GEODYNAMICS & TECTONOPHYSICS
Published by the Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences

PALEOGEODYNAMICS

2022 VOLUME 13 ISSUE 1 ARTICLE 0572

ISSN 2078-502X

DOI: 10.5800/GT-2022-13-1-0572

TECTONIC SETTINGS OF FORMATION OF VOLCANIC AND SEDIMENTARY ROCKS OF THE ITMURUNDY ZONE, CENTRAL KAZAKHSTAN

A.A. Perfilova [1,2]✉, **I.Yu. Safonova** [1,2], **A.V. Gurova** [1,2], **P.D. Kotler** [1,2], **I.A. Savinskiy** [1]

[1] Novosibirsk State University, 1 Pirogov St, Novosibirsk 630090, Russia
[2] Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 3 Academician Koptyug Ave, Novosibirsk 630090, Russia

ABSTRACT. The paper presents new petrographic and geochemical data from volcanic and sedimentary rocks and first U-Pb ages of detrital zircons from sandstones of the Itmurundy zone of central Kazakhstan. The volcanic rocks are aphyric and porphyric basalts, andesibasalt and andesite. The major element composition of tuff and sandstone are close to that of andesite. The poorly sorted greenish grey sandstones carry numerous fragments of volcanic and sedimentary rocks suggesting its greywacke nature which is probably due to. The greywacke probably formed by the destruction of undissected arc. The distribution of U-Pb ages of detrital zircons spanning 505 to 432 Ma has unimodal character peaked at 445 Ma suggesting formation of the sandstones by the destruction and subsequent transportation of clastic material from a late Ordovician intra-oceanic arc. In geochemical diagrams, the tuffs and sandstone plot close to the volcanic rocks. All chondrite-normalized REE spectra show enrichment in LREE (La_N=38–367, La/Yb_N=4.0–16.9, La/Sm_N=2.1–3.3) and moderate to weakly differentiated HREE (Gd/Yb_N=1.4–4.0). However, the level of REE concentrations in the volcanic rocks, in particular, in basalts, is significantly higher than that in the sandstone and andesite. The primitive mantle normalized trace-element diagrams show peaks at Nb (Nb/La_{pm}=0.9–1.6, Nb/Th_{pm}=0.8–1.6) in most basaltoids, but troughs at Nb for andesite, tuff and sandstone (Nb/La_{pm}=0.25–0.31, Nb/Th_{pm}=0.17). The previous and new geochronological, petrographic and geochemical data show that the volcanic and sedimentary rocks of the Itmurundy zone formed in Ordovician time in an intra-plate oceanic setting and in a supra-subduction setting at a Pacific-type convergent margin.

KEYWORDS: Central Asian Orogenic Belt; Paleo-Asian Ocean; Ordovician; Early Silurian; island arc; U-Pb dating; geochemistry; tectonic reconstruction

FUNDING: The study was supported by the Russian Science Foundation (project 20-77-10051, zirconometry; project 21-77-20022, geochemistry), Russian Foundation for Basic Research (project 20-35-90091, petrography), Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation (State Assignment projects FSUS-2020-0039, NSU, petrochemistry; 0330-2019-0003, IGM SB RAS, regional geology) and the Ministry of Science and Education of Kazakhstan (project AP08855920; local geology).

RESEARCH ARTICLE

Received: March 5, 2021
Revised: November 8, 2021
Accepted: November 11, 2021

Correspondence: Alina A. Perfilova, p.alina2808@mail.ru

FOR CITATION: Perfilova A.A., Safonova I.Yu., Kotler P.D., Savinskiy I.A., Gurova A.V., 2022. Tectonic settings of formation of volcanic and sedimentary rocks of the Itmurundy zone, Central Kazakhstan. Geodynamics & Tectonophysics 13 (1), 0572. doi:10.5800/GT-2022-13-1-0572

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ОБРАЗОВАНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ И ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ИТМУРУНДИНСКОЙ ЗОНЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

А.А. Перфилова[1,2], И.Ю. Сафонова[1,2], А.В. Гурова[1,2], П.Д. Котлер[1,2], И.А. Савинский[1]

[1] Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 1, Россия
[2] Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, пр-т Академика Коптюга, 3, Россия

АННОТАЦИЯ. В статье приведены новые петрографические и геохимические данные для вулканических и осадочных пород, а также первые результаты U-Pb датирования детритовых цирконов из песчаника Итмурундинской зоны Центрального Казахстана. Вулканические породы представлены афировыми и порфировыми базальтами, андезибазальтами и андезитами. По содержанию породообразующих окислов туфы и песчаник близки к андезитовому составу. Слабосортированный песчаник серо-зеленого цвета с большим содержанием обломков вулканических и осадочных пород классифицирован как граувакка, образованная при разрушении пород нерасчлененной островной дуги. Распределение U-Pb возрастов детритовых цирконов (432–505 млн лет) из песчаника имеет унимодальный характер с главным пиком на 445 млн лет. Это предполагает образование песчаника за счет разрушения и последующего сноса материала с внутриокеанической островной дуги позднеордовикского возраста. На геохимических диаграммах точки составов туфов и песчаника расположены рядом с точками вулканических пород. Все спектры распределения концентраций редкоземельных элементов (РЗЭ), нормированных по хондриту, обогащены легкими компонентами (La_N=38–367, La/Yb_N=4.0–16.9, La/Sm_N=2.1–3.3) и дифференцированы в области тяжелых (Gd/Yb_N=1.4–4.0), но уровень концентраций РЗЭ для базальтоидов и туфов выше, чем для песчаника и андезита. На мультиэлементных диаграммах содержаний редких элементов, нормированных к примитивной мантии, часть вулканитов имеют положительные пики по Nb (Nb/La_{pm}=0.9–1.6, Nb/Th_{pm}=0.8–1.6), а андезит и песчаник – отрицательные (Nb/La_{pm}=0.25–0.31, Nb/Th_{pm}=0.17). Полученные геохронологические, петрографические и геохимические данные показали, что вулканические и осадочные породы Итмурундинской зоны были образованы во внутриплитных океанических обстановках и надсубдукционных обстановках на конвергентной окраине тихоокеанского типа в ордовикское время.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: Центрально-Азиатский складчатый пояс; Палеоазиатский океан; ордовик; ранний силур; островная дуга; U-Pb датирование; геохимия; тектоническая обстановка

ФИНАНСИРОВАНИЕ: Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект № 20-77-10051, цирконометрия; проект № 21-77-20022, геохимия), РФФИ (проект № 20-35-90091, петрография), госзадания Министерства науки и высшего образования РФ (проект № FSUS-2020-0039, НГУ, петрохимия; проект № 0330-2019-0003, ИГМ СО РАН, региональная геология)и Министерством науки и образования Казахстана (проект № AP08855920, локальная геология).

1. ВВЕДЕНИЕ

В состав внутриконтинентальных складчатых поясов, образованных на месте закрытия древних океанов, входят надсубдукционные и аккреционные комплексы и другие элементы орогенов тихоокеанского типа, образованных над зоной субдукции океанической плиты под активную континентальную окраину или внутриокеаническую дугу [Zonenshain et al., 1990; Dobretsov et al., 1995; Maruyama et al., 2011]. Складчатые пояса тихоокеанского типа являются важным элементом расшифровки эволюции палеоокеанов в геологической истории Земли. Надсубдукционные и аккреционные комплексы имеют особое значение, так как они представляют собой архивы периодов магматизма и осадконакопления активных зон перехода океан – континент, т.е. зон субдукции, и истории океанических плит [Miyashiro, 1975; Khanchuk et al., 1989; Biske, 1991; Maruyama, 1997; Isozaki et al., 1990]. В состав надсубдукционного комплекса входят магматические породы внутриокеанической или континентальной дуги и отложения преддуговых и задуговых бассейнов. В состав аккреционного комплекса входят отложения стратиграфии океанической плиты (СОП), терригенные породы, серпентинитовые и тектонические меланжи [Wakita, Metcalfe, 2005; Safonova, 2009; Wakita, 2012; Kusky et al., 2013]. Но в процессе закрытия океана образования этих комплексов могут быть пространственно совмещены друг с другом и деформированы. В процессе деформаций могут остаться только отдельные фрагменты, иногда в виде блоков в составе смежного аккреционного комплекса и/или серпентинитового меланжа [Stern, Scholl, 2010; Maruyama et al., 2011; Kusky et al., 2013]. Для установления принадлежности магматических и осадочных пород к надсубдукционному или аккреционному комплексу в таких сложно построенных складчатых структурах и определения тектонических обстановок их формирования необходимо определить их возраст и изучить вещественный состав.

Магматические породы океанического или островодужного происхождения, как правило, хорошо диагностируются по геохимическим данным. Но магматические породы надсубдукционного происхождения могут быть частично или даже полностью утрачены в результате субдукционной или тектонической эрозии [Clift, Vannucchi, 2004; Scholl, von Huene, 2007]. При разрушении магматических пород внутриокеанической или континентальной дуги образуются граувакковые и турбидитовые песчаники, которые остаются на поверхности [Isozaki et al., 2010; Long et al., 2012]. По изотопно-геохимическому составу песчаников и характеру распределения U-Pb возрастов детритовых цирконов из них можно определить природу ранее существовавшей магматической дуги – внутриокеаническую или континентальную.

Крупнейшим в мире внутриконтинентальным орогеном тихоокеанского типа является Центрально-Азиатский складчатый пояс (рис. 1), образованный в процессе эволюции и закрытия Палеоазиатского океана (ПАО) на протяжении более 800 млн лет [Zonenshain et al., 1990; Dobretsov et al., 1995; Windley et al., 2007; Xiao et al., 2010; Yarmolyuk et al., 2012; Safonova, Santosh, 2014; и др.]. В его западной части в Центральном Казахстане находится Итмурундинская складчатая зона, образованная на ордовикском этапе эволюции ПАО [Patalakha, Belyi, 1981; Kurenkov et al., 2002; Stepanets, 2015; Safonova et al., 2019, 2020; Degtyarev et al., 2020, 2021]. Объектами исследования являются вулканические породы и песчаники Итмурундинской зоны, происхождение которых долгое время оставалось дискуссионным. Первые прецизионные данные по составу магматических пород и первые результаты их U-Pb датирования по циркону были опубликованы совсем недавно [Stepanets, 2015; Safonova et al., 2020; Degtyarev et al., 2020, 2021]. Для обломочных пород детальные исследования состава

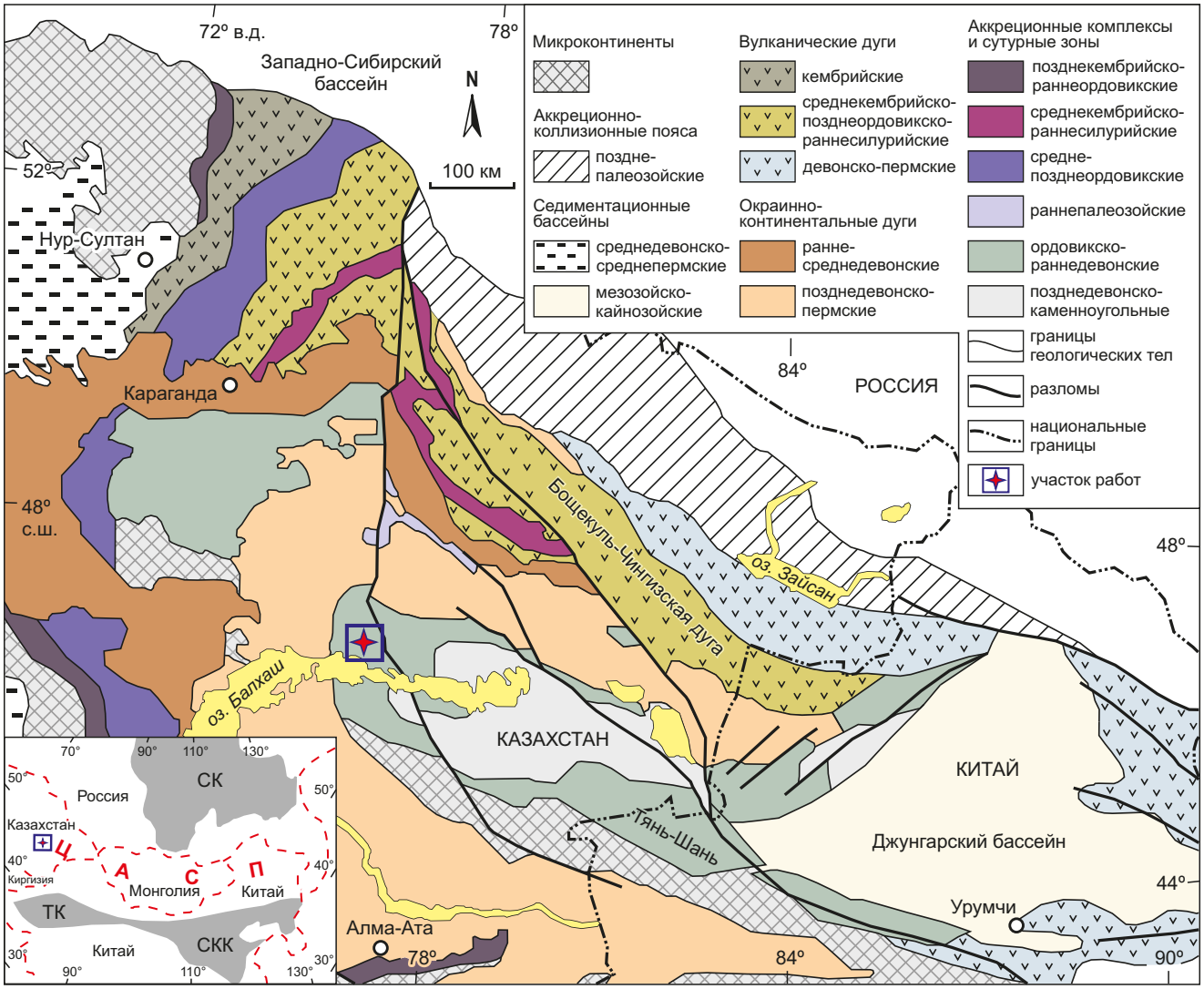

Рис. 1. Тектоническая карта северо-западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса по [Windley et al., 2007]. СК – Сибирский кратон, ТК – Таримский кратон, СКК – Северо-Китайский кратон.

Fig. 1. Tectonic map of the northwestern Central Asian Orogenic Belt after [Windley et al., 2007]. СК – Siberian craton, ТК – Tarim craton, СКК – North China craton.

и цирконометрия ранее не проводились. В статье представлены геологические, петрографические и геохимические данные по вулканическим породам из меланжа и аккреционного комплекса для определения геодинамической обстановки их образования, а также первые результаты U-Pb датирования детритовых цирконов из песчаника и его геохимические характеристики для выяснения состава пород в области сноса и тектонический обстановки их накопления.

2. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИТМУРУНДИНСКОЙ ЗОНЫ

Итмурундинская зона, которую также называют Северо-Балхашской, или Итмурунды-Казыкской зоной, расположена в центральной части Джунгаро-Балхашской складчатой системы герцинского возраста [Degtyarev, 1999; Windley et al., 2007; Alexeiev et al., 2011; Degtyarev et al., 2020, 2021]. Она протягивается более чем на 80 км с северо-запада на юго-восток вдоль побережья озера Балхаш (рис. 2). В Итмурундинской зоне выделяют офиолитовый пояс и аккреционный комплекс [Stepanets, 2015; Safonova et al., 2019, 2020]. Офиолитовая ассоциация включает ультраосновные породы (гарцбургиты, дуниты, верлиты) и габброиды, относящиеся к нижней и средней части классического офиолитового разреза [Coleman, 1977]. В состав аккреционного комплекса входят породы СОП [Isozaki et al., 1990]: базальтовые пиллоу-лавы, пелагические (ленточные кремни) и хемипелагические осадки (кремнистые алевролиты, сланцы, аргиллиты), терригенные породы (граувакковые и турбидитовые песчаники) (рис. 2).

В соответствии с геологической картой образования Итмурундинской зоны относятся к итмурундинской (O_{1-2}), казыкской (O_{2-3}) и тюретайской (O_3-S_1) свитам [Geological Map..., 1960; Patalakha, Belyi, 1981] (рис. 2). В состав итмурундинской свиты (рис. 3) входят вулканические породы основного состава, пелагические и хемипелагические осадки, терригенные породы разной зернистости (от песчаников до гравелитов), мощность 800–3500 м, но сложное тектоническое строение предполагает, что часть отложений может быть надвинута друг на друга. Ранне- и среднеордовикский

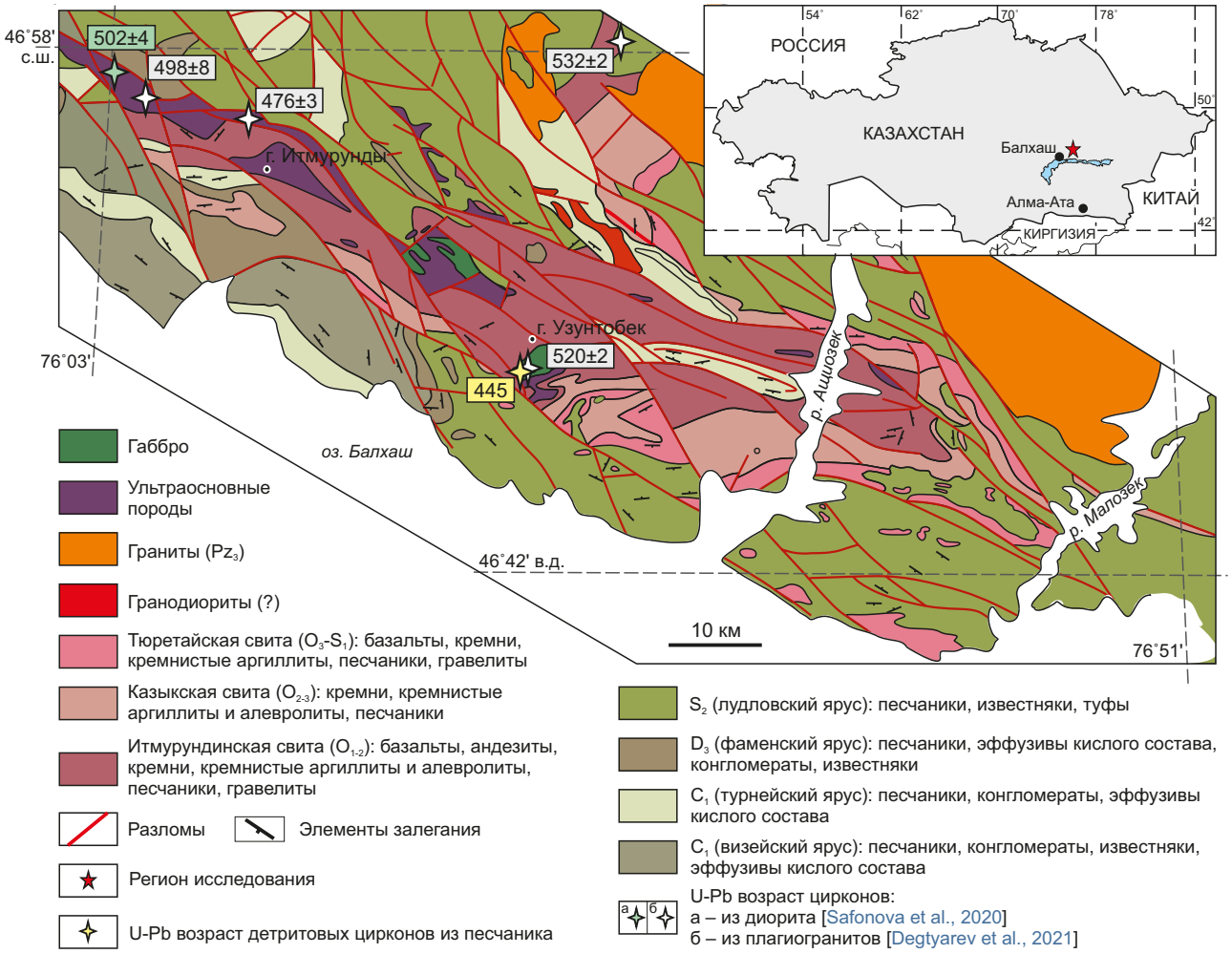

Рис. 2. Фрагмент геологической карты СССР, масштаб 1:200000, серия Прибалхашская, лист L-43-XI [Geological Map..., 1960] с отмеченным участком полевых работ.

Fig. 2. A fragment of the 1:200000 USSR Geological Map, Pribalkhashskaya Series, Sheet L-43-XI [Geological Map..., 1960]. The quadrangle shows the study area.

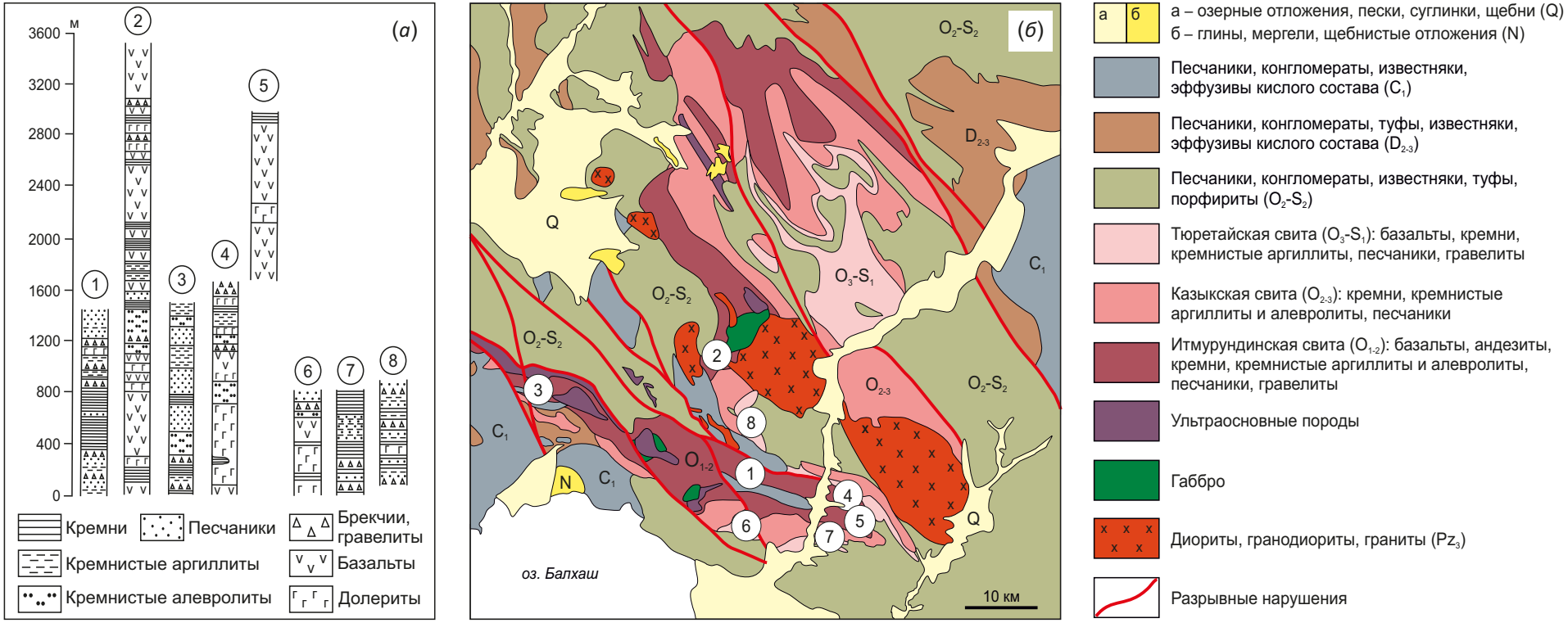

Рис. 3. Литологические разрезы итмурундинской (1–5) и тюретайской (6–8) свит по [Patalakha, Belyi, 1981] (*а*) и их местоположение на геологической карте масштаба 1:200000, лист L-43-XI [Geological Map…, 1960] (*б*).

Fig. 3. Cross-sections of the Itmurundy Fm. (1–5) and Tyuretai Fm. (6–8) after [Patalakha, Belyi, 1981] (*a*) and its location on the 1:200000 geological map, Sheet L-43-XI [Geological Map…, 1960] (*б*).

возраст свиты определен по конодонтам в ленточных кремнях [Novikova et al., 1983; Degtyarev et al., 2020] и кремнистых туффитах в толще базальтов [Degtyarev et al., 2020].

В составе итмурундинской свиты выделяют три подсвиты [Patalakha, Belyi, 1981]. Нижняя подсвита сложена преимущественно серо-зелеными афировыми и порфировыми базальтами и долеритами, переслаивающимися с сургучно-красными ленточными кремнями, кремнистыми аргиллитами и алевролитами темно-коричневого и серо-зеленого цвета, грубообломочными породами и мелко- и среднезернистыми плохо сортированными песчаниками. Средняя подсвита представлена в большей степени осадочными породами. Она состоит из кремней, кремнистых алевролитов, песчаников, брекчий и гравелитов. Песчаники разнозернистые, плохо сортированные, среди обломков присутствуют кварц, полевые шпаты, фрагменты вулканических и осадочных пород. Акцессорные минералы представлены рутилом и цирконом. Верхняя подсвита состоит преимущественно из базальтов с редкими горизонтами ленточных кремней, кремнистых алевролитов, песчаников и гравелитов [Patalakha, Belyi, 1981].

В составе казыкской свиты преобладают глубоководные ленточные кремни, переслаивающиеся с кремнистыми аргиллитами и алевролитами. Вулканические (базальты) и терригенные породы (конгломераты, брекчии, гравелиты) находятся в подчиненном количестве. Мощность свиты варьируется в широких пределах – от 350 до 2000 м. Средне- и позднеордовикский возраст свиты определен по конодонтам в красных ленточных кремнях [Novikova et al., 1983; Safonova et al., 2019; Degtyarev et al., 2020].

Тюретайская свита состоит из базальтов, кремней, кремнистых алевролитов и аргиллитов, перекрытых мощной толщей переслаивающихся брекчий, разнозернистых полимиктовых и мономиктовых песчаников и гравелитов (рис. 3). Мощность свиты от 780 до 950 м. Среднеордовикский – раннесилурийский возраст свиты определен по конодонтам в кремнях [Novikova et al., 1983; Degtyarev et al., 2020] и граптолитам из алевролитов [Zhylkaidarov, 1998].

Позднее на основе микропалеонтологических исследований в Итмурундинской зоне были дополнительно выделены джаманшурукская свита (O_{2-3}) [Zhylkaidarov, 1998; Nikitin, 2002], ушбулакская (O_2), узунтобекская (O_{2-3}) и обалыкская (O_3) свиты [Degtyarev et al., 2020, 2021]. Ушбулакская свита состоит преимущественно из вулканитов, кремней, туфов и песчаников. Среднеордовикский возраст свиты определен по конодонтам в красных кремнях [Degtyarev et al., 2021]. Джаманшурукская свита представлена грубообломочными породами и песчаниками с прослоями туфов, вулканитами среднекислого состава и известняками [Patalakha, Belyi, 1981; Nikitin 2002]. Средне- и позднеордовикский возраст свиты определен по находкам брахиопод, трилобитов и кораллов в известняках и конодонтам в кремнях [Nikitin, 2002]. Узунтобекская свита состоит из пиллоу-базальтов, туффитов и алевролитов, переслаивающихся с красными кремнистыми алевролитами и кремнями с линзами среднезернистых граувакковых песчаников и гравелитов. Средне- и позднеордовикский возраст свиты определен по находкам конодонтов в кремнистых туффитах [Degtyarev et al., 2020]. Обалыкская свита сложена кремнями, кремнистыми алевролитами и песчаниками, конгломератами, брекчиями, туффитами. Позднеордовикский возраст свиты определен по конодонтам из кремнистых алевролитов и туффитов [Degtyarev et al., 2020]. Тем не менее эти «новые» свиты по возрасту перекрываются

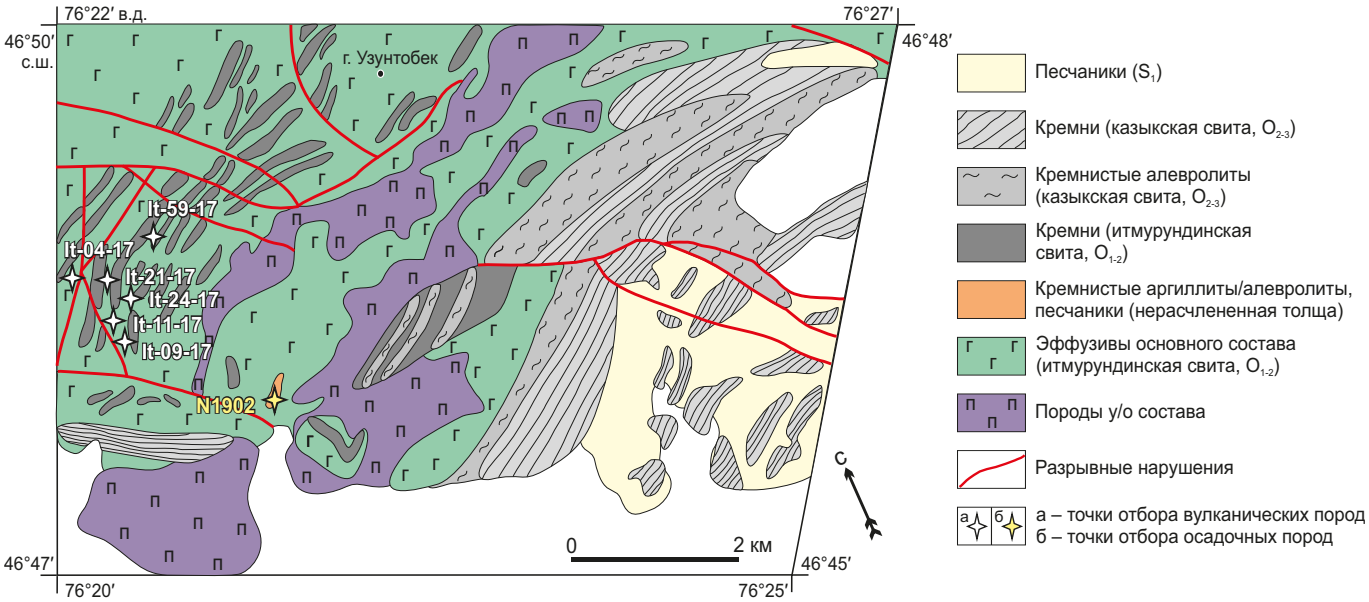

Рис. 4. Расположение точек отбора образцов на фрагменте карты масштаба 1:50000 [Patalakha, Belyi, 1981].

Fig. 4. Sampling points in a fragment of a 1:50000 geological map [Patalakha, Belyi, 1981].

с выделенными ранее итмурундинской, казыкской и тюретайской свитами, что усложняет корректное стратиграфическое районирование региона.

Для геохронологических, петрографических и геохимических исследований были отобраны образцы вулканических пород из итмурундинской свиты и песчаник из нерасчлененной толщи, находящейся в поле распространения базальтов итмурундинской свиты (рис. 4; табл. 1), в 2 км к юго-западу от г. Узунтобек (см. рис. 2; рис. 4).

Базальты в коренных выходах, как правило, представлены в виде потоков (рис. 5, а) или пиллоу-лав (рис. 5, б), на контакте с кремнями, кремнистыми аргиллитами (рис. 5, в) и алевролитами. Кроме того, в некоторых разрезах отмечаются прослои литокристаллокластических туфов в ассоциации с сильно измененными

Таблица 1. Общая характеристика исследуемых пород Итмурундинского аккреционного комплекса (АК)
Table 1. Description of samples from the Itmurundy accretionary complex (AC)

№ образца	Литология	Координаты	Географическая привязка
It-04-17	Порфировый базальт	46°49’07.8” 76°20’31.3”	2.4 км к юго-западу от г. Узунтобек
It-09-17	Андезибазальт	46°48’42.5” 76°20’38.0”	2.7 км к юго-западу от г. Узунтобек
It-11-17	Миндалекаменный базальт	46°48’47.1” 76°20’41.9”	2.6 км к юго-западу от г. Узунтобек
It-21-17	Туф литокристаллокластический	46°48’57.6” 76°20’51.3”	2.3 км к юго-западу от г. Узунтобек
It-24-17	Андезит	46°48’56.4” 76°20’48.5”	2.3 км к юго-западу от г. Узунтобек
It-59-17	Миндалекаменный метабазальт (спилит)	46°49’12.4” 76°21’05.6”	1.7 км к юго-западу от г. Узунтобек
It-68-17	Базальт с подушечной отдельностью	46°49’44.6” 76°18’40.1”	4.6 км к западу от г. Узунтобек
N17005	Афировый базальт	46°48’21.3” 76°21’37.2”	2.5 км к Ю-ЮЗ от г. Узунтобек
N17040	Базальт с подушечной отдельностью	46°48’19.1” 76°21’38.5”	2.6 км к Ю-ЮЗ от г. Узунтобек
N1902	Серо-зеленый песчаник, мелко- и среднезернистый	46°47’54.9” 76°21’48.7”	3.3 км к югу от г. Узунтобек
ИХ-19	Туф литокристаллокластический	46°47’54.6” 76°21’55.6”	3.2 км к югу от г. Узунтобек

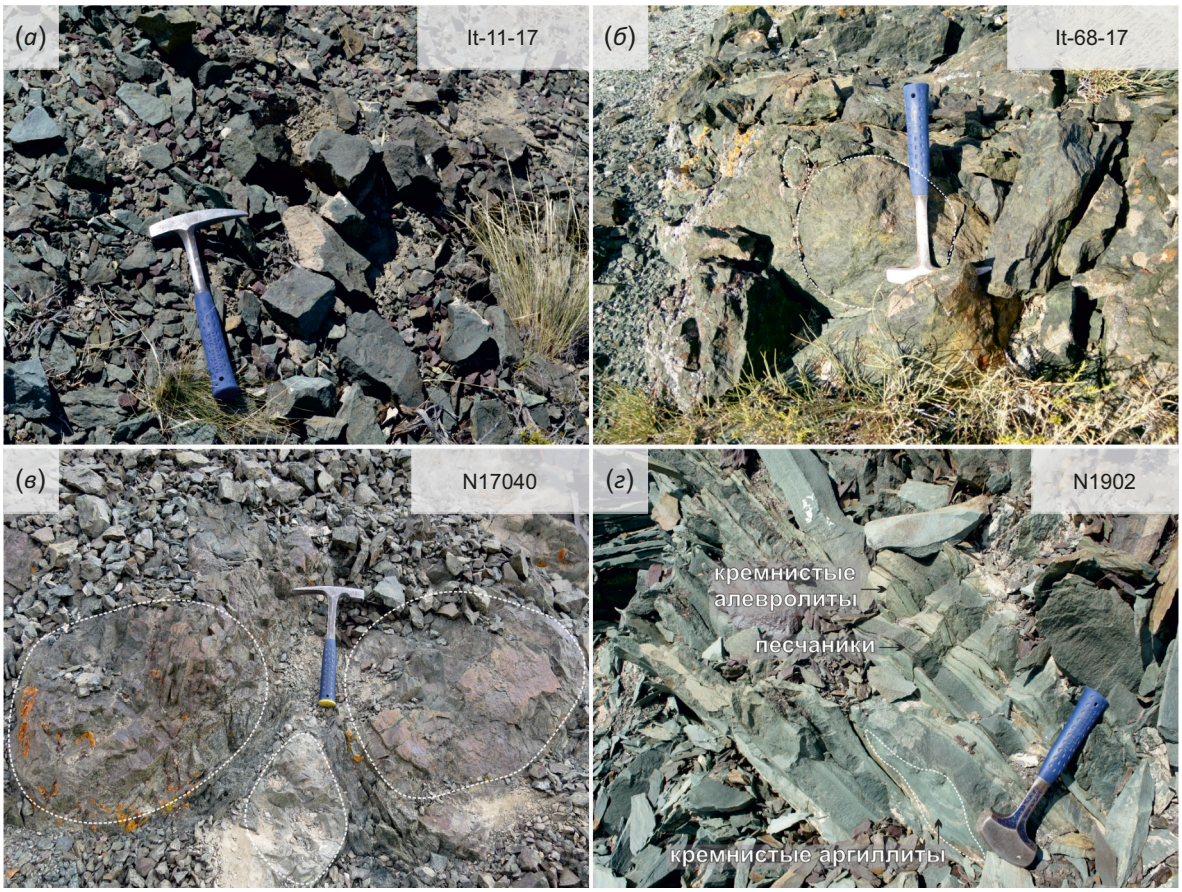

Рис. 5. Фотографии коренных выходов: (*а*) – базальты, (*б*) – пиллоу-лавы, (*в*) – базальты на контакте с кремнистыми аргиллитами, (*г*) – турбидиты.

Fig. 5. Photos of outcrops: (*а*) – basalt flows, (*б*) – basalt pillow-lavas, (*в*) – basalts in contact with siliceous mudstones, (*г*) – turbidite.

рассланцованными базальтами. Образец песчаника (N1902), переслаивающийся с кремнистыми аргиллитами и алевролитами серо-зеленого и темно-фиолетового цвета, находится в составе турбидитовой пачки мощностью 20 м (рис. 5, г). В основании разреза находятся серо-зеленые базальты, часто в виде пиллоулав. Такая последовательность пород соответствует СОП [Isozaki et al., 1990; Wakita, Metcalfe, 2005; Safonova, Santosh, 2014] (снизу вверх): базальты, ленточные кремни, кремнистые аргиллиты и алевролиты, песчаники и конгломераты (см. рис. 3; рис. 5).

3. ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Наиболее распространенными петрографическими разновидностями вулканических пород Итмурундинского пояса являются массивные, реже – миндалекаменные базальты и андезибазальты. Базальты имеют афировую, реже – порфировую структуру. Порфировый базальт (рис. 6, а) содержит вкрапленники плагиоклаза прямоугольной и таблитчатой формы (длиной до 3 мм), которые занимают не более 5 % всей породы и образуют гломеропорфировые скопления. Вкрапленники клинопироксена полностью замещены эпидотом и хлоритом. Основная масса средне- и мелкозернистая и состоит из хаотически ориентированных микролитов (лейст) плагиоклаза. Интерстиции между лейстами плагиоклаза заполнены вулканическим стеклом, мелкими зернами замещенного клинопироксена, рудными минералами, реже – карбонатами. Также встречаются плагиоклазы в виде кристаллов, расщепленных на концах, которые свидетельствуют о почти мгновенной кристаллизации. Структура основной массы интерсертальная.

Афировые разновидности (рис. 6, б) состоят из мелких лейст плагиоклаза, эпидота, хлорита и вулканического стекла. Миндалекаменные разновидности (рис. 6, в) представлены афировыми базальтами с круглыми или овальными миндалинами диаметром до 1.2 мм. Миндалины выполнены хлоритом, кварцем и составляют около 5–10 % общего объема породы. Основная масса сложена из соссюритизированного плагиоклаза, вулканического стекла, замещенного кальцитом, и рудных минералов. Структура основной массы вариолитовая.

Все породы частично или полностью были изменены в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма. Зерна клинопироксена почти полностью замещены эпидотом и хлоритом. Фенокристы плагиоклаза соссюритизированы. Вулканическое стекло чаще всего раскристаллизовано с образованием рудных минералов. В породах встречаются прожилки, заполненные карбонатами, хлоритом, реже – кварцем. Несмотря на достаточно сильные изменения пород, во всех образцах первичная магматическая структура сохранилась достаточно хорошо.

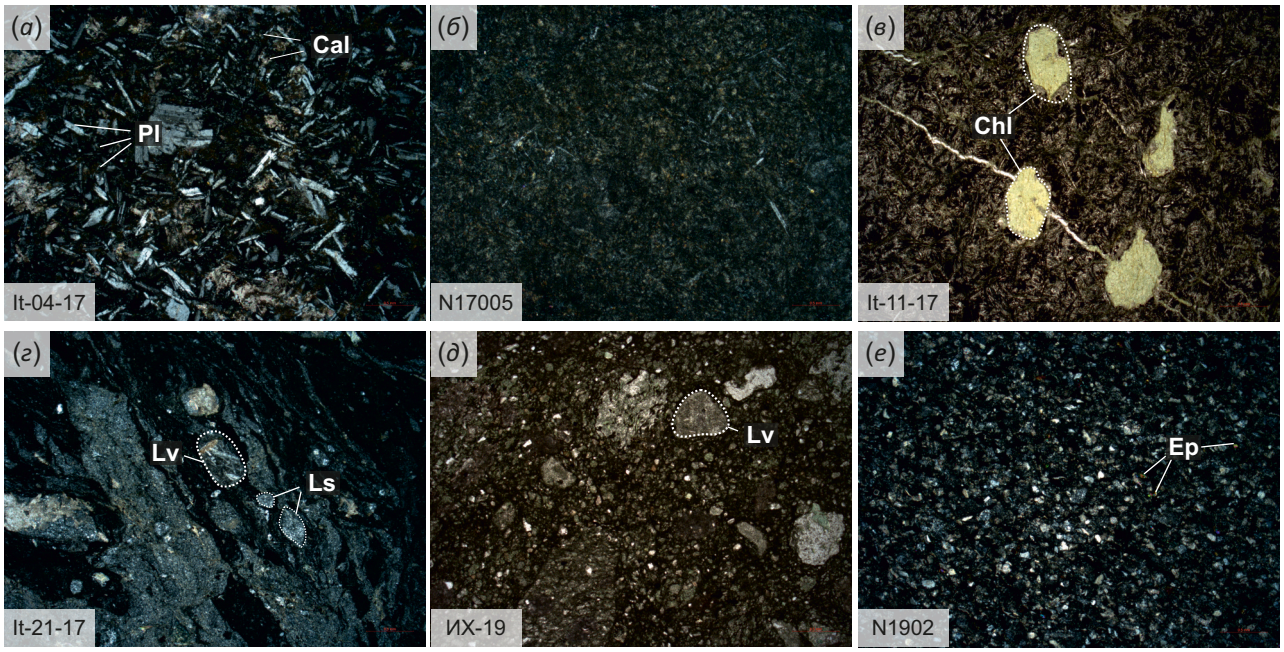

Рис. 6. Фотографии петрографических шлифов.
(*а*) – порфировый базальт, (*б*) – афировый базальт, (*в*) – миндалекаменный базальт, (*г*) – туф литокристаллокластический, (*д*) – туф литокластический, (*е*) – мелко- и среднезернистый песчаник. Cal – кальцит, Chl – хлорит, Ep – эпидот, Pl – плагиоклаз, Lv – обломки вулканических пород, Ls – обломки осадочных пород.

Fig. 6. Photos of thin sections.
(*a*) – porphyric basalt, (*б*) – aphyric basalt, (*в*) – amygdaloidal basalt, (*г*) – litho-crystalloclastic tuff, (*д*) – lithoclastic tuff, (*е*) – fine to middle-grained sandstone. Cal – calcite, Chl – chlorite, Ep – epidote, Pl – plagioclase, Lv – fragments of volcanic rocks, Ls – fragments of sedimentary rocks.

Туфы обладают массивной текстурой и литокристаллокластической, псефопсаммитовой структурой (рис. 6, г, д), сложены обломками вулканических пород среднего и основного состава, осадочных пород, плагиоклаза и кварца. Размеры обломков меняются от 0.1 до 1.0 мм. Для вулканических пород характерна афировая и порфировая структура, гиалопилитовая и микролитовая основная масса. Невулканический материал встречается реже и представлен кремнистыми аргиллитами и алевролитами. Плагиоклаз, как правило, замещен карбонатами и агрегатами соссюрита, в некоторых зернах хорошо видны полисинтетические двойники. Кварц представлен небольшими по размеру (0.1–0.3 мм) монокристаллическими и поликристаллическими разновидностями. Для образца It-21-17 характерна структура течения с линзовидной формой обломков и микролитами плагиоклаза в вулканическом стекле (рис. 6, г).

Мелко- и среднезернистый песчаник (рис. 6, е) характеризуется слабой сортировкой материала и низкой степенью окатанности, что говорит о быстрой миграции и переотложении недалеко от источника сноса. Обломочная часть представлена в основном вулканическими и осадочными (кремнистыми) породами, поли- и монокристаллическим кварцем, плагиоклазом. В обломках вулканических пород обнаруживаются микролиты плагиоклаза и вулканическое стекло. В обломках осадочных пород диагностируются кремни и кремнистые аргиллиты размером от 0.08 до 0.32 мм. Зерна кварца относительно остальных обломков характеризуются наибольшей окатанностью, имеют обычно облачное (волнистое) погасание. Размер зерен кварца от 0.07 до 0.20 мм. Для плагиоклаза характерно полисинтетическое двойникование, широко распространена серицитизация. Акцессорные минералы – сфен, циркон, эпидот. По петрографическому составу песчаник соответствует граувакке [Shutov, 1967] или лититовому арениту [Pettijohn et al., 1987].

4. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В основу статьи положены материалы экспедиционных работ 2017–2019 гг. в Северном Прибалхашье Центрального Казахстана. U-Pb датирование детритовых цирконов из граувакковых песчаника выполнялось в Центре коллективного пользования многоэлементных и изотопных исследований (ЦКП МИИ) ИГМ СО РАН методом LA-SF-ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения с индуктивно связанной плазмой Thermo Scientific Element XR (Thermo Fisher Scientific, Германия), соединенном с системой лазерной абляции UP 213 (New Wave Research, США), согласно методике, описанной в работе [Khubanov et al., 2016]. Диаметр кратера составил 30–40 мкм. Пробоподготовка и отбор монофракции цирконов были проведены в ЦКП ЛабЭПОМ ГГФ НГУ. Зерна цирконов были имплантированы в эпоксидную смолу, сошлифованы и приполированы приблизительно на половину своей толщины. Для определения морфологии и внутреннего строения цирконов использовались катодолюминесцентные изображения минералов, полученные с помощью микроскопа ZEISS Axio Lab A1 с катодолюминесцентной приставкой CITL MK5-2. Коррекция и расчет изотопных отношений и их погрешностей выполнены с использованием ПО Glitter [Griffin et al., 2008]. U-Pb изотопные отношения нормализовали на соответствующие значения изотопных отношений стандартных цирконов TEMORA-2 [Black et al., 2004], Plešovice [Slama et al., 2008]. Погрешности приведены на уровне 2σ. Отбор оценок возраста производился по значению конкордантности в пределах ±10 %. Расчет значений возраста и построение конкордии и гистограмм выполнены с помощью программы Isoplot [Ludwig, 2012].

Вещественный состав пород изучался в ЦКП МИИ ИГМ СО РАН. Концентрации породообразующих окислов (SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3(общ.), MnO, MgO, CaO, Na_2O, K_2O, P_2O_5, п.п.п. (потери при прокаливании) были определены методом рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) на рентгеновском спектрометре ARL-9900 XL, Швейцария (аналитик Н.Г. Карманова). Определения концентраций редких и рассеянных элементов были выполнены методом масс-спектрометрии на индуктивно связанной плазме (ИСП-МС) на одноколлекторном масс-спектрометре ELEMENT Finnigan MAT (Германия) в соответствии с оригинальной методикой, разработанной по международным стандартам в ЦКП МИИ ИГМ СО РАН (аналитик И.В. Николаева). Для оценки точности/погрешности измерений использовались международные стандарты BHVO-1, BCR-1 [Jochum, Nohl, 2008] и JB-3 [Orihashi, Hirata, 2003]. Аналитические ошибки составили 2–7 %. Нормирование концентраций РЗЭ для построения спектров распределения проводилось по хондриту, а нормирование концентраций редких элементов для построения мультиэлементных диаграмм – по примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989].

5. РЕЗУЛЬТАТЫ

5.1. U-Pb датирование детритовых цирконов

Цирконы из образца мелко- и среднезернистого песчаника (N1902) характеризуются различной морфологией и различным типом зональности. Зерна прозрачные или с желтовато-охристым оттенком, призматические, реже короткопризматические (бочонковидные). Размер зерен циркона варьируется от 50 до 150 мкм (0.05–0.15 мм). Для большинства зерен цирконов характерно проявление осцилляторной зональности, в нескольких зернах зональность проявлена слабо (рис. 7).

Концентрации U и Th меняются в широких пределах – от 54 до 621 г/т и от 15 до 588 г/т соответственно (Прил. 1, табл. 1.1). Осцилляторная зональность и значения Th/U меньше единицы (0.2–0.9) предполагают магматическое происхождение цирконов. Из проанализированных 67 зерен конкордантные отношения изотопов $^{206}Pb/^{238}U$ и $^{207}Pb/^{235}U$ на уровне ±10 % получены для 53 зерен. Гистограмма U-Pb возрастов имеет

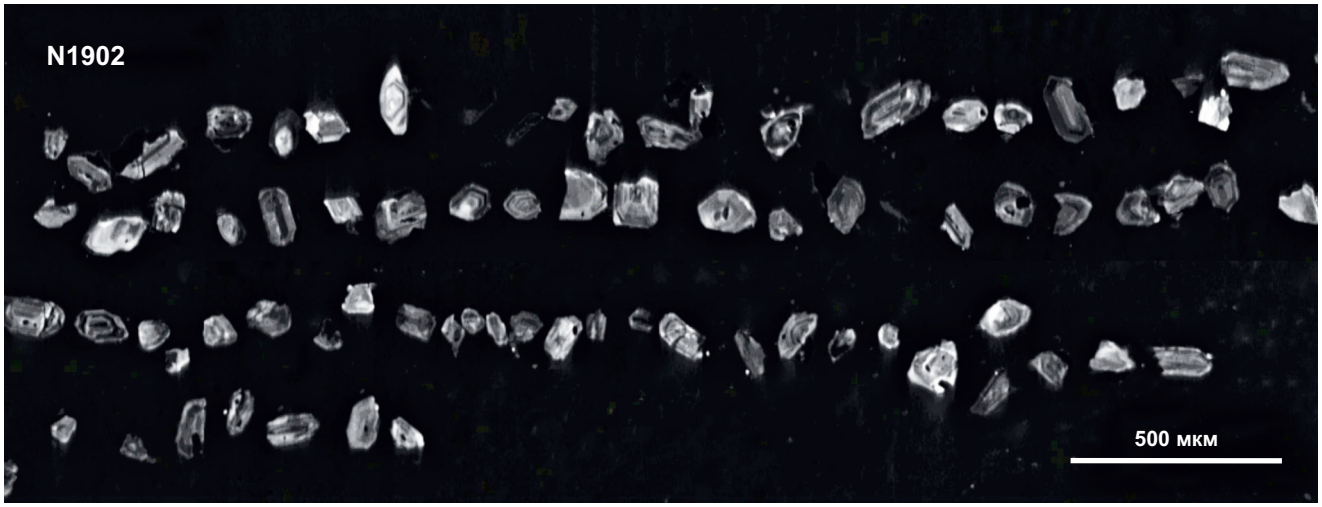

Рис. 7. Катодолюминесцентное изображение детритовых цирконов из граувакового песчаника (обр. N1902) Итмурундинского АК.

Fig. 7. CL photos of detrital zircons from greywacke sandstone (sample N1902) of the Itmurundy AC.

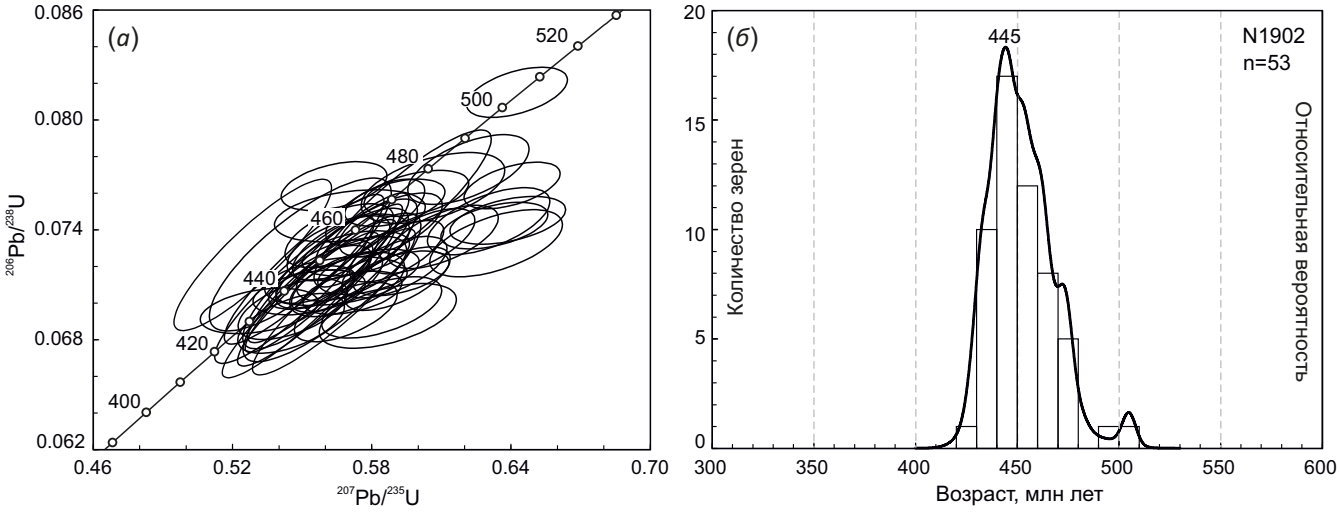

Рис. 8. Конкордия отношений $^{207}Pb/^{235}U$ и $^{206}Pb/^{238}U$ (*а*); гистограмма и кривая относительной вероятности U-Pb возрастов (*б*) для детритовых цирконов из граувакового песчаника (обр. N1902) Итмурундинского АК.

Fig. 8. U-Pb concordia diagrams (*a*) and age histograms (*б*) coupled with probability density distribution curves for in situ analyses of detrital zircons from greywacke sandstone (Sample N1902) of the Itmurundy AC.

унимодальный характер с главным пиком на 445 млн лет (рис. 8, б).

Основная популяция цирконов находится в интервале 432–480 млн лет (S_1-O_1). Возраст самых молодых цирконов соответствует интервалу 440–429 млн лет и предполагает осадконакопление в силуре. Самые древние датировки (500 и 505 млн лет) зафиксированы в двух зернах (рис. 8, б; Прил. 1, табл. 1.1).

5.2. Состав породообразующих окислов и редких элементов

Геохимические особенности вулканических и осадочных пород итмурундинской свиты были охарактеризованы на основе анализов породообразующих окислов и редких элементов (Прил. 1, табл. 1.2). На диаграмме TAS, отражающей соотношение SiO_2 и суммы щелочей (Na_2O+K_2O) [Le Maitre, 2002], точки составов попадают в поля базальтов, трахибазальтов, базальтовых андезитов и трахиандезитов, андезитов (рис. 9, а). На классификационной диаграмме SiO_2–Nb/Y [Winchester, Floyd, 1977] изученные породы соответствуют щелочным базальтам, трахиандезитам и андезитам (рис. 9, б). На треугольной диаграмме Al_2O_3–(FeO^*+TiO_2)–MgO [Jensen, 1976] точки составов попадают в области высоко-Fe толеитовых базальтов и толеитовых андезитов (рис. 9, в). На диаграмме SiO_2–FeO^*/MgO [Miyashiro, 1973] все образцы находятся в поле толеитовой серии, что подтверждается ростом FeO^*/MgO с увеличением содержаний SiO_2 (рис. 9, г). Породы характеризуются большим разбросом значений

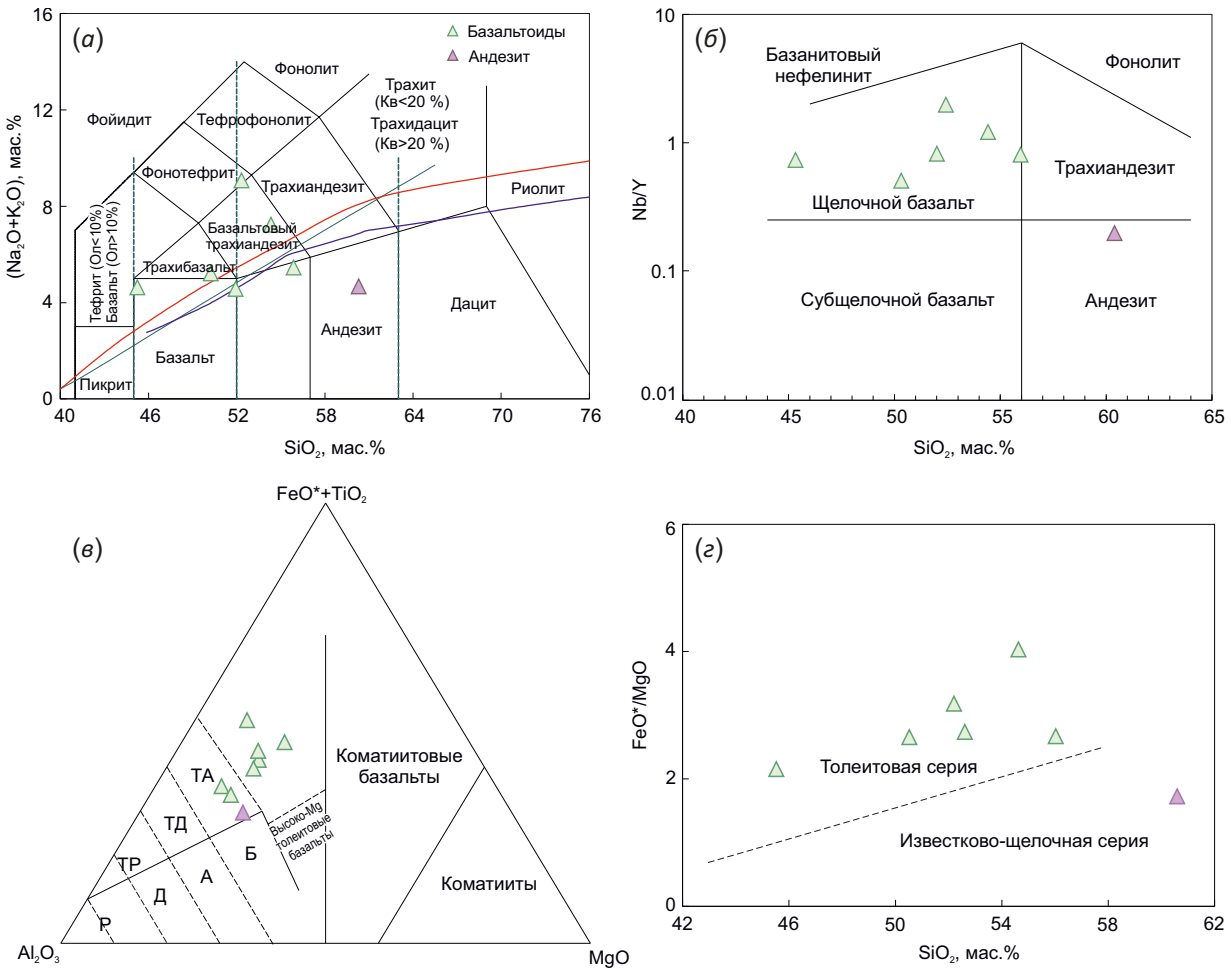

Рис. 9. Классификационные диаграммы для пород Итмурундинского АК.
(*а*) – TAS-диаграмма [Le Maitre, 2002]. Границы субщелочной (толеитовой) и щелочной серий проведены по [Macdonald, 1968; Irvine, Baragar, 1971]; (*б*) – SiO_2 – Nb/Y [Winchester, Floyd, 1977]; (*в*) – диаграмма Al_2O_3–(FeO^*+TiO_2)–MgO [Jensen, 1976]: толеитовая серия: ТА – андезит, ТД – дацит, ТР – риолит; известково-щелочная серия: Б – базальт, А – андезит, Д – дацит, Р – риолит; (*г*) – диаграмма SiO_2–FeO^*/MgO [Miyashiro, 1973].

Fig. 9. Classification diagrams for volcanic and sedimentary rocks of the Itmurundy AC.
(*а*) – SiO_2 vs total alkali [Le Maitre, 2002]. The lines of subalkali and alkali series are drawn after [Macdonald, 1968; Irvine, Baragar, 1971]; (*б*) – SiO_2 vs Nb/Y [Winchester, Floyd, 1977]; (*в*) – Al_2O_3–FeO^*+TiO_2–MgO diagram [Jensen, 1976] – tholeiitic series: TA – andesite, ТД – dacite, TP – rhyolite; calc-alkaline series: Б – basalt, A – andesite, Д – dacite, P – rhyolite; (*г*) – Miyashiro bivariant plot SiO_2 vs FeO^*/MgO [Miyashiro, 1973].

магнезиальности (Mg#[1]) при достаточно широком диапазоне значений SiO_2. Содержания SiO_2 варьируются от 45.5 до 60.5 мас. % при Mg#=30.5–50.4 (MgO=1.6–6.5). Концентрации остальных окислов также меняются в широких пределах: TiO_2=0.9–3.4, P_2O_5=0.16–1.10, Al_2O_3= =13.7–16.5, Fe_2O_3=7.3–15.8 мас. %. На бинарных диаграммах Пауэрса (MgO – породообразующие окислы) отрицательный тренд отмечается в координатах MgO–P_2O_5 и MgO–SiO_2, а положительный – относительно MgO и Fe_2O_3 (рис. 10, а, б). В координатах MgO–TiO_2, Al_2O_3, CaO четкие тренды не наблюдаются (рис. 10, в–е).

Для большинства вулканитов характерны умеренно дифференцированные спектры распределения РЗЭ, обогащенные легкими РЗЭ (La_N=70–367, La/Yb_N=4.5–16.9, La/Sm_N=2.0–3.3) и дифференцированные относительно тяжелых РЗЭ (Gd/Yb_N=1.4–4.0). Эти характеристики делают их схожими по составу с базальтами типа OIB [Sun, McDonough, 1989; Regelous et al., 2003; Safonova, 2009]. Для образца андезита (Прил. 1, табл. 1.2, It-24-17) форма спектра РЗЭ близка к остальным, но концентрации элементов ниже (рис. 11, а). Спектр распределения РЗЭ, построенный для образца песчаника, отличается более низкими значениями относительно вулканитов, включая андезит. Он схож по форме со спектром андезита, т.е. характеризуется менее выраженным обогащением легкими РЗЭ (La_N=38, La/Yb_N=4, La/Sm_N=2.1) и более пологим распределением в области тяжелых РЗЭ (Gd/Yb_N=1.4).

[1] Mg# = ((MgO/40)/(FeO *0.9/72+ MgO /40))*100

На мультиэлементных спектрах для большинства образцов отмечаются слабые до умеренных положительные аномалии по Nb относительно Th и La (Nb/La_{pm}= =1.0–1.6, Nb/Th_{pm}=1.5–1.6) (см. рис. 10, б). Такие геохимические характеристики также типичны для многих базальтов типа OIB [Regelous et al., 2003; Yan et al., 2015; Safonova, Santosh, 2014; Safonova et al., 2015, 2016; и др.]. Для других образцов таких аномалий по Nb не отмечается (Nb/La_{pm}=0.3–0.9, Nb/Th_{pm}=0.2–0.9) (см. рис. 10, б). Отрицательные аномалии по Nb относительно Th и La отмечаются только для андезита (Nb/La_{pm}= =0.3, Nb/Th_{pm}=0.2) и образца песчаника (Nb/La_{pm}=0.3, Nb/Th_{pm}=0.2). Последнее предполагает надсубдукционное происхождение андезита [Pearce, Peate, 1995;

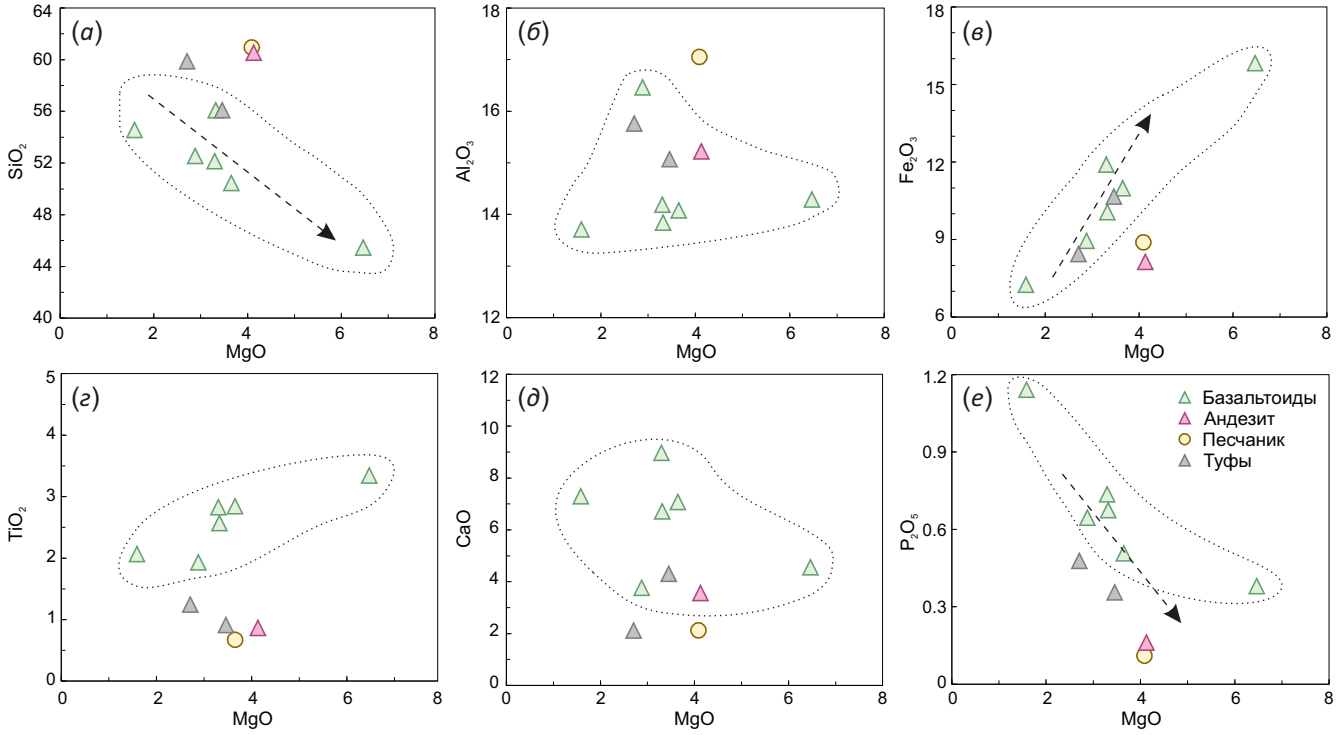

Рис. 10. Диаграммы MgO – породообразующие окислы для пород Итмурундинского АК. Пунктирная линия – область распространения вулканических пород (базальтоидов).

Fig. 10. Binary plots MgO vs. major oxides for volcanic and sedimentary rocks of the Itmurundy AC. Dashed line is the area of volcanic rocks.

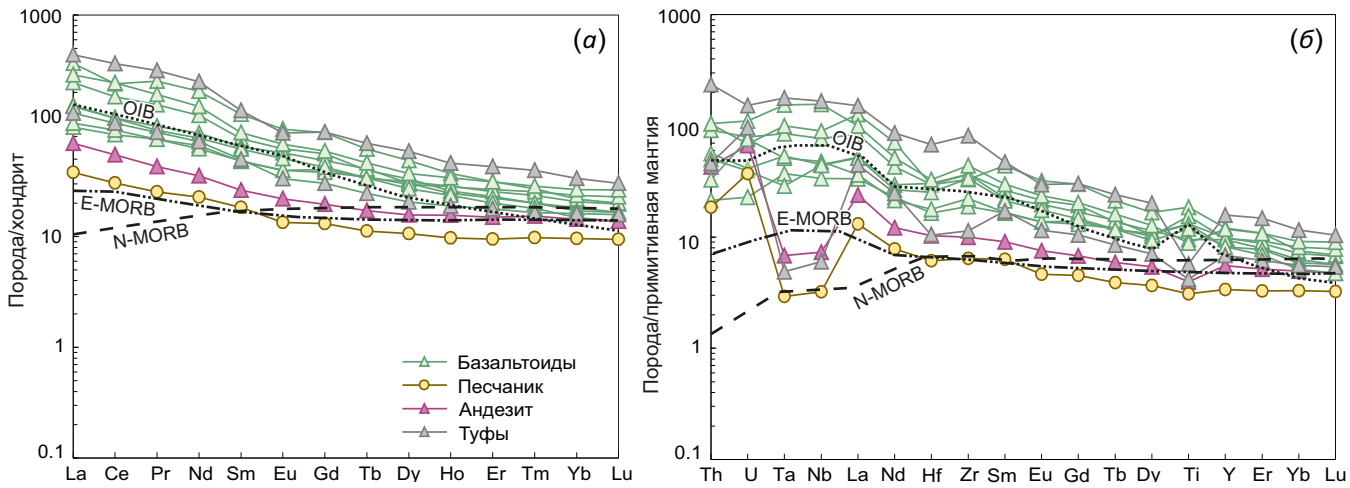

Рис. 11. Нормированные по хондриту кривые распределения редкоземельных элементов (*а*) и нормированные по примитивной мантии мультиэлементные спектры распределения редких элементов (*б*) для вулканических и осадочных пород Итмурундинского АК. Нормированные значения из [Sun, McDonough, 1989].

Fig. 11. Chondrite-normalized rare-earth element patterns (*a*) and primitive mantle-normalized multi-component trace element patterns (*б*) for volcanic and sedimentary rocks of the Itmurundy AC. Normalization values are from [Sun, McDonough, 1989].

Woodhead et al., 1993; и др.] и преобладание вулканитов такого же происхождения в области сноса песчаника.

По содержанию породообразующих окислов состав туфов близок к андезиту: SiO_2=56.1–59.9, TiO_2=0.9–1.2, Al_2O_3=15.1–15.8, MgO=2.7–3.5 мас. %. На бинарных диаграммах точки их составов располагаются близко к точкам составов вулканических пород, в первую очередь к андезиту (см. рис. 10, а–е). Спектры распределения РЗЭ обогащены лантаноидами (La_N=130–439, La/Yb_N=8.0–13.1, La/Sm_N=2.6–3.2) и дифференцированы в области тяжелых РЗЭ (Gd/Yb_N=1.9–2.6) (см. рис. 10, а). На мультиэлементном спектре для образца ИХ-19 отмечается минимум по Ta и Nb по отношению к Th и La (Nb/La_{pm}=0.13, Nb/Th_{pm}=0.13, Ta/Th_{pm}=0.11) (см. рис. 10, б). Образец It-21-17 характеризуется самыми высокими концентрациями относительно всех остальных образцов и минимумом по Ti (см. рис. 10, б).

Образец песчаника по содержанию породообразующих окислов близок к андезиту (SiO_2=60.94 мас. %). В сравнении с PAAS песчаник имеет более низкие концентрации TiO_2=0.67, Al_2O_3=17.05 и K_2O=1.68 мас. % и повышенные Fe_2O_3=8.89, MgO=4.09, CaO=2.13 и Na_2O=3.31 мас. % (Прил. 1, табл. 1.1). Эти характеристики предполагают наличие магматических пород среднего и/или основного состава в области сноса [Taylor, McLennan, 1985]. На бинарных диаграммах точка состава песчаника расположена близко к области распространения вулканических пород, чаще всего к точке состава андезита (см. рис. 10, а–е). По соотношению $\log(SiO_2/Al_2O_3)$ и $\log(Na_2O/K_2O)$ состав песчаника соответствует граувакке [Pettijohn et al., 1987].

6. ДИСКУССИЯ

Результаты предыдущих исследований показали, что магматические породы не только океанического, но и надсубдукционного происхождения могут находиться в непосредственной близости к отложениям аккреционного комплекса [Safonova et al., 2019, 2020]. Прямые контакты магматических и осадочных пород редки (см. рис. 5, в) и, как правило, имеют тектоническое происхождение. Отложения аккреционного комплекса часто смяты в складки, надвинуты или поддвинуты друг под друга. Более того, по данным изучения активных окраин современного Тихого океана было установлено, что образования магматической дуги и преддугового прогиба могут быть тектонически эродированы и могут исчезнуть из геологической летописи [Clift, Vannucchi, 2004; Scholl, von Huene, 2007; Isozaki et al., 2010; и др.]. Все эти факторы затрудняют отнесение той или иной ассоциации пород к аккреционному или надсубдукционному комплексу.

За последние годы для магматических пород Итмурундинской зоны были получены U-Pb датировки по цирконам. Возраст роговообманкового диорита из серпентинитового меланжа составил 502±4 млн лет [Safonova et al., 2020], а плагиогранита массива Кентаралау – 476±3 и 498±8 млн лет [Degtyarev et al., 2021]. Возраст роговообманкового и биотитового плагиогранита массива Тесиктас определен на уровне 531±6 и 532±±2 млн лет [Degtyarev et al., 2021], а плагиогранита из массива Восточный Архарсу – 520±2 млн лет [Degtyarev et al., 2021]. Таким образом, надежно установлен кембрийский возраст всего офиолитового комплекса, включающего породы как океанического (плагиогранит), так и надсубдукционного (диорит, габбро) происхождения.

Результаты петрографических и геохимических исследований показали, что вулканические и осадочные породы Итмурундинского АК генетически связаны между собой. Образцы туфов и песчаника содержат обломки афировых и порфировых вулканических пород среднего и основного состава с микролитами плагиоклаза и вулканического стекла (см. рис. 6). По основным петрографическим компонентам песчаник относится к граувакке [Shutov, 1967], т.е. образован за счет разрушения вулканических пород вблизи островной нерасчлененной островной дуги [Dickinson et al., 1983].

По содержанию породообразующих окислов часть вулканических пород, туфы и песчаник близки по составу к андезиту (см. рис. 9, а; Прил. 1, табл. 1.1). Состав туфов близок к андезибазальту и андезиту, а песчаника – к андезиту (см. рис. 10). Спектры распределения РЗЭ для всех образцов имеют одинаковый характер: обогащение легкими РЗЭ и умеренная до низкой дифференциация тяжелых РЗЭ (рис. 11, а). Для туфов характерен средний и высокий уровень концентраций РЗЭ, для песчаника – самый низкий. Спектры вулканических пород близки к таковому OIB [Sun, McDonough, 1989; Regelous et al., 2003; Safonova, 2009]. На мультиэлементных спектрах для базальтов и туфа отмечаются повышенные концентрации Nb и Ta, что характерно для базальтов типа OIB (рис. 11, б) [Sun, McDonough, 1989; Safonova, Santosh, 2014]. Для другого туфа, андезита и песчаника характерны минимумы по Nb-Ta и Ti, что предполагает их надсубдукционную природу.

На дискриминационной диаграмме $Sm/YbN–Nb/La_N$ видно, что изученные породы образовались в разных условиях (рис. 12, а). Точки составов двух образцов близки по составу к MORB, остальные расположены ближе к базальтам типа OIB. Состав андезита близок к вулканитам Алеутской и Марианской внутриокеанических дуг. На диаграмме $MnO–TiO_2–P_2O_5$ [Mullen, 1983] точка состава андезита расположена в области островодужных толеитов, остальные точки попадают в поле щелочных базальтов океанических островов (рис. 12, б). Наличие в составе аккреционного комплекса фрагментов океанических островов подтверждается наличием вулканогенно-осадочных брекчий и других пород склоновых фаций [Safonova et al., 2020]. Карбонатные отложения, характерные для океанических островов [Sano, Kanmera, 1988; Sano, Kojima, 2000; Safonova et al., 2015], редки. Это может быть связано с малым размером симаунтов, т.е. они не достигли глубин карбонатной компенсации, либо с растворением карбонатов в ходе миграции океанического острова к зоне субдукции. Базальты типа MORB в пределах Итмурундинского

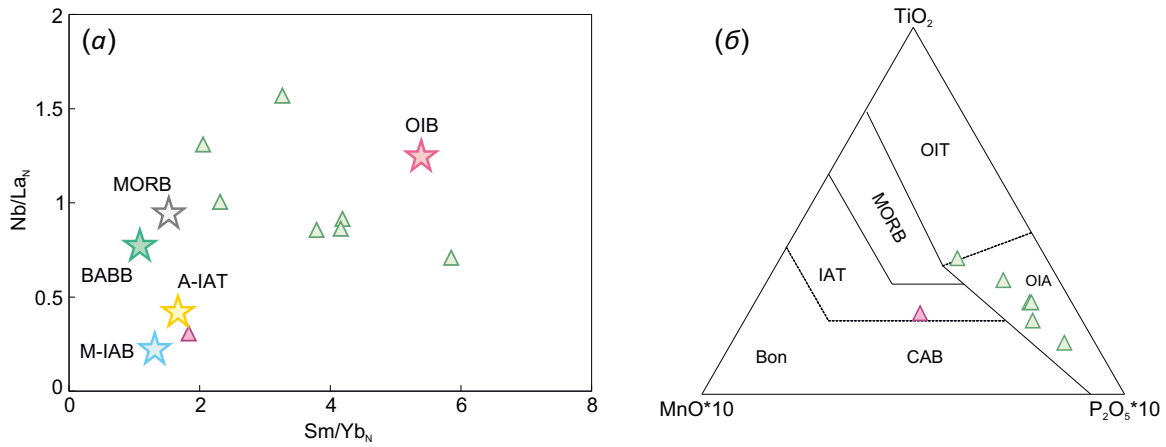

Рис. 12. Дискриминационные диаграммы.
(*а*) – диаграмма Sm/Yb$_N$–Nb/La$_N$, показывающая различные мантийные источники и обстановки формирования. Поля для базальтов задугового бассейна (BABB), островодужных толеитов Алеутской дуги (A-IAT), базальтов Марианской дуги (M-IAB) приведены по базе данных GEOROC (www.georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc), для плюмовых базальтов Гавайской горячей точки (OIB) и базальтов СОХ Тихого океана (MORB) даны по [Sun, McDonough, 1989]; (*б*) – диаграмма MnO–TiO$_2$–P$_2$O$_5$ [Mullen, 1983]; Bon – бониниты, CAB – базальты известково-щелочной серии, IAT – островодужные толеиты, MORB – базальты СОХ, OIT – толеиты океанических островов/симаунтов, OIA – щелочные базальты океанических островов.

Fig. 12. Discrimination diagrams.
(*a*) – Sm/Yb$_N$ vs. Nb/La$_N$ plot indicating different mantle sources and related tectonic settings. The average compositions of back-arc basin basalts (BABB), Aleutian arc tholeiites (A-IAT) and Mariana arc basalts (M-IAB) are from the GEOROC database (www.georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc). Hawaiian Hot Spot plume-related basalts (OIB) and basalts of the mid-ocean ridge in the Pacific (MORB) – from [Sun, McDonough, 1989]; (*б*) – triangle tectonic discrimination diagram MnO–TiO$_2$–P$_2$O$_5$ [Mullen, 1983]; CAB – calc-alkaline basalt; IAT – island-arc tholeiite; MORB – mid-oceanic ridge basalt; OIA – oceanic island alkaline basalt; OIT – oceanic island tholeiite; bon – boninite.

АК встречаются редко [Safonova et al., 2019, 2020], что можно объяснить их погружением в мантию вместе с субдуцирующей океанической плитой.

Тип магматической дуги – внутриокеанический или окраинно-континентальный – может быть определен по характеру распределения U-Pb возрастов детритовых цирконов из песчаников, образованных при ее разрушении. Унимодальный характер распределения возрастов цирконов на U-Pb гистограмме с возрастным интервалом 480–429 млн лет и главным пиком на 445 млн лет (см. рис. 8, б) предполагает образование песчаника за счет разрушения внутриокеанической дуги. Внутриокеаническая природа дуги подтверждается присутствием в Итмурундинской зоне андезибазальтов, андезитов и бонинитоподобных пород [Safonova et al., 2020]. Отсутствие более древних пиков подтверждает отсутствие в области сноса иных источников, что более характерно для окраинно-континентальной дуги. U-Pb датирование показало, что магматизм внутриокеанической дуги был активен в период с 432 до 480 млн лет, а активное осадконакопление началось в раннем силуре. Самые древние зерна цирконов показывают возраст 500 и 505 млн лет. Возрастные датировки в интервале 490–480 млн лет отсутствуют, но зафиксированы четыре значения в интервале 500–490 млн лет (см. рис. 8). Возможно, в позднем кембрии существовала более древняя магматическая дуга, которая позже была разрушена/эродирована. Дальнейшие исследования магматических и осадочных пород Итмурундинского АК позволят уточнить характер и количество магматических дуг на активных окраинах западной части Палеоазиатского океана в раннем палеозое.

7. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В Итмурундинской зоне Центрального Казахстана вулканические и осадочные породы встречаются в основном в составе аккреционных и надсубдукционных комплексов. По геологическим данным их разделение затруднительно из-за сложного строения аккреционного комплекса и пространственного совмещения входящих в его состав пород с породами надсубдукционного комплекса. Вулканические породы представлены афировыми и порфировыми базальтами и андезибазальтами. Геохимические характеристики большей части базальтов и туфов свидетельствуют об их образовании во внутриплитных океанических обстановках. Часть вулканитов и туфов имеет андезитовый состав и геохимические характеристики, предполагающие их надсубдукционное происхождение. Петрографический и химический состав песчаника соответствует граувакке, образованной в результате разрушения вулканических пород нерасчлененной островной дуги. Петрографические и геохимические характеристики андезита, андезитового туфа и песчаника предполагают их генетическую связь. Унимодальный характер распределения U-Pb возрастов детритовых цирконов в интервале 480–429 млн лет с пиком на 445 млн лет в граувакковом песчанике предполагает их образование при разрушении магматических пород позднеордовикской

внутриокеанической островной дуги. Имеющиеся и новые геологические, петрографические и геохимические данные, а также данные по U-Pb датированию детритовых цирконов показали, что вулканические и осадочные породы Итмурундинской зоны сформировались в ордовикское время во внутриплитной океанической обстановке и надсубдукционной обстановке на конвергентной окраине тихоокеанского типа.

8. ЗАЯВЛЕННЫЙ ВКЛАД АВТОРОВ / CONTRIBUTION OF THE AUTHORS

Все авторы внесли эквивалентный вклад в подготовку публикации.

The authors contributed equally to this article.

9. КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ / CONFLICT OF INTERESTS

Авторы заявляют об отсутствии у них конфликта интересов. Все авторы прочитали рукопись и согласны с опубликованной версией.

The authors have no conflicts of interest to declare. All authors have read and agreed to the published version of the manuscript.

10. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

Alexeiev D.V., Ryazantsev A.V., Kröner A., Tretyakov A.A., Xia X., Liu D.Y., 2011. Geochemical Data and Zircon Ages for Rocks in a High-Pressure Belt of Chu-Yili Mountains, Southern Kazakhstan: Implications for the Earliest Stages of Accretion in Kazakhstan and the Tianshan. Journal of Asian Earth Sciences 42 (5), 805–820. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2010.09.004.

Biske Yu.S., 1991. Island Arcs in the Paleozoic History of the Southern Tien Shan Region. Geotectonics 25 (2), 127–131 (in Russian) [Бискэ Ю.С. Островные дуги в палеозойской истории Южного Тянь-Шаня // Геотектоника. 1991. № 2. С. 41–46].

Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Davis D.W., Aleinikoff J.N., Valley J.W., Mundil R., Campbell I.H. et al., 2004. Improved $^{206}Pb/^{238}U$ Microprobe Geochronology by the Monitoring of a Trace-Element-Related Matrix Effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and Oxygen Isotope Documentation for a Series of Zircon Standards. Chemical Geology 205 (1–2), 115–140. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.01.003.

Clift P.D., Vannucchi P., 2004. Controls on Tectonic Accretion versus Erosion in Subduction Zones: Implications for the Origin and Recycling of the Continental Crust. Reviews of Geophysics 42 (2), RG2001. https://doi.org/10.1029/2003RG000127.

Coleman R.G., 1977. Ophiolites. Ancient Oceanic Lithosphere? Springer, Berlin, Heidelberg, 229 p. https://doi.org/10.1007/978-3-642-66673-5.

Degtyarev K.E., 1999. Tectonic Evolution of the Early Paleozoic Active Margin in Kazakhstan. Vol. 513. Nauka, Moscow, 123 p. (in Russian) [Дегтярев К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойской активной окраины в Казахстане // Труды ГИН РАН. М.: Наука, 1999. Вып. 513. 123 с.].

Degtyarev K.E., Luchitskaya M.V., Tretyakov A.A., Pilitsyna A.V., Yakubchuk A.S., 2021. Early Paleozoic Suprasubduction Complexes of the North Balkhash Ophiolite Zone (Central Kazakhstan): Geochronology, Geochemistry and Implications for Tectonic Evolution of the Junggar-Balkhash Ocean. Lithos 380–381, 105818. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105818.

Degtyarev K.E., Yakubchuk A.S., Luchitskaya M.V., Tretyakov A.A., 2020. Age and Structure of a Fragment of the Early Cambrian Ophiolite Sequence (North Balkhash Zone, Central Kazakhstan). Doklady Earth Sciences 491, 111–116. https://doi.org/10.1134/S1028334X20030034.

Dickinson W.R., Beard L.S., Brakenridge G.R., Erjavek J.L., Ferguson R.C., Inman K.F., Knepp R.A., Lindberg F.A., Ryberg P.T., 1983. Provenance of North American Phanerozoic Sandstones in Relation to Tectonic Setting. Geological Society of America Bulletin 94 (2), 222–235. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1983)94<222:PONAPS>2.0.CO;2.

Dobretsov N.L., Berzin N.A., Buslov M.M., 1995. Opening and Tectonic Evolution of the Paleo-Asian Ocean. International Geology Review 37 (4), 335–360. https://doi.org/10.1080/00206819509465407.

Geological Map of the USSR, 1960. Series Balkhash. Scale 1:200000. Sheet L-43-XI. South Kazakhstan Geological Department of the Mingeo USSR (in Russian) [Геологическая карта СССР. Серия Прибалхашская. Масштаб 1:200000. Лист L-43-XI. Южно-Казахстанское геологическое управление Мингео СССР, 1960].

Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y., 2008. GLITTER: Data Reduction Software for Laser Ablation ICPMS. In: P.J. Sylvester (Ed.), Laser Ablation-ICP-MS in the Earth Sciences: Current Practices and Outstanding Issues. Mineralogical Association of Canada Short Course Series. Vol. 40. Vancouver, p. 308–311.

Irvine T.N., Baragar W.R.A., 1971. A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. Canadian Journal of Earth Sciences 8 (5), 523–547. https://doi.org/10.1139/e71-055.

Isozaki Y., Aoki K., Nakama T., Yanai S., 2010. New Insight into a Subduction-Related Orogen: A Reappraisal of the Geotectonic Framework and Evolution of the Japanese Islands. Gondwana Research 18 (1), 82–105. https://doi.org/10.1016/j.gr.2010.02.015.

Isozaki Y., Maruyama S., Fukuoka F., 1990. Accreted Oceanic Materials in Japan. Tectonophysics 181 (1–4), 179–205. https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90016-2.

Jensen L.S., 1976. A New Cation Plot for Classifying Subalkalic Volcanic Rocks. Ontario Division Mines Miscellaneous, 22 p.

Jochum K.P., Nohl U., 2008. Reference Materials in Geochemistry and Environmental Research and the Georem Database. Chemical Geology 253, 50–53. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.04.002.

Khanchuk A.I., Nikitina A.P., Panchenko I.V., Burii G.I., Kemkin I.V., 1989. Paleozoic and Mesozoic Guyots of Sikhote-Alin and Sakhalin. Doklady of the USSR Academy of Sciences 307 (1), 186-190 (in Russian) [Ханчук А.И., Никитина А.П., Панченко И.В., Бурий Г.И., Кемкин И.В. Палеозойские и

мезозойские гайоты Сихотэ-Алиня и Сахалина // Доклады АН СССР. 1989. Т. 307. № 1. С. 186–190].

Khubanov V.B., Buyantuev M.D., Tsygankov A.A., 2016. U–Pb Dating of Zircons from PZ3–MZ Igneous Complexes of Transbaikalia by Sector-Field Mass Spectrometry with Laser Sampling: Technique and Comparison with SHRIMP. Russian Geology and Geophysics 57 (1), 190–205. https://doi.org/10.1016/j.rgg.2016.01.013.

Kurenkov S.A., Didenko A.N., Simonov V.A., 2002. Geodynamics of Paleospreding. GEOS, Moscow, 294 p. (in Russian) [Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. Геодинамика палеоспрединга. М.: ГЕОС, 2002. 294 с.].

Kusky T., Windley B., Safonova I., Wakita K., Wakabayashi J., Polat A., Santosh M., 2013. Recognition of Ocean Plate Stratigraphy in Accretionary Orogens through Earth History: A Record of 3.8 Billion Years of Sea Floor Spreading, Subduction, and Accretion. Gondwana Research 24 (2), 501–547. https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.01.004.

Le Maitre R.W. (Ed.), 2002. Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms. Cambridge University Press, Cambridge, 251 p.

Long X., Yuan C., Sun M., Safonova I., Xiao W., Wang Y., 2012. Geochemistry and U-Pb Detrital Zircon Dating of Paleozoic Graywackes in East Junggar, NW China: Insights into Subduction–Accretion Processes in the Southern Central Asian Orogenic Belt. Gondwana Research 21, (2–3) 637–653. https://doi.org/10.1016/j.gr.2011.05.015.

Ludwig K.R., 2012. ISOPLOT 3.75. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. User's Manual. Berkeley Geochronology Center Special Publication 5, 75 p.

Macdonald G.A., 1968. Composition and Origin of Hawaiian Lavas. In: R.R. Coats, R.L. Hay, C.A. Anderson (Eds), Studies in Volcanology. Geological Society of America Memoir 116, 477–522. https://doi.org/10.1130/MEM116-p477.

Maruyama S., 1997. Pacific-Type Orogeny Revisited: Miyashiro-Type Orogeny Proposed. Island Arc 6 (1), 91–120. https://doi.org/10.1111/j.1440-1738.1997.tb00042.x.

Maruyama S., Omori S., Sensu H., Kawai K., Windley B.F., 2011. Pacific-Type Orogens: New Concepts and Variations in Space and Time from Present to Past. Journal of Geography 120 (1), 115–223. https://doi.org/10.5026/jgeography.120.115.

Miyashiro A., 1973. The Troodos Ophiolitic Complex Was Probably Formed in an Island Arc. Earth and Planetary Science Letters 19 (2), 218–224. https://doi.org/10.1016/0012-821X(73)90118-0.

Miyashiro A., 1975. Volcanic Rock Series and Tectonic Setting. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 3, 251–269. https://doi.org/10.1146/annurev.ea.03.050175.001343.

Mullen E.D., 1983. $MnO/TiO_2/P_2O_5$: A Minor Element Discriminant for Basaltic Rocks of Oceanic Environments and Its Implications for Petrogenesis. Earth and Planetary Science Letters 62 (1), 53–62. https://doi.org/10.1016/0012-821X(83)90070-5.

Nikitin I.F., 2002. Ordovician Siliceous and Siliceous-Basalt Complexes of Kazakhstan. Russian Geology and Geophysics 43, 512–527 (in Russian) [Никитин И.Ф. Ордовикские кремнистые и кремнисто-базальтовые комплексы Казахстана // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. С. 512–527].

Novikova M.Z., Gerasimova N.A., Dubinina S.V., 1983. Conodonts from the Volcanic-Siliceous Complex of the Northern Balkhash. Doklady of the USSR Academy of Sciences 271, 1449–1451 (in Russian) [Новикова М.З., Герасимова Н.А., Дубинина С.В. Конодонты из вулканогенно-кремнистого комплекса Северного Прибалхашья // Доклады АН СССР. 1983. Т. 271. С. 1449–1451].

Orihashi Y., Hirata T., 2003. Rapid Quantitative Analysis of Y and REE Abundances in XRF Glass Bead for Selected GSJ Reference Rock Standards Using Nd-YAG 266 nm UV Laser Ablation ICP-MS. Geochemical Journal 37 (3), 401–412. https://doi.org/10.2343/geochemj.37.401.

Patalakha E.I., Belyi V.A., 1981. Ophiolites of the Itmurundy-Kazyk. In: A.A. Abdulin, E.I. Patalakha (Eds), Ophiolites of Kazakhstan. Nauka, Alma-Ata, p. 7–102 (in Russian) [Паталаха Е.И., Белый В.А. Офиолиты Итмурунды-Казыкской зоны // Офиолиты Казахстана / Ред. А.А. Абдулин, Е.И. Паталаха. Алма-Ата: Наука, 1981. С. 7–102].

Pearce J.A., Peate D.W., 1995. Tectonic Implications of the Composition of Volcanic Arc Magmas. Annual Reviews in Earth and Planetary Sciences 23, 251–285. https://doi.org/10.1146/annurev.ea.23.050195.001343.

Pettijohn F.J., Potter P.E., Siever R., 1987. Sand and Sandstone. Springer, New York, 553 p. https://doi.org/10.1007/978-1-4612-1066-5.

Regelous M., Hofmann A.W., Abouchami W., Galer S.J.G., 2003. Geochemistry of Lavas from the Emperor Seamounts, and the Geochemical Evolution of Hawaiian Magmatism from 85 to 42 Ma. Journal of Petrology 44 (1), 113–140. https://doi.org/10.1093/petrology/44.1.113.

Safonova I., 2009. Intraplate Magmatism and Oceanic Plate Stratigraphy of the Paleo-Asian and Paleo-Pacific Oceans from 600 to 140 Ma. Ore Geology Reviews 35 (2), 137–154. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2008.09.002.

Safonova I., Kojima S., Nakae S., Romer R., Seltmann R., Sano H., Onoue T., 2015. Oceanic Island Basalts in Accretionary Complexes of SW Japan: Tectonic and Petrogenetic Implications. Journal of Asian Earth Sciences 113 (1), 508–523. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2014.09.015.

Safonova I., Maruyama S., Kojima S., Komiya T., Krivonogov S., Koshida K., 2016. Recognizing OIB and MORB in Accretionary Complexes: A New Approach Based on Ocean Plate Stratigraphy, Petrology, and Geochemistry. Gondwana Research 33, 92–114. https://doi.org/10.1016/j.gr.2015.06.013.

Safonova I.Yu, Perfilova A.A., Obut O.T., Savinsky I.A., Cherny R.I., Petrenko N.A., Gurova A.V., Kotler P.D. et al., 2019. Itmurundy Accretionary Complex (Northern Balkhash): Geological Structure, Stratigraphy and Tectonic Origin. Russian Journal of Pacific Geology 13, 283–296. https://doi.org/10.1134/S1819714019030072.

Safonova I., Santosh M., 2014. Accretionary Complexes in the Asia-Pacific Region: Tracing Archives of Ocean Plate Stratigraphy and Tracking Mantle Plumes. Gondwana Research 25 (1), 126–158. https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.10.008.

Safonova I.Yu., Savinsky I.A., Perfilova A.A., Gurova A.V., Maruyama S., Tsujimori T., 2020. Itmurundy Accretionary Complex (Northern Balkhash): Geological Structure, Stratigraphy and Tectonic Origin. Gondwana Research 79, 49–69. https://doi.org/10.1016/j.gr.2019.09.004.

Sano H., Kanmera K., 1988. Paleogeographic Reconstruction of Accreted Oceanic Rocks, Akiyoshi, Southwest Japan. Geology 16 (7), 600–602. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1988)016<0600:PROAOR>2.3.CO;2.

Sano H., Kojima S., 2000. Carboniferous to Jurassic Oceanic Rocks of Mino-Tamba-Ashio Terrane, Southwest Japan. The Memoirs of the Geological Society of Japan 55, 123–144.

Scholl D.W., von Huene R., 2007. Crustal Recycling at Modern Subduction Zones Applied to the Past – Issues of Growth and Preservation of Continental Basement Crust, Mantle Geochemistry, and Supercontinent Reconstruction. Geological Society of America Memoirs 200, 9–32. https://doi.org/10.1130/2007.1200(02).

Shutov V.D., 1967. Classification of Sandstones. Lithology and Mineral Resources 5, 86–103 (in Russian) [Шутов В.Д. Классификация песчаников // Литология и полезные ископаемые. 1967. № 5. С. 86–102].

Slama J., Kosler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A. et al., 2008. Plešovice Zircon – a New Natural Reference Material for U–Pb and Hf Isotopic Microanalysis. Chemical Geology 249 (1–2), 1–35. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.11.005.

Stepanets V.G., 2015. Geology and Geodynamics of Central Kazakhstan Ophiolites. Karaganda State Technical University Publishing House, Karaganda, 362 p. (in Russian) [Степанец В.Г. Геология и геодинамика офиолитов Центрального Казахстана. Караганда: Изд-во КарТУ, 2015. 362 с.].

Stern R.J., Scholl D.W., 2010. Yin and Yang of Continental Crust Creation and Destruction by Plate Tectonic Processes. International Geology Review 52 (1), 1–31. https://doi.org/10.1080/00206810903332322.

Sun S.-S., McDonough W.F., 1989. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. In: A.D. Saunders, M.J. Norry (Eds), Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society of London Special Publications 42, 313–345. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19.

Taylor S.R., McLennan S.M., 1985. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Blackwell, Oxford, 379 p.

Wakita K., 2012. Mappable Features of Mélanges Derived from Ocean Plate Stratigraphy in the Jurassic Accretionary Complexes of Mino and Chichibu Terranes, Southwest Japan. Tectonophysics 568–569, 74–85. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.10.019.

Wakita K., Metcalfe I., 2005. Ocean Plate Stratigraphy in East and Southeast Asia. Journal of Asian Earth Sciences 24 (60), 670–702. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2004.04.004.

Winchester J.A., Floyd P.A., 1977. Geochemical Discrimination of Different Magma Series and Their Differentiation Products Using Immobile Elements. Chemical Geology 20, 325–343. https://doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2.

Windley B.F., Alexeiev D., Xiao W., Kröner A., Badarch G., 2007. Tectonic Models for Accretion of the Central Asian Orogenic Belt. Journal of the Geological Society of London 164 (1), 31–47. http://dx.doi.org/10.1144/0016-76492006-022.

Woodhead J., Eggins S., Gamble J., 1993. High Field Strength and Transition Element Systematics in Island Arc and Back-Arc Basin Basalts: Evidence for Multi-Phase Melt Extraction and a Depleted Mantle Wedge. Earth and Planetary Science Letters 114 (4), 491–504. https://doi.org/10.1016/0012-821X(93)90078-N.

Xiao W.J., Huang B., Han C., Sun S., Li. J., 2010. A Review of the Western Part of the Altaids: A Key to Understanding the Architecture of Accretionary Orogens. Gondwana Research 18 (2–3), 253–273. https://doi.org/10.1016/j.gr.2010.01.007.

Yan Q., Castillo P., Shi X., Wang L., Liao L., Ren J., 2015. Geochemistry and Petrogenesis of Volcanic Rocks from the Continent-Ocean Transition Zone in Northern South China Sea and Their Tectonic Implications. Lithos 218–219, 117–126. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.12.023.

Yarmolyuk V.V., Kovach V.P., Kozakov I.K., Kozlovsky A.M., Kotov A.B., Rytsk E.Y., 2012. Mechanisms of Continental Crust Formation in the Central Asian Foldbelt. Geotectonics 46, 251–272. https://doi.org/10.1134/S001685211204005X.

Zhylkaidarov A.M., 1998. Conodonts form Ordovician of Central Kazakhstan. Acta Paleontologica Polonica 43 (1), 53–68.

Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Natapov L.M., 1990. Geology of the USSR: A Plate Tectonic Synthesis. Geodynamic Monograph Series. American Geophysical Union, 242 p.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1 / APPENDIX 1

Таблица 1.1. U-Pb изотопные данные для цирконов из граувакковых песчаника Итмурундинского АК
Table 1.1. U–Pb zircon data from Itmurundy greywacke sandstone

№	Изотопные отношения					Возраст, млн лет				Конк. отн., %	г/т		Th/U
	$^{207}Pb/^{235}U$	2σ	$^{206}Pb/^{238}U$	2σ	rho	$^{207}Pb/^{235}U$	2σ	$^{206}Pb/^{238}U$	2σ		Th	U	
N1902-2	0.5706	0.0266	0.0748	0.0012	0.3339	458.4	17.2	464.8	7.0	99	15	54	0.27
N1902-3	0.5993	0.0184	0.0760	0.0010	0.4403	476.8	11.7	472.1	6.2	101	92	253	0.37
N1902-5	0.5717	0.0174	0.0706	0.0010	0.4429	459.1	11.3	439.5	5.7	104	105	277	0.38
N1902-6	0.5647	0.0251	0.0712	0.0011	0.3434	454.6	16.3	443.3	6.5	105	23	64	0.36
N1902-7	0.5732	0.0189	0.0727	0.0010	0.4189	460.1	12.2	452.4	6.0	106	75	177	0.43
N1902-10	0.5531	0.0198	0.0706	0.0010	0.3952	447.0	12.9	439.6	6.0	102	47	130	0.36
N1902-11	0.5316	0.0207	0.0696	0.0010	0.3720	432.9	13.7	433.5	6.1	100	36	98	0.37
N1902-14	0.5563	0.0279	0.0706	0.0033	0.9252	449.1	18.2	439.5	19.7	102	131	422	0.31
N1902-16	0.5509	0.0281	0.0718	0.0033	0.9094	445.6	18.4	447.2	20.1	100	115	289	0.40
N1902-17	0.5613	0.0284	0.0719	0.0033	0.9166	452.3	18.5	447.7	20.1	101	150	333	0.45
N1902-18	0.5467	0.0281	0.0707	0.0033	0.9053	442.8	18.4	440.5	19.8	101	90	266	0.34
N1902-19	0.5934	0.0312	0.0752	0.0035	0.8850	473.0	19.9	467.1	21.0	101	78	174	0.45
N1902-20	0.5493	0.0275	0.0699	0.0032	0.9263	444.6	18.0	435.5	19.5	102	208	441	0.47
N1902-21	0.5493	0.0320	0.0726	0.0034	0.8040	444.6	21.0	452.1	20.5	98	24	80	0.30
N1902-23	0.5637	0.0287	0.0701	0.0033	0.9126	453.9	18.6	436.5	19.6	104	123	301	0.41
N1902-24	0.5621	0.0307	0.0716	0.0033	0.8533	452.9	20.0	445.7	20.1	102	46	124	0.37
N1902-25	0.5594	0.0277	0.0713	0.0033	0.9365	451.2	18.0	444.2	19.9	102	588	621	0.95
N1902-26	0.5629	0.0313	0.0708	0.0033	0.8397	453.4	20.3	441.2	19.9	103	38	108	0.35
N1902-27	0.5287	0.0278	0.0726	0.0034	0.8861	431.0	18.4	451.9	20.3	97	43	197	0.22
N1902-31	0.6109	0.0194	0.0736	0.0014	0.6018	484.1	12.2	457.8	8.5	106	48	152	0.32
N1902-32	0.5759	0.0163	0.0735	0.0014	0.6666	461.8	10.5	457.1	8.3	101	94	282	0.33
N1902-33	0.5453	0.0188	0.0689	0.0013	0.5613	441.9	12.3	429.5	8.0	103	57	125	0.45
N1902-34	0.5689	0.0181	0.0695	0.0013	0.6010	457.3	11.7	433.2	8.0	106	82	163	0.50
N1902-35	0.5650	0.0161	0.0711	0.0013	0.6628	454.8	10.4	443.0	8.1	103	103	277	0.37
N1902-36	0.5882	0.0182	0.0743	0.0014	0.6159	469.7	11.6	461.8	8.5	102	73	177	0.42
N1902-37	0.5843	0.0211	0.0698	0.0014	0.5409	467.2	13.5	434.7	8.2	107	32	101	0.32
N1902-38	0.5908	0.0166	0.0728	0.0014	0.6679	471.3	10.6	453.1	8.2	104	123	281	0.44
N1902-39	0.5661	0.0191	0.0737	0.0014	0.5700	455.5	12.4	458.3	8.5	101	46	129	0.36
N1902-40	0.5898	0.0185	0.0720	0.0014	0.6081	470.7	11.8	447.9	8.3	105	94	166	0.56
N1902-41	0.5460	0.0193	0.0697	0.0014	0.5501	442.4	12.7	434.2	8.1	102	49	116	0.42
N1902-42	0.6217	0.0213	0.0773	0.0016	0.5852	490.9	13.4	479.9	9.3	102	49	163	0.30
N1902-43	0.5699	0.0216	0.0730	0.0015	0.5380	458.0	14.0	454.4	8.9	101	53	116	0.46
N1902-44	0.5694	0.0202	0.0710	0.0014	0.5688	457.6	13.1	442.2	8.6	101	50	152	0.33
N1902-45	0.5911	0.0186	0.0713	0.0014	0.6301	471.6	11.9	444.1	8.5	106	138	293	0.47
N1902-46	0.5597	0.0171	0.0717	0.0014	0.6459	451.4	11.1	446.5	8.5	101	162	395	0.41
N1902-47	0.5594	0.0168	0.0714	0.0014	0.6553	451.1	11.0	444.7	8.5	101	240	464	0.52
N1902-48	0.5713	0.0194	0.0719	0.0014	0.5897	458.8	12.5	447.4	8.7	103	110	189	0.58
N1902-49	0.6016	0.0186	0.0734	0.0015	0.6392	478.3	11.8	456.4	8.7	105	113	330	0.34
N1902-50	0.6304	0.0216	0.0745	0.0015	0.5863	496.4	13.5	463.0	9.0	107	67	166	0.40
N1902-51	0.5816	0.0175	0.0749	0.0015	0.6562	465.5	11.2	465.9	8.9	100	221	458	0.48
N1902-52	0.6064	0.0253	0.0763	0.0016	0.4979	481.3	16.0	473.9	9.5	104	27	78	0.35
N1902-53	0.5669	0.0171	0.0730	0.0014	0.6530	456.0	11.1	454.1	8.6	100	225	446	0.51
N1902-54	0.6336	0.0234	0.0733	0.0015	0.5522	498.3	14.5	455.8	9.0	109	38	117	0.32
N1902-55	0.5869	0.0241	0.0693	0.0014	0.5049	468.9	15.4	431.9	8.7	109	49	85	0.58
N1902-56	0.5542	0.0152	0.0708	0.0010	0.4970	447.7	10.0	441.2	5.8	101	91	273	0.33
N1902-57	0.5638	0.0186	0.0764	0.0011	0.4306	454.0	12.1	474.5	6.5	96	50	129	0.39
N1902-58	0.6329	0.0188	0.0742	0.0010	0.4701	497.9	11.7	461.6	6.2	108	60	169	0.35
N1902-59	0.5927	0.0169	0.0716	0.0010	0.4847	472.6	10.8	445.9	5.9	106	109	217	0.50
N1902-60	0.5900	0.0177	0.0755	0.0011	0.4655	470.9	11.3	469.0	6.3	100	66	176	0.37
N1902-61	0.6405	0.0169	0.0764	0.0010	0.5148	502.6	10.5	474.7	6.2	106	160	294	0.54
N1902-65	0.6427	0.0177	0.0815	0.0011	0.4958	504.0	11.0	505.1	6.7	100	80	230	0.35
N1902-66	0.6387	0.0203	0.0745	0.0011	0.4471	501.5	12.6	463.2	6.4	108	46	130	0.35
N1902-67	0.5787	0.0178	0.0717	0.0010	0.4561	463.6	11.5	446.4	6.1	104	52	160	0.32

Таблица 1.2. Содержание (мас. %) петрогенных и редких элементов в породах Итмурундинского АК
Table 1.2. Whole rock major element and trace element compositions (wt. %) of volcanic and sedimentary rocks of the Itmurundy AC

Компоненты	It-04-17	It-11-17	It-59-17	It-68-17	N17005	N17040	It-09-17	It-24-17	N1902	ИХ-19	It-21-17	PAAS*
	Б	Б	Б	Б	Б	АБ	АБ	Ан	Пс	Туф	Туф	
SiO_2	50.46	48.29	45.46	52.55	52.14	56.09	54.56	60.53	60.94	56.09	59.87	62.8
TiO_2	2.84	4.01	3.34	1.93	2.82	2.57	2.06	0.86	0.67	0.91	1.24	1.00
Al_2O_3	14.08	15.18	14.29	16.46	14.19	13.84	13.71	15.22	17.05	15.07	15.76	18.9
Fe_2O_3	10.99	14.75	15.83	8.95	11.90	10.06	7.25	8.13	8.89	10.66	8.44	7.22
MgO	3.65	1.49	6.47	2.88	3.30	3.32	1.59	4.13	4.09	3.46	2.71	2.20
CaO	7.07	3.99	4.55	3.76	8.97	6.71	7.29	3.56	2.13	4.30	2.12	1.30
MnO	0.12	0.11	0.19	0.11	0.11	0.10	0.10	0.14	0.09	0.19	0.08	0.11
Na_2O	5.26	1.82	2.43	4.32	3.55	3.85	3.17	3.31	3.31	3.50	4.66	1.20
K_2O	0.08	6.46	2.32	4.88	1.14	1.73	4.19	1.48	1.68	1.48	2.02	3.70
P_2O_5	0.51	1.91	0.38	0.65	0.74	0.67	1.14	0.16	0.11	0.36	0.48	0.16
п.п.п.	5.14	2.24	5.12	2.62	1.67	1.73	5.40	2.94	3.84	3.06	3.01	6.00
Сумма	100.3	100.5	100.5	99.4	100.6	100.8	100.7	100.58	99.2	99.2	100.5	104.6
#Mg	39.9	16.8	45	39.2	35.7	39.8	30.5	50.4	47.9	39.4	39.1	37.9
FeO/MgO	2.7	8.9	2.2	2.8	3.2	2.7	4.1	1.8	1.9	2.8	2.8	2.9
Al_2O_3/TiO_2	4.9	3.8	4.3	8.5	5.0	5.4	6.7	17.7	25.4	16.6	12.7	18.9
Rb	0.7	58.0	17.7	31.7	22.0	41.9	44.0	35.0	28.0	12.7	41.0	160
Sr	211	295	140	373	461	257	343	338	288	356	209	200
Y	45	55	44	54	37	37	43	25	15	31	72	27
Zr	212	371	248	493	413	377	410	112	72	127	916	210
Nb	24	64	34	112	32	32	55	5	2	4	119	19
Cs	<0.1	0.3	0.1	0.2	0.2	0.3	0.3	1.0	0.7	0.1	0.6	15.0
Ba	151	1330	260	2 223	224	459	1280	466	297	786	495	650
La	23	87	25	69	36	35	58	16	9	31	104	38
Ce	51.0	147.0	56.0	149.5	72.0	71.8	112.0	33.5	18.6	64.7	223.0	79.6
Pr	7.2	24.0	7.2	18.3	9.4	8.7	14.7	4.1	2.4	8.3	30.0	8.8
Nd	31	96	29	70	40	36.21	58	16.49	10.6	33.71	117	33.9
Sm	7.3	19.5	7.4	13.3	9.9	9.4	11.7	4.0	2.8	7.6	21.0	5.5
Eu	2.3	5.4	2.3	4.0	3.3	2.9	3.6	1.3	0.8	1.9	5.0	1.1
Gd	8.3	17.8	7.8	12.1	10.0	8.7	11.5	4.0	2.7	6.2	18.0	4.7
Tb	1.3	2.3	1.3	1.7	1.5	1.3	1.5	0.6	0.4	0.9	2.6	0.8
Dy	7.9	12.3	7.5	9.4	7.7	6.9	8.4	3.9	2.7	5.2	14.9	4.7
Ho	1.6	2.1	1.6	1.9	1.4	1.3	1.5	0.9	0.6	1.1	2.6	1.0
Er	4.2	5.2	4.4	5.2	3.7	3.3	3.8	2.5	1.6	2.9	7.1	2.9
Tm	0.6	0.7	0.6	0.7	0.5	0.5	0.5	0.4	0.2	0.4	1.0	0.4
Yb	3.5	3.7	4.0	4.5	2.9	2.5	3.1	2.4	1.6	2.8	5.7	2.8
Lu	0.5	0.5	0.6	0.7	0.4	0.3	0.4	0.3	0.2	0.4	0.8	0.4
Hf	5.1	9.1	5.5	10.1	9.4	7.8	9.2	3.2	1.9	3.2	21.0	5.0
Ta	1.5	4.1	2.1	6.3	2.2	1.2	3.5	0.3	0.1	0.1	7.3	1.3
Th	1.8	8.8	2.8	8.9	4.8	4.3	7.8	3.7	1.6	3.9	20	14.6
U	0.5	1.4	1.6	2.3	0.9	0.8	1.7	1.4	0.8	2.1	3.2	3.1
$(Gd/Yb)_N$	1.96	3.98	1.61	2.23	2.85	2.85	3.07	1.37	1.87	1.37	2.61	–
$(La/Sm)_N$	4.71	16.87	4.48	3.34	8.90	10.06	13.42	2.64	8.03	3.96	13.09	–
$(La/Yb)_N$	2.03	2.88	2.18	10.92	2.35	2.42	3.20	4.85	2.61	2.08	3.2	–
$(Nb/La)_{PM}$	1.01	0.71	1.31	1.57	0.86	0.86	0.91	0.31	0.13	0.25	1.1	–
$(Nb/Th)_{PM}$	1.57	0.87	1.45	1.5	0.79	0.89	0.84	0.17	0.13	0.17	0.71	–
$(Th/La)_{PM}$	0.64	0.82	0.91	1.05	1.08	0.97	1.09	0.31	1.03	1.42	1.55	–

Примечание. *PAAS – Post Archean Australian Shale (постархейские глинистые сланцы Австралии). Б – базальт, АБ – андезибазальт, Ан – андезит, Пс – песчаник.
Note: *PAAS – Post Archean Australian Shale. Б – basalt, АБ – andesite basalt, Ан – andesite, Пс – sandstone.