны) и раннем-позднем силуре (Группа I Итмурундинской зоны, Тектурмасский пояс); песчаников Жарминской зоны в позднем девоне и карбоне, Чарской зоны – в раннем и позднем карбоне;

6) по совокупности геохимических признаков все песчаники соответствуют грауваккам, т.е. незрелым породам, образование которых связано с размывом магматических пород основного-среднего (Группа I Итмурундинской зоны, Тектурмасский пояс, Жарминская и Чарская зоны), реже среднего-кислого состава (Группа II Итмурундинской зоны) надсубдукционного происхождения, которые вероятно доминировали в области сноса;

7) положительные значения $\epsilon\text{Nd}(t)$ по породе и $\epsilon\text{Hf}(t)$ в цирконе для подавляющего большинства песчаников предполагают наличие в области сноса магматических пород с ювенильными характеристиками, тогда как отрицательные значения $\epsilon\text{Nd}(t)$ в песчанике Нурина зона Тектурмасского пояса, а также большой разброс значений изотопов $\epsilon\text{Hf}(t)$ для Группы II Итмурундинской зоны указывают на поступление в бассейн седиментации магматических пород, образованных с участием более древнего материала;

8) песчаники Итмурундинской зоны и Тектурмасского пояса были образованы в результате разрушения ордовикской Байдаулет-Акбастаусской дуги и, вероятно, Бошекуль-Чингизской дуги среднекембрийского возраста. Часть песчаников Жарминской зоны образована за счет размыва нижнепалеозойской Бошекуль-Чингизской дуги, при этом большинство песчаников как Жарминской, так и Чарской зон сформировались в результате эрозии раннекаменноугольной Жарма-Саурской дуги.

Список опубликованных работ

Список основных публикаций автора по теме диссертации

1. Safonova I., **Perfilova A.**, 2023. Survived and disappeared intra-oceanic arcs of the Paleo-Asian Ocean: evidence from Kazakhstan. National Science Review 10 (2), nwac215.
2. Safonova I., **Perfilova A.**, Savinskiy I., Kotler P., Sun M., Wang B., 2022. Sandstones of the Itmurundy accretionary complex, central Kazakhstan, as archives of arc magmatism and subduction erosion: Evidence from U-Pb zircon ages, geochemistry and Hf-Nd isotopes. Gondwana Research 111, 35-52.
3. **Перфилова А.А.**, Сафонова И.Ю., Дегтярев К.Е., Савинский И.А., Котлер П.Д., Хасен Б.П. Состав и источники сноса силурийских терригенных пород обрамления Тектурмасской офиолитовой зоны (Центральный Казахстан). Доклады Российской Академии наук. Науки о Земле, 2022, т. 505, № 1, с. 11-17.

4. **Перфилова А.А.**, Сафонова И.Ю., Гурова А.В., Котлер П.Д., Савинский И.А. Тектонические обстановки образования вулканических и осадочных пород Итмурундинской зоны центрального Казахстана. Геодинамика и тектонофизика 13 (1).
5. Khassen B.P., Safonova I.Y., Yermolov P.V., Antonyuk R.M., Gurova A.V., Obut O.T., **Perfilova A.A.**, Savinskiy I.A., Tsujimori T., 2020. The Tekturmas ophiolite belt of central Kazakhstan: Geology, magmatism, and tectonics. Geological Journal, 1-20.
6. Safonova I., **Perfilova A.**, Obut O., Kotler P., Aoki S., Komiya T., Wang B., Sun M., 2021. Traces of intra-oceanic arcs recorded in sandstones of eastern Kazakhstan: implications from U-Pb detrital zircon ages, geochemistry, and Nd-Hf isotopes. International Journal of Earth Sciences.
7. Safonova I., Savinskiy I., **Perfilova A.**, Gurova A., Maruyama S., Tsujimori T., 2020. The Itmurundy Pacific-type orogenic belt in northern Balkhash, central Kazakhstan: Revisited plus first U-Pb age, geochemical and Nd isotope data from igneous rocks. Gondwana Research 79, 49-69.
8. Хромых С.В., Семенова Д.В., Котлер П.Д., Гурова А.В., Михеев Е.И., **Перфилова А.А.** Орогенный вулканизм восточного Казахстана: состав пород, возраст и геодинамическая эволюция региона. Геотектоника, 2020, № 4, с. 63-83.
9. Сафонова И.Ю., **Перфилова А.А.**, Обут О.Т., Савинский И.А., Чёрный Р.И., Петренко Н.А., Гурова А.В., Котлер П.Д., Хромых С.В., Кривоногов С.К., Маруяма Ш. Итмурундинский аккреционный комплекс (северное Прибалхашье): геологическое строение, стратиграфия и тектоническое происхождение. Тихоокеанская геология, 2019, т. 38, № 3, с. 102-117.

Значимые тезисы докладов на российских и международных конференциях

1. **Перфилова А.А.**, Сафонова И.Ю. Реконструкция возраста и состава магматических дуг по данным изучения граувакковых песчаников из аккреционных комплексов Центрального и Восточного Казахстана. Материалы LIV Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2023, с. 77-81.
2. **Perfilova A.A.**, Safonova I.Y. Terrigenous rocks of the Itmurundy accretionary complex of Northern Balkhash, Central Kazakhstan. International Association for Gondwana Research 2021 Annual Convention and 18th International Symposium on Gondwana to Asia, Qingdao, China.
3. **Перфилова А.А.**, Сафонова И.Ю., Котлер П.Д. Цирконометрия, химический и изотопный состав песчаников Чарской и Жарминских зон восточного Казахстана: корреляция, источники и тектонические обстановки // Материалы XXXII молодежной научной школы-конференции, посвященной памяти члена-корреспондента АН СССР К. О. Кратца и академика РАН Ф. П. Митрофанова, г. Петрозаводск, 12–15 октября 2021. Петрозаводск: КарНЦ РАН, с. 121-124.
4. **Перфилова А.А.**, Сафонова И.Ю., Конопелько Д.Л., Бискэ Г.С., Обут О.Т., Котлер П.Д. Цирконометрия и вещественный состав терригенных пород южного Тянь-Шаня, Узбекистан // V Всероссийская научная конференция с международным участием "Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит", Владивосток, Россия, 20-23 сентября 2021, с. 91-93.
5. **Перфилова А.А.**, Сафонова И.Ю., Савинский И.А. Источники и тектонические обстановки формирования терригенных пород Итмурундинского аккреционного комплекса (северное Прибалхашье, центральный Казахстан) // Материалы XXXI молодежной научной школы-конференции, посвященной памяти член-корреспондента АН СССР К.О. Кратца (Санкт-Петербург, 5–9 октября 2020 г.). – Санкт-Петербург: Своё издательство, с. 214-218.
6. **Perfilova A.A.**, Safonova I.Yu. Terrigenous rocks of the Itmurundy accretionary complex of Northern Balkhash, Central Kazakhstan: detrital zircon U-PB age, geochemistry and Nd isotopes. 13th International Symposium on the Ordovician System: Contributions of International Symposium. Novosibirsk, Russia, July 19-22, 2019.

7. **Перфилова А.А.** Первые данные о возрасте и составе терригенных пород Итмурундинского аккреционного комплекса северного Прибалхашья. Материалы 57-й Международной научной студенческой конференции, 14–19 апреля 2019. – Новосибирск: ИПЦ НГУ, с. 18.

8. **Перфилова А.А.**, Сафонова И.Ю., Обут О.Т., Савинский И.А., Котлер П.Д., Чёрный Р.И., Петренко Н.А., Маруяма Ш. Геологическое положение, возраст и геохимия терригенных пород Итмурундинского аккреционного комплекса (северное Прибалхашье, центральный Казахстан). Материалы IX Сибирской конференции молодых ученых по наукам о Земле. Новосиб. гос. ун-т. Новосибирск: ИПЦ НГУ. 2018, с. 471-474.