



<https://doi.org/10.5800/GT-2017-8-4-0332>

GEOCHRONOLOGY OF THE METAMORPHIC ROCKS IN THE KURAI ACCRETIONARY PRISM (SOUTH-EASTERN GORNY ALTAI)

A. V. Kulikova^{1,2}, M. M. Buslov^{1,2}, A. V. Travin^{1,2,3,4}

¹V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of RAS, Novosibirsk, Russia

²Novosibirsk National Research State University, Novosibirsk, Russia

³Novosibirsk State Technical University, Novosibirsk, Russia

⁴Tomsk State University, Tomsk, Russia

Abstract: The paper provides a review of the published and new geological and geochronological data on the metamorphic rocks in the Kurai accretionary prism, considering the evolution of the Kuznetsk-Altai island-arc paleosubduction channel of the Siberian continent. The following two stages are distinguished by ⁴⁰Ar/³⁹Ar and U/Pb dating: (1) 636–619 Ma and earlier: sinking of ophiolites into the subduction zone; (2) 604–585 Ma: sinking of the large bodies of oceanic uplifts into the subduction zone. These processes led to the exhumation of the high-pressure rocks and the hot Chagan-Uzun peridotites. The dynamo-thermal effect of the latter on the basalts is reflected in the inverted metamorphic zoning and the occurrence of garnet amphibolites and plagiogranite migmatites. It is probable that the paleo-seamounts collided with the island arc during the Vendian–Early Cambrian. The data reviewed in this paper give evidence of an active margin of the West Pacific type in the western Altai-Sayan folded region in the Vendian–Cambrian.

Key words: accretionary prism; geochronology; ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating; metamorphic rocks

RESEARCH ARTICLE

Recommended by E.V. Sklyarov

Received: July 20, 2017

Revised: November 8, 2017

Accepted: November 13, 2017

For citation: Kulikova A.V., Buslov M.M., Travin A.V., 2017. Geochronology of the metamorphic rocks in the Kurai accretionary prism (South-Eastern Gorny Altai). *Geodynamics & Tectonophysics* 8 (4), 1049–1063. doi:10.5800/GT-2017-8-4-0332.

Для цитирования: Куликова А.В., Буслов М.М., Травин А.В. Геохронология метаморфических пород Курайского аккреционного клина (юго-восточная часть Горного Алтая) // *Геодинамика и тектонофизика*. 2017. Т. 8. № 4. С. 1049–1063. doi:10.5800/GT-2017-8-4-0332.

ГЕОХРОНОЛОГИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД КУРАЙСКОГО АККРЕЦИОННОГО КЛИНА (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ ГОРНОГО АЛТАЯ)

А. В. Куликова^{1,2}, М. М. Буслов^{1,2}, А. В. Травин^{1,2,3,4}

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

²Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, Новосибирск, Россия

³Новосибирский государственный технический университет, Новосибирск, Россия

⁴Томский государственный университет, Томск, Россия

Аннотация: Представлен обзор опубликованных и новых геолого-геохронологических данных по метаморфическим породам Курайского аккреционного клина, характеризующих эволюцию палеосубдукционного канала Кузнецко-Алтайской островной дуги Сибирского континента. По результатам ⁴⁰Ar/³⁹Ar и U/Pb датирования выделяются: 1) этап в интервале 636–619 млн лет и древнее, когда в зону субдукции погружались преимущественно офиолиты; 2) этап в интервале 604–585 млн лет, характеризующийся погружением в зону субдукции крупных тел океанических поднятий, приведшим к эксгумации высокобарических пород и горячего тела перидотитов Чаган-Узунского массива. Его динамотермальное воздействие на базальты отразилось в формировании инвертированной метаморфической зональности с образованием гранатовых амфиболитов и плагиогранитовых мигматитов. Столкновение палеосимаунтов с островной дугой, по-видимому, продолжалось в течение венда – раннего кембрия. Изложенные в статье данные свидетельствуют о том, что в западной части Алтае-Саянской складчатой области в венд-кембрийское время существовала активная окраина западно-тихоокеанского типа.

Ключевые слова: аккреционный клин; геохронология; ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирование; метаморфические породы

1. ВВЕДЕНИЕ

Алтае-Саянская складчатая область (АССО) является северной частью крупнейшего в мире Центрально-Азиатского складчатого пояса, состоящего из множества микроконтинентов, фрагментов островных дуг и океанической коры. В работах [Sengör et al., 1993; Zonenshain et al., 1990; Berzin et al., 1994; Simonov et al., 1994; Didenko et al., 1994; Berzin, Kungurtsev, 1996] АССО рассмотрена как единая аккреционно-коллизонная зона, сформированная на окраине Сибирского континента. По мнению, высказанному в работах [Buslov, 2011, 2014; Buslov et al., 2013; Buslov, Cai, 2017], в структуре АССО и в целом в Центрально-Азиатском складчатом поясе совмещены окраинно-континентальные комплексы пород, сформированные при эволюции двух крупнейших океанических плит. Одна из них, плита Палеоазиатского океана, аналог современного Индо-Австралийского сегмента Земли, характеризуется наличием континентальных блоков, окруженных океанической корой, сформированной в результате деструкции суперконтинентов Родиния и Гондвана. В результате ее эволюции происходили процессы распада суперконтинентов и повторное

объединение блоков в составе Казахстано-Байкальского континента. Предполагается, что Казахстано-Байкальский континент сформирован в позднем докембрии – раннем палеозое в результате субдукции под юго-восточную окраину Сибирского континента (в современных координатах) плиты Палеоазиатского океана, включающей докембрийские микроконтиненты и террейны гондванской группы. Субдукция и последующая коллизия микроконтинентов и террейнов с Казахстано-Тувинско-Монгольской островной дугой привели к консолидации земной коры и формированию составного континента. Другая плита – Палеопацифика – аналог современного Тихоокеанского сегмента Земли, представлена только океанической корой, состоящей из офиолитов и палеосимаунтов. Она характеризуется длительной тектономагматической эволюцией без участия древних континентальных блоков. В результате ее эволюции возникла венд-кембрийская Кузнецко-Алтайская островная дуга. В ее аккреционных клиньях широко представлены только фрагменты вендско-раннекембрийской океанической коры, состоящей из офиолитов и палеоокеанических поднятий. Современным аналогом Центрально-Азиатского складчатого пояса

является юго-восточная окраина Азии, представленная зоной сочленения Индо-Австралийской и Тихоокеанской плит.

В пределах Горного Алтая выделяются следующие геодинамические комплексы, сформированные в пределах Кузнецко-Алтайской островной дуги на окраине Сибирского континента в венде – раннем ордовике [Simonov, Kuznetsov, 1991; Dobretsov et al., 1992, 2004a, 2004b; Buslov et al., 1993, 2001, 2002, 2013; Simonov et al., 1994; Buslov, Watanabe, 1996] (рис. 1): 1) магматическая островная дуга с толеит-бонинитовыми и известково-щелочными сериями пород; 2) Курайская и Катунская аккреционные призмы, состоящие из различных фрагментов океанической коры (офиолитов и палеосимаунтов), серпентинитового меланжа с блоками высокобарических пород, олистостром, турбидитов; 3) Ануйско-Чуйский преддуговой прогиб, выполненный флишем. Наиболее полно перечисленные геодинамические комплексы представлены в Курайской зоне юго-восточной части Горного Алтая. Курайская зона является уникальным, хорошо сохранившимся объектом аккреционно-коллизонных зон; в ней широко развиты субдукционные метаморфические породы (эклогиты и гранатовые амфиболиты), а также гранат-слюдистые и слюдистые сланцы, трассирующие плоскости надвиговых структур, разделяющих тектонические пластины пород палеосубдукционного канала.

В статье приводится анализ изотопных датировок метаморфических пород палеосубдукционного канала, которые характеризуют различные этапы формирования Кузнецко-Алтайской островной дуги.

2. СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СТРОЕНИЕ КУРАЙСКОГО АККРЕЦИОННОГО КЛИНА

Курайская аккреционная призма прослеживается на расстоянии более 100 км при ширине до 40 км в юго-восточной части Горного Алтая (рис. 1, 2). Она состоит из различных по составу и размерам тектонических пластин палеосимаунтов, чаган-узунских океанических офиолитов, серпентинитового меланжа, включающего пластины и блоки эклогитов, гранатовых и безгранатовых амфиболитов. Гранатовые амфиболиты и амфиболиты присутствуют в составе аккреционной призмы в виде отдельных линз и пластин. Фрагменты палеосимаунтов, офиолитов и серпентинитового меланжа чередуются с пластинами олистостром и турбидитов поздневендско-кембрийского возраста [Buslov, Watanabe, 1996; Dobretsov et al., 2004a; Buslov et al., 2013]. Структурные элементы аккреционной призмы в целом погружаются на юго-запад, в про-

тивоположном направлении по отношению к позднепалеозойской покровно-чешуйчатой структуре Курайского хребта, надвинутой на нее с северо-востока. Структура аккреционной призмы нарушена позднепалеозойской тектоникой.

Чаган-Узунский офиолитовый массив расположен на левобережье р. Чуя вблизи пос. Чаган-Узун. В составе массива выделяются две крупные пластины: нижняя, представленная N-MOR базальтами, метаморфизованными в зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациях, и верхняя – пластина перидотитов, окруженная зонами серпентинитового меланжа (рис. 3). В нижней части перидотитовой пластины серпентинитовый меланж включает дайки и блоки габброидов, а также тектоническую пластину габбро-амфиболитов. Выше ультрабазитов залегает серпентинитовый меланж с включениями блоков массивных серпентинитов, зеленых сланцев, эклогитов, гранатовых амфиболитов, а также отдельных пластин гранатовых и безгранатовых амфиболитов.

Юго-западнее офиолитового массива в бассейне р. Аккая залегает крупное тело палеосимаунта, в основании которого развита серия тектонических пластин, сложенных турбидитами (см. рис. 2). Турбидиты представлены пачками ритмично-слоистых пород от песчаников до кремнистых сланцев. В основании пачек широко развиты линзы и прослойки грубообломочных образований, выполненных различными по величине обломками от гравийного материала до продолговатых олистолитов длиной до нескольких десятков метров. Состав обломков соответствует породам палеосимаунта и представлен базальтами, известняками и кремнистыми породами. В крупных олистолитах наблюдаются фрагменты палеосимаунта, сложенные переслаиванием базальтов, известняков и кремнистых пород.

Фрагмент палеосимаунта, получившего название Баратальский, наиболее полно изучен в районе р. Каратюргунь и сложен базальтами основного тела, вулканогенно-кремнисто-карбонатными породами склоновых фаций и карбонатными породами «шапки» [Dobretsov et al., 2004a, 2004b]. Он составляет большую часть аккреционного клина и имеет видимую протяженность более 60 км (см. рис. 2). В отдельных тектонических пластинах реконструируются верхняя карбонатная и нижняя вулканогенная части, а также множество разнообразных по строению и составу обломочно-оползневых пород склоновых фаций и кремнистых пород подножий Баратальского палеосимаунта. Pb-Pb возраст известняков «шапки» Баратальского палеосимаунта составляет 570–598 млн лет [Nohda et al., 2003; Uchio et al., 2004; Ota et al., 2007]. В левобережье р. Каратюргунь вблизи с Чуйским трактом

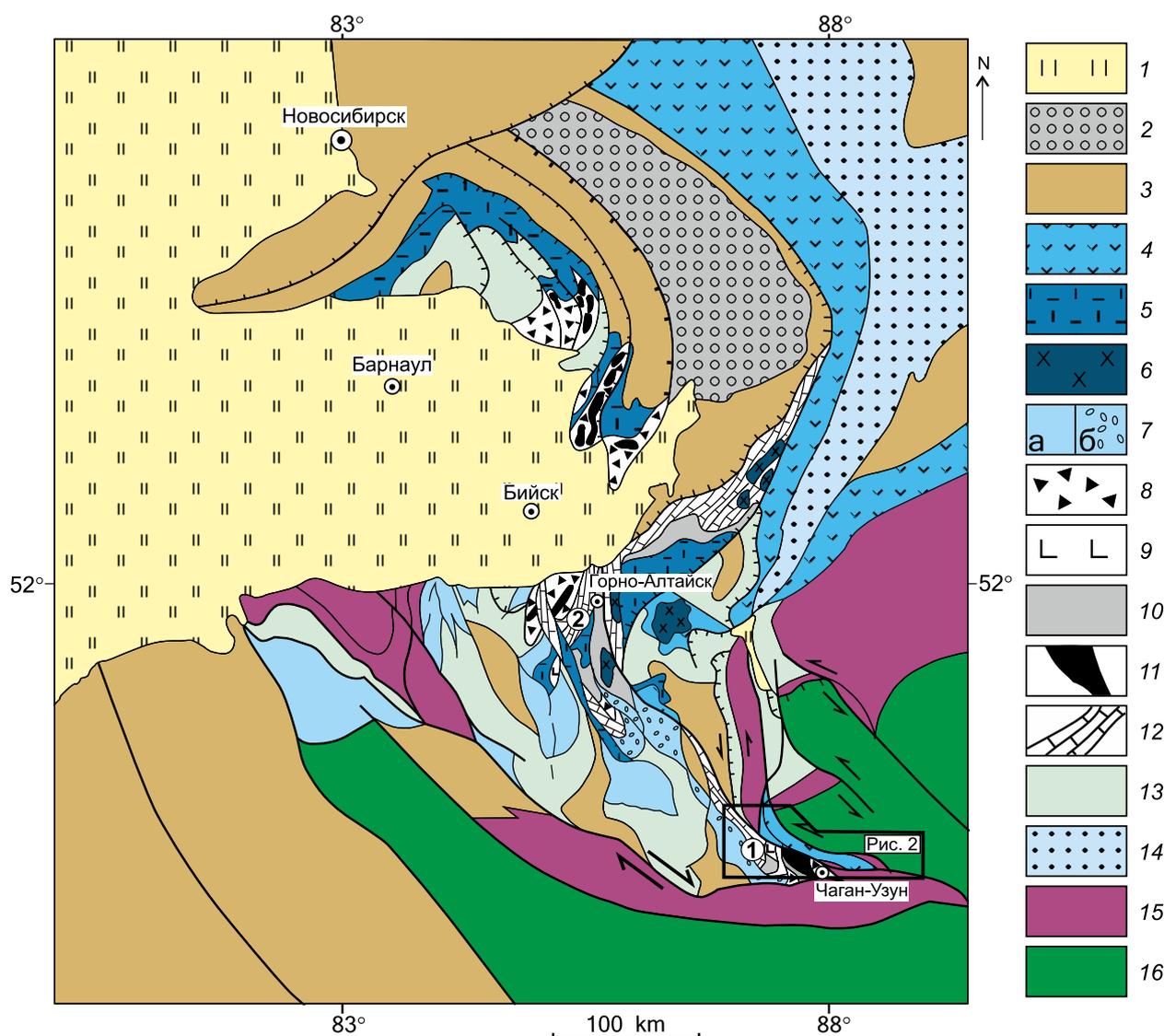


Рис. 1. Геолого-геодинамическая схема Горного Алтая и сопредельных территорий (по [Buslov et al., 2013], с изменениями и упрощениями).

1 – Бийско-Барнаульская кайнозойская впадина; 2 – пермско-мезозойские образования Кузнецкого бассейна; 3–14 – окраинно-континентальные геодинамические комплексы Сибирского континента: 3 – девонско-раннекарбоновой активной окраины, 4–7 – позднекембрийско-раннеордовикской Кузнецко-Алтайской островной дуги: 4 – породы толеит-бонинитовой серии примитивной стадии, 5 – породы известково-щелочной серии зрелой стадии, 6 – кембрийские габброиды, 7 – среднекембрийско-раннеордовикского Ануиско-Чуйского преддугового прогиба: а – турбидиты, б – олистостромо-конгломератные образования прибрежной зоны, 8–12 – венд-кембрийских аккреционных призм: 8 – олистостромы, 9–11 – палеоокеаническая кора: 9 – базальтово-кремнистые породы океанического дна, 10 – вулканогенно-осадочные образования палеоокеанических островов, 11 – ультрабазиты, 12 – карбонатные породы «шапки» палеоокеанических островов, 13 – ордовикско-раннедевонской пассивной окраины, 14 – ранне- и среднекембрийские карбонатно-терригенные породы задугового бассейна; 15 – среднепалеозойская Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянская сутурно-сдвиговая зона; 16 – среднепалеозойские турбидиты Алтае-Монгольского террейна Казахстана-Байкальского составного микроконтинента. Цифры в кружках: 1 – Курайская аккреционная призма, 2 – Катунская аккреционная призма.

Fig. 1. Sketch map showing the geological and geodynamical features of the Gorny Altai and the adjacent areas (modified after [Buslov et al., 2013]).

1 – Biysk-Barnaul Cenozoic depression; 2 – Permian-Mesozoic rocks of the Kuznetsk basin; 3–14 – marginal continental complexes of the Siberian continent: 3 – Devonian – Early Carboniferous active margin, 4–7 – Late Cambrian – Early Ordovician Kuznetsk-Altai island arc: 4 – toleite-boninite series, 5 – calc-alkaline series, 6 – Cambrian gabbroic massifs, 7 – Middle Cambrian – Early Ordovician Anui-Chuya forearc trough: а – turbidites, б – olistostrome-conglomerate formations of the near-shore zone, 8–12 – Vendian-Cambrian active margins: 8 – olistostromes, 9–11 – paleo-oceanic crust: 9 – basalt-siliceous rocks of the oceanic bottom, 10 – volcanogenic-sedimentary rocks of paleo-seamounts, 11 – ultrabasic rocks, 12 – carbonate rocks of paleo-seamounts, 13 – Ordovician – Early Devonian passive margin, 14 – Early – Middle Cambrian carbonate-terrigenous rocks of the back-arc basin; 15 – Middle Paleozoic Charysh-Terekta-Ulagan-Sayan suture-shear zone; 16 – Middle Paleozoic turbidites of the Altai-Mongolian terrane of the Kazakhstan-Baikal composite microcontinent. Digits in circles: 1 – Kurai accretionary prism, 2 – Katun accretionary prism.

наблюдается налегание образований склоновых фаций палеосимаунта на N-MOR базальты океанического дна [Dobretsov et al., 2004a].

По предложенной ранее модели [Buslov, Watanabe, 1996; Dobretsov et al., 2004a] формирование мощной и неоднородной по составу Курайской аккреционной призмы, включающей олистостромы и турбидиты, эксгумированные ультрабазиты и субдукционные метаморфические породы, произошло в результате аккреции и последующей коллизии палеосимаунтов с Кузнецко-Алтайской островной дугой. Сделано предположение, что эти события происходили в течение венда – раннего кембрия. Ниже приводятся опубликованные и новые геохронологические данные (таблица), которые позволяют реконструировать историю формирования Курайской аккреционной призмы и ранние стадии заложения Кузнецко-Алтайской островной дуги в целом.

3. МЕТОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Выделение слюды и амфиболов метаморфических пород проводилось в Аналитическом центре ИГМ СО РАН по стандартной методике магнитной сепарации. Определение $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста минералов проводилось А.В. Травиным по монофракциям на оборудовании ИГМ СО РАН по методике ступенчатого прогрева, которая описана в работах [Travin et al., 2009; Travin, 2016]. Все результаты изотопного датирования в статье рассматриваются в 95%-ном доверительном интервале ($\pm 1\sigma$).

Метаморфические породы присутствуют в Курайской аккреционной призме в форме отдельных линз и пластин, блоков в серпентинитовом меланже, а также в приконтактных зонах тектонических пластин палеосубдукционного канала. В целом можно выделить по структурному положению и условиям формирования три типа метаморфических пород:

- 1) эклогиты и гранатовые амфиболиты из блоков в серпентинитовом меланже;
- 2) гранатовые амфиболиты в отдельных тектонических пластинах;
- 3) безгранатовые амфиболиты с зонами гранатовых амфиболитов и плагиогранитных мигматитов.

Эклогиты и гранатовые амфиболиты из блоков в серпентинитовом меланже. Эклогиты и гранатовые амфиболиты формируют округлые блоки длиной до нескольких десятков метров в серпентинитовом меланже Чаган-Узунского офиолитового массива [Dobretsov et al., 1991; Buslov, Watanabe, 1996; Ota et al., 2007]. Эклогиты, как правило, слагают центральные части блоков, а гранатовые ам-

фиболиты – периферийные. Омфацит в эклогитах сохранился в форме узких зон рядом с гранатом и отдельных зерен внутри него. Амфиболы в эклогитах представлены глаукофаном и барруазитом [Buslov et al., 1993; Ota et al., 2002, 2007], которые чаще всего ориентированы хаотично и имеют изометричную форму, реже – вытянутую. В периферийных частях блоков и в зонах рассланцевания амфиболы приобретают линейную форму локализации и представлены винцитом и барруазитом. Гранатовые амфиболиты, содержащие реликты эклогитов, являются результатом проявления регрессивного метаморфизма [Buslov, Watanabe, 1996; Buslov et al., 2002; Ota et al., 2007]. По результатам минералогической геотермобарометрии пик метаморфизма для эклогитов отвечает условиям: $P=13-20$ кбар и $T=590-660$ °C, образование двух типов гранатовых амфиболитов происходило при $P=13-20$ кбар, $T=570-610$ °C; $P=7-10$ кбар, $T=470-560$ °C. Кроме этого, фиксируется как минимум две ретроградных стадии метаморфизма при условиях: $P=13-16$ кбар, $T=570$ °C; $P=3-8$ кбар, $T=270-380$ °C [Dobretsov et al., 1991; Ota et al., 2002].

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст амфиболов из гранатовых амфиболитов, рассчитанный методом плато, составляет 586 ± 6 , 580 ± 10 , 573 ± 5 млн лет (рис. 3–5; таблица) (обр. Ch-1, 92-1-25, ЧУ1-4Б, новые данные). В этот же диапазон попадают датировки двух амфиболов из эклогитов – 583 ± 8 , 562 ± 11 млн лет (рис. 3–5; таблица) (обр. 94-124, новые данные; обр. 124-4 [Buslov et al., 2002]). В низкотемпературной части спектра амфибола ЧУ1-4Б, помимо высокотемпературного, наблюдается хорошее плато (41 % выделенного ^{39}Ar) со значением возраста 521.5 ± 2.9 млн лет (см. рис. 4), что свидетельствует о значительном позднем наложенном воздействии на K/Ar изотопную систему. Между значением возраста высокотемпературного плато перечисленных амфиболов и соответствующим ему количеством выделенного ^{39}Ar наблюдается четкая линейная корреляция ($\text{СКВ}0=0.55$, рис. 6). Этот факт свидетельствует в пользу того, что аргон, соответствующий участкам зерен с омоложенной во время позднего прогрева изотопной системой, вносит свой вклад и в значение возраста высокотемпературного плато. Исходя из сказанного, наиболее точной оценкой возраста регрессивного метаморфизма можно считать значение 585 ± 2 млн лет, полученное по возрастным плато амфиболов с максимальной долей выделенного ^{39}Ar .

По фенгитам из эклогитов и гранатовых амфиболитов, локализующимся в линейных зонах рассланцевания, получены датировки в диапазоне: 593 ± 3 , 584 ± 4 и $563-569$ млн лет (рис. 3–5; таблица) (обр. Н16-98 [Volkova et al., 2007]; обр. 02-24, ЧУ1-4А, ЧУ1-4Б, новые данные). Между значением возраста

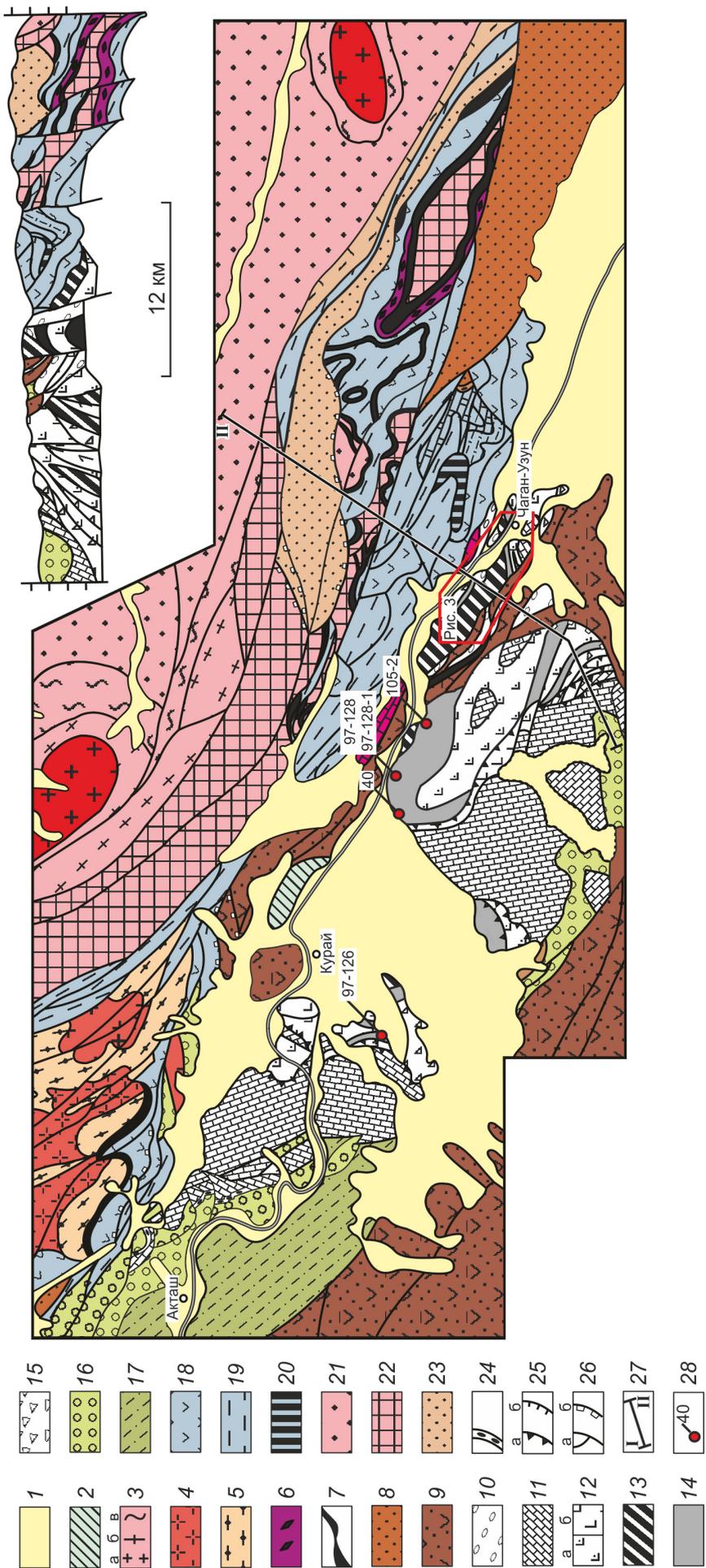


Рис. 2. Геолого-геодинамическая схема Курайской зоны (по [Buslov et al., 2013] с дополнениями).

1 – кайнозойские отложения Курайско-Чуйской впадины; 2 – позднекарбоневая угленосная моласса; 3 – позднепалеозойский зональный комплекс: двуслюдяные граниты (а), гранат-силлиманит-кордиеритовая (б), биотитовая (в) метаморфические зоны; 4 – силурийско-раннедевонские гранитоиды; 5–8 – Чарышко-Теректинско-Улаганско-Саянская сутурно-сдвиговая зона: 5 – зеленые сланцы (метабазалты и метатурбидиты), 6 – голубые сланцы (метабазалты), 7 – серпентинитовый меланж с блоками габбро-ультрабазитов и базальтов, 8 – средневерхнедевонские турбидиты; 9 – раннесреднедевонские вулканогенно-осадочные породы активной окраины; 10–15 – Курайский аккреционно-коллизийный комплекс: 10 – кембрийские турбидиты, 11 – карбонатные породы «шапки» палеосимаунтов, 12 – вендские вулканиты палеосимаунта (а) и океанического дна (б), 13 – перидотиты Чаган-Узунского офиолитового массива, серпентинитовые меланжи с блоками эклогитов, 14 – гранатовые и безгранатовые амфиболиты, 15 – поздневендская олистострома; 16–17 – Ануйско-Чуйский преддуговой прогиб: 16 – олистостромово-брекчиевые породы краевой части, 17 – турбидиты; 18–20 – позднедокембрийско-раннеордовикская Кузнецко-Алтайская островная дуга: 18 – вулканогенные породы, 19 – карбонатно-терригенные породы, 20 – раннесреднекембрийские габбро-пироксениты; 21 – позднедокембрийско-раннепалеозойские турбидиты Алтае-Монгольского террейна; 22 – позднесилурийско-среднедевонские гранитоиды и кристаллические сланцы Курайского хребта; 23 – среднепозднедевонские терригенно-карбонатные породы; 24 – несогласная стратиграфическая граница с базальными конгломератами; 25 – надвиги: докембрийские (а) и позднедевонские – раннекарбоневые (б); 26 – позднекарбоневые-пермские сдвиги (а) и надвиги (б); 27 – линия разреза; 28 – номера образцов (таблица).

Fig. 2. Sketch map showing the geological and geodynamical features of the Kurai zone (modified after [Buslov et al., 2013]).

1 – Cenozoic rocks of the Kurai-Chuya depression; 2 – Late Carboniferous coal-bearing molasses; 3 – Late Paleozoic metamorphic rocks: two-mica granites (a), garnet-sillimanite-cordierite (б) and biotite (в) zones; 4 – Silurian – Early Devonian granitoids; 5–8 – Charysh-Terekta-Ulagan-Sayan suture-shear zone: 5 – greenschists (metabasalts and metaturbidites), 6 – blueschists (metabasalts), 7 – serpentinite melange with ultramafic and basalt blocks, 8 – Middle–Upper Devonian turbidites; 9 – Early–Middle Devonian volcano-sedimentary rocks of the active margin; 10–15 – Kurai accretion-collision complex: 10 – Cambrian turbidites, 11 – carbonate rocks of the paleo-seamounts, 12 – Vendian volcanics of the paleo-seamount (a) and the ocean floor (б), 13 – peridotites of the Chagan-Uzun ophiolite massif, and serpentinite melange with the blocks of eclogites, 14 – garnet and garnet-free amphibolites, 15 – Late Vendian olistostrome; 16–17 – Anuya-Chuya forearc trough: 16 – olistostrome-breccia of the marginal zone, 17 – turbidites; 18–20 – Late Precambrian – Early Ordovician Kuznetsk-Altai island arc: 18 – volcanic rocks, 19 – carbonate-terrigenous rocks, 20 – Early–Middle Cambrian gabbro-pyroxenites; 21 – Late Precambrian – Early Paleozoic turbidites of the Altai-Mongolian terrane; 22 – Late Silurian – Middle Devonian granite-gneiss and schists of the Kurai complex; 23 – Middle–Late Devonian terrigenous-carbonate rocks; 24 – unconformity over basal conglomerates; 25 – thrusts: Precambrian (a) and Late Devonian – Early Carboniferous (б); 26 – Late Carboniferous – Permian strike-slip faults (a) and thrusts (б); 27 – section line; 28 – sample number (Table).

плато фенгитов и соответствующим ему количеством выделенного ^{39}Ar также наблюдается линейная корреляция ($\text{СКВО}=2.8$, рис. 6). Этот эффект связан с влиянием позднего прогресса. В пользу этого предположения говорит и тот факт, что наименьшее значение возраста плато получено для фракции фенгита из образца ЧУ1-4А с наименьшим размером – 0.16 мм.

Для двух амфиболов из эклогитов получены значительно более древние $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки – 635 ± 10 , 629 ± 5 млн лет (см. рис. 3, 5; таблица) (обр. 124-3b, 124-4 [Buslov et al., 2002]). Для метаморфогенных кайм зерен циркона из эклогитов получен U/Pb методом SHRIMP II конкордантный возраст по трем измерениям 619 ± 7 млн лет (см. рис. 3, 5; таблица) (обр. 4245 [Gusev et al., 2012]). Среднее взвешенное для двух $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U/Pb датировок составляет 629 ± 4 млн лет (см. рис. 5).

Таким образом, изотопными системами эклогитов и гранатовых амфиболитов из блоков в серпентинитовом меланже Чаган-Узунского офиолитового массива фиксируется как минимум три дискретных события (см. рис. 5):

- 629 ± 4 млн лет – метаморфизм эклогитовой фации;

- 585 ± 2 млн лет – регрессивный метаморфизм амфиболитовой фации;

- 524 ± 4 млн лет – наложенное термальное воздействие на изотопные системы всех изученных пород.

Важно подчеркнуть, что наблюдаемый разброс изотопных данных (см. рис. 5) не соответствует реальной продолжительности метаморфических событий и связан, по всей видимости, с частичным омоложением изотопных систем.

Гранатовые амфиболиты в отдельных тектонических пластинах. В районе междуречья р. Тюте и р. Актру гранатовые амфиболиты формируют две узкие линзовидные тектонические пластины мощностью до первых десятков метров. Они чередуются в разрезе с тектоническими пластинами турбидитов, аналогичных турбидитам из бассейна р. Аккая, описанным выше. Гранат в породах достигает 2 см, амфибол крупный (до 0.5 см) и ориентирован линейно, омфацил не наблюдается. По составу амфибол отвечает магнезиальной роговой обманке и барруазиту. По результатам минералогической геотермобарометрии образование гранатовых амфиболитов происходило при $P=7\text{--}11$ кбар, $T=490\text{--}610$ °C; $P=7\text{--}10$ кбар, $T=450\text{--}540$ °C [Ota et al.,

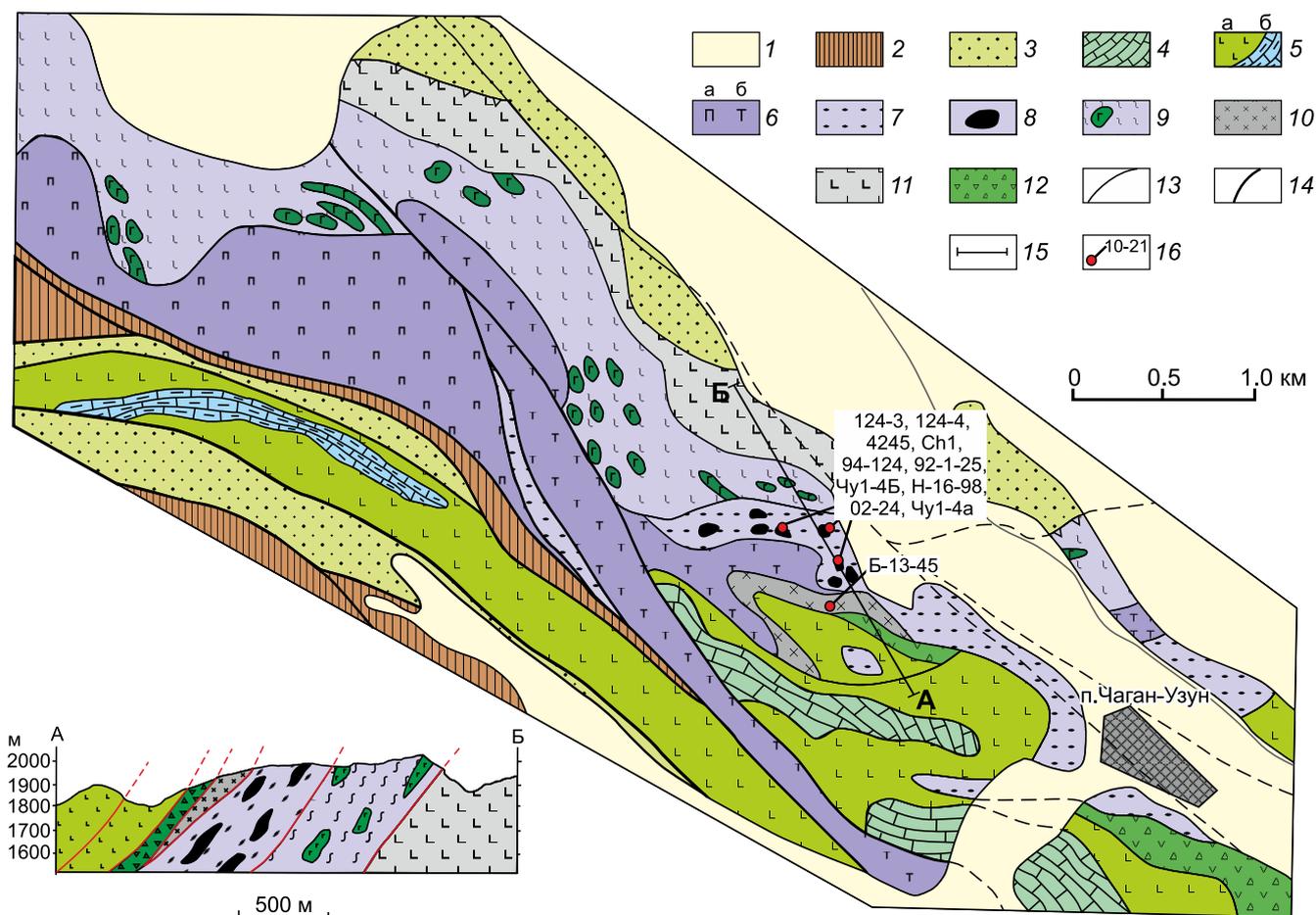


Рис. 3. Схема строения аккреционной призмы в районе Чаган-Узунского офиолитового массива (по [Buslov, Watanabe, 1996], с дополнениями).

1 – неоген-четвертичные отложения; 2 – осадочно-вулканогенные образования девона; 3 – известково-граувакковые турбидиты верхнего кембрия глубоководного желоба (курайская свита); 4–12 – позднекембрийская аккреционная призма: 4–5 – образования палеосимаунта: 4 – кремнисто-карбонатные, 5 – осадочно-вулканогенные: а – базальты и туфы, б – известняки; 6–12 – Чаган-Узунский офиолитовый массив: 6 – гарцбургиты (а) и массивные серпентиниты (б), 7 – серпентинитовый меланж, 8 – эклогиты, 9 – рассланцованные и массивные серпентиниты с дайками и блоками габбро, 10 – гранатовые амфиболиты, 11 – N-MOR базальты в зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациях, 12 – олистостромы; 13 – надвиги; 14 – взбрососдвиги; 15 – линия разреза; 16 – номера образцов (таблица).

Fig. 3. Scheme showing the structure of the accretory prism near the Chagan-Uzun ophiolite massif (modified after [Buslov, Watanabe, 1996]).

1 – Neogene-Quaternary deposits; 2 – Devonian sedimentary-volcanic rocks; 3 – Late Cambrian calc-greywacke turbidites (Kurai suite); 4–12 – Late Precambrian accretory prism: 4–5 – paleo-seamount: 4 – siliceous-carbonate rocks, 5 – sedimentary-volcanic rocks: a – basalt and tuff, б – limestone; 6–12 – Chagan-Uzun ophiolite massif: 6 – harzburgites (a) and massive serpentinites (б), 7 – serpentinite mélange, 8 – eclogite, 9 – schistose and massive serpentinites with gabbro blocks and dikes, 10 – garnet amphibolite, 11 – N-MOR basalts in greenschist and epidote-amphibolite facies, 12 – olistostromes; 13 – thrust; 14 – transpressional fault; 15 – section line; 16 – sample number (Table).

2002]. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст амфибола, составивший 631 ± 12 млн лет (см. рис. 2, 4, 5; таблица) (обр. 97-126, новые данные), совпадает с возрастом эклогитового метаморфизма Чаган-Узунского массива.

Вблизи Чаган-Узунского офиолитового массива также присутствуют отдельные тектонические пластины гранатовых амфиболитов мощностью до 0.5 км. В породах кристаллы гранатов более мелкие, чем в эклогитах и гранатовых амфиболитах из

блоков серпентинитового меланжа, и достигают 0.2 см. Амфибол ориентирован линейно, омфацил не наблюдается. Амфиболы представлены барруазитами.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст амфибола (возрастное плато с 96 % выделенного ^{39}Ar), составивший 544 ± 10 млн лет (рис. 3–5; таблица) (обр. Б-13-45, новые данные), согласуется в пределах ошибки с оценкой возраста позднего термического воздействия (см. рис. 5).

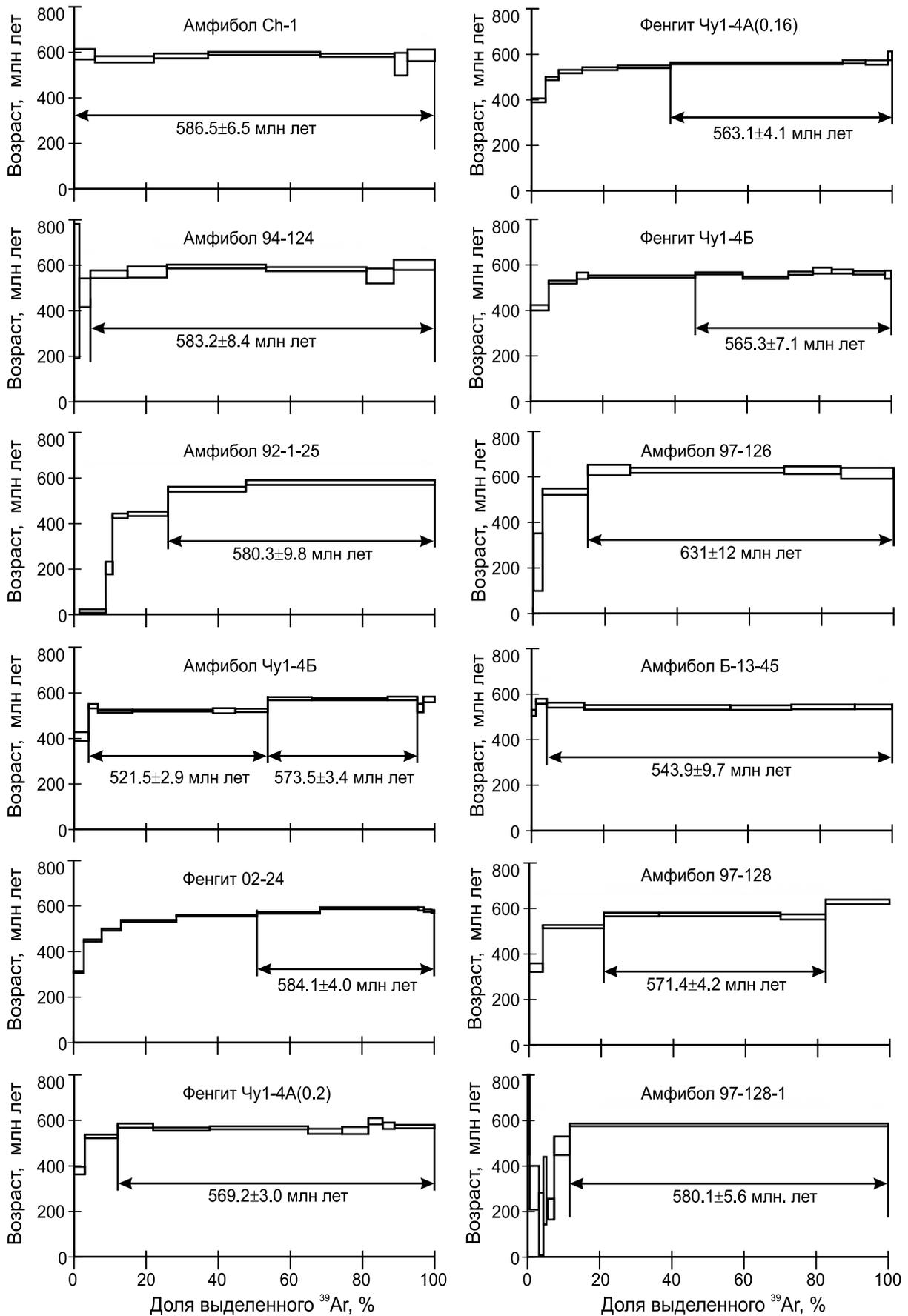


Рис. 4. Возрастные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектры для минералов из метаморфических пород Курайской аккреционной призмы.

Fig. 4. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Age spectra for minerals of the metamorphic rocks of the Kurai accretionary prism.

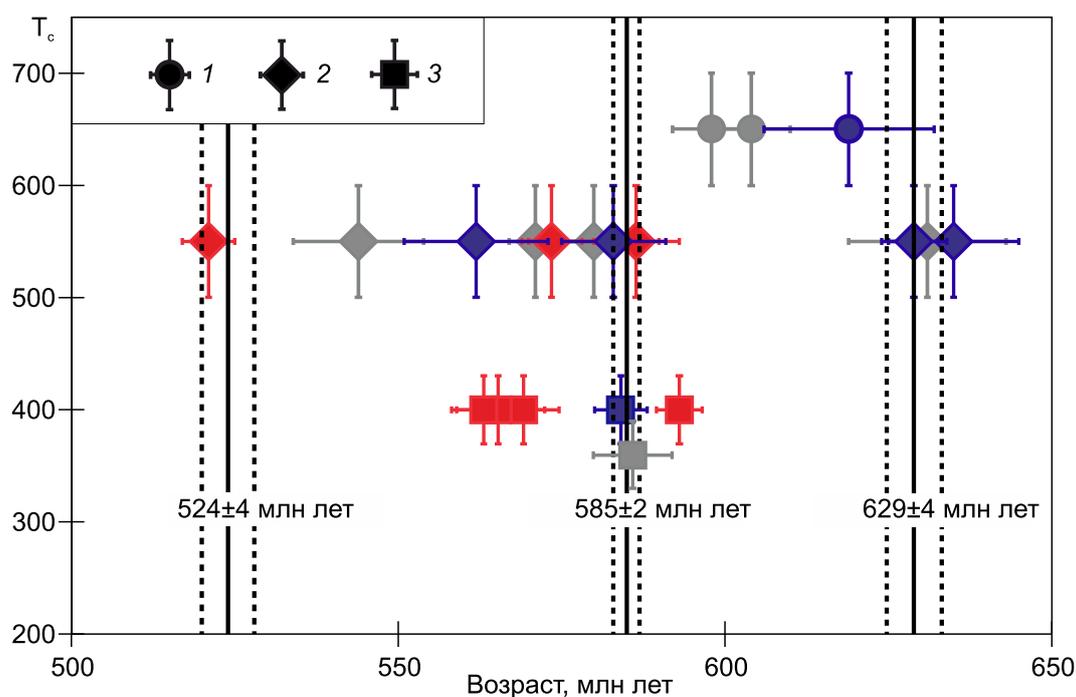


Рис. 5. Сводка полученных изотопных датировок для метаморфических пород Курайской аккреционной призмы в координатах возраст – температура закрытия изотопной системы. 1 – U/Pb датировка по циркону; 2 – $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировка по амфиболу; 3 – $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировка по слюде (мусковит, фенгит, биотит).

Fig. 5. Summary of the isotopic dates obtained for the metamorphic rocks of the Kurai accretionary prism (age vs closure temperature). Dating: 1 – U/Pb zircon; 2 – $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ amphibole; 3 – $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mica (muscovite, phengite, biotite).

Безгранатовые амфиболиты с зонами гранатовых амфиболитов и плагиогранитных мигматитов. Безгранатовые амфиболиты формируют обширное поле в западном обрамлении Чаган-Узунского офиолитового массива и достигают суммарной мощности выхода до 3 км, а также формируют отдельную тектоническую пластину, мощностью в несколько сотен метров, в его северо-восточном обрамлении (см. рис. 2). В амфиболитах, вблизи ультрабазитов, сформированы линейные зоны гранатовых амфиболитов, ассоциирующих с плагиогранитными мигматитами. Мощность зон достигает нескольких сотен метров. U/Pb-датировки десяти цирконов из гранатовых амфиболитов располагаются на конкордии в диапазоне от 581 до 632 млн лет. Конкордантное значение возраста по ним составляет 604 ± 6 млн лет (см. рис. 2, 5; таблица) (обр. 40 [Gusev et al., 2012]). Плагиогранитные мигматиты содержат циркон со смешанными характеристиками магматического и метаморфического происхождения. Полученные по нему 11 U/Pb-датировок располагаются на конкордии в интервале от 588 до 614 млн лет (см. рис. 2, 5; таблица) (обр. 105-2 [Gusev et al., 2012]). Авторы выделяют два кластера с возрастом 610 ± 3 и 598 ± 6 млн лет, высказав предположение о причине различия возраста, связанной с влиянием на изотопную си-

стему цирконов метасоматических изменений либо с продолжительностью процесса мигматизации.

Выходы безгранатовых амфиболитов находятся в районе р. Арыджан к западу от Чаган-Узунского массива. По составу амфиболы относятся к кальциевым. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст амфиболов, составивший 571 ± 4 и 580 ± 6 млн лет (см. рис. 2, 4, 5; таблица) (обр. 97-128, 97-128-1, новые данные), совпадает с возрастом регрессивного метаморфизма амфиболитовой фации Чаган-Узунского массива.

4. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Для определения особенностей проявления геодинамических процессов в аккреционно-субдукционных орогенах особый интерес представляет возраст и структурное положение метаморфических пород, характеризующие различные этапы формирования палеосубдукционного канала [Dobretsov, Buslov, 2004]. Ранее была предложена модель формирования аккреционного клина Курайской зоны Горного Алтая [Buslov, Watanabe, 1996; Dobretsov et al., 2004a, 2004b] по аналогии с западной окраиной Тихого океана, основанная на столкновении палеосимаунтов с примитивной островной дугой, что привело к заклиниванию зоны субдукции

Возраст метаморфических пород Курайской призмы

Ages of the metamorphic rocks of the Kurai accretionary prism

№	Метод	Порода	Минерал	Возраст, млн лет	Номер образца	Источник
1	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	эклогит	Amph	562±11; 629±5; 635±10	124-3a, 124-3b, 124-4	[Buslov et al., 2002]
2	U/Pb	эклогит	Zr	619±13	4245	[Gusev et al., 2012]
3	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	гранатовый амфиболит	Amph	586±6	Ch1	новые данные
4	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	эклогит	Amph	583±8	94-124	новые данные
5	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	гранатовый амфиболит	Amph	580±10	92-1-25	новые данные
6	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	гранатовый амфиболит	Amph	521±4 573±5	Чу1-4Б	новые данные
7	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	гранатовый амфиболит	Phen	593±3.5	Н-16-98	[Volkova et al., 2007]
8	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	эклогит	Phen	584±4	02-24	новые данные
9	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	гранатовый амфиболит	Phen	569.2±5.5 563.1±4.1 565.3±7.1	Чу1-4а-0.2 Чу1-4а-0.16 Чу1-4б	новые данные
10	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	гранатовый амфиболит	Amph	631±12	97-126	новые данные
11	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	гранатовый амфиболит	Amph	544±10	Б-13-45	новые данные
12	U/Pb	плаггиогранитный мигматит	Zr	598±6 610±3	105-2	[Gusev et al., 2012]
13	U/Pb	гранатовый амфиболит	Zr	604±6	40	[Gusev et al., 2012]
14	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	амфиболит	Amph	580±6	97-128-1	новые данные
15	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	амфиболит	Amph	571±4	97-128	новые данные

П р и м е ч а н и е. 1–9 – возраст минералов из эклогитов и гранатовых амфиболитов из серпентинитового меланжа; 10–11 – возраст минералов из гранатовых амфиболитов отдельных тектонических пластин; 12–15 – возраст минералов из безгранатовых амфиболитов с зонами гранатовых амфиболитов и плаггиогранитных мигматитов.

Н o t e. 1–9 – ages of the minerals from eclogites and garnet amphibolite of serpentinite melange; 10–11 – ages of minerals from garnet amphibolites of individual tectonic slabs; 12–15 – ages of the minerals from garnetless amphibolite with the zones of garnet amphibolites and plagiogranite migmatites.

и обратным течениям вещества в субдукционном канале. В результате высокобарические породы и офиолиты были выведены к поверхности и включены в состав аккреционного клина совместно с телами палеосимаунтов. Изложенные в данной статье геолого-геохронологические данные позволяют воспроизвести последовательность геодинамических событий, произошедших в палеосубдукционной зоне Кузнецко-Алтайской островной дуги Сибирского континента.

Приведенные выше значения возраста эклогитов и гранатовых амфиболитов, сформированных по N-MOR базальтам [Buslov et al., 1993; Ota et al., 2002, 2007] в интервале 635–619 млн лет, по нашему мнению, характеризуют этап формирования зоны субдукции с погружением в нее только офиолитов. С этим этапом можно связать формирование магматических пород примитивной стадии в эволюции Кузнецко-Алтайской островной дуги [Simonov et al., 1994]. Эксгумация эклогитов зафиксирована в формировании по ним фенгитов и амфиболов, трассирующих деформационные зоны расланцевания. Согласно совпадению датировок по амфиболам и фенгитам с максимальными плато, окончательный подъем высокобарических пород к

верхним уровням земной коры произошел 585±2 млн лет назад.

Возраст карбонатной «шапки» Баратальского палеосимаунта, расположенного в западной части Курайской зоны в районе р. Каратюргунь (см. рис. 2), определен как 598–570 млн лет, близок к возрасту эксгумации эклогитов. Следует предполагать, что данный палеосимаунт, расположенный вблизи (к юго-западу) Чаган-Узунского офиолитового массива (см. рис. 2), является частью крупного поля подводных палеоподнятий, субдукция которых привела к возвратным течениям в палеосубдукционной зоне.

Характерным показателем коллизии является формирование плаггиогранитных мигматитов с возрастом в диапазоне 614–588 млн лет, которые локализируются в гранатовых амфиболитах вблизи перидотитов Чаган-Узунского офиолитового массива. Традиционно метаморфические породы, расположенные вблизи и в основании офиолитовых пластин, трактуют как «метаморфическую подошву». Впервые «метаморфическая подошва» была описана в офиолитовом комплексе Семейл (Оман) с инвертированной метаморфической зональностью с максимальной температурой до 850–1050 °C

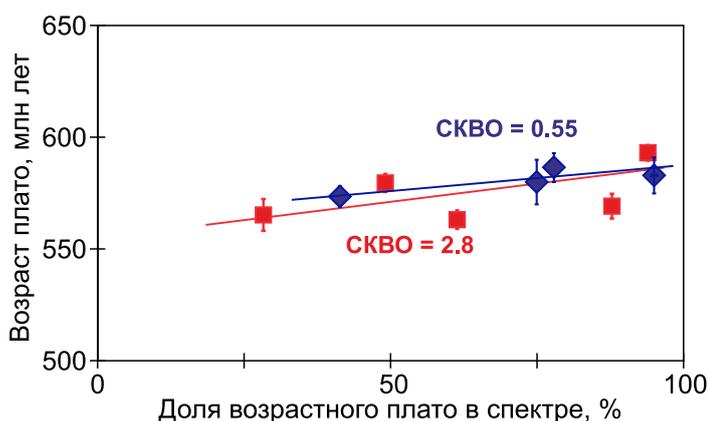


Рис. 6. Диаграмма зависимости измеренного для амфиболов (синий цвет) и фенгитов (красный цвет) из эклогитов и гранатовых амфиболитов Чаган-Узунского массива $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста плато от соответствующей этому плато доли выделенного ^{39}Ar .

Fig. 6. Diagram of the dependency of the plateau $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age measured from the corresponding amount of ^{39}Ar for eclogites and garnet amphibolites sampled from the Chagan-Uzun massif. Blue – amphiboles, red – phengites.

[Coleman, 1977]. Формирование зональности объясняется процессом надвигания по глубинному надвику горячей офиолитовой пластины на океанические осадки и базальты. Подобные комплексы описаны на о. Ньюфаундленд [Jameison, 1986], в пределах пояса Тетис [Woodcock, Robertson, 1977], в Шотландии [Spray, Williams, 1980], в Омане [Cowan et al., 2014; Soret et al., 2017]. В работе [Soret et al., 2017] описываются подобные Курайской зоне высокотемпературные комплексы с Grt+Cpx+Ampr+Pl±Eр ассоциацией. В работах [Oxburgh, Turcotte, 1974; Molnar et al., 1983; Wakabayashi, Dilek, 2003; Cowan et al., 2014] показано, что прогрев нижележащих образований при надвигании горячей глубинной пластины с формированием инвертированной метаморфической зональности возможен также для аккреционно-коллизионных и аккреционно-субдукционных орогенов.

Таким образом, можно предполагать, что образование плагиогранитных мигматитов связано с динамотермальным тепловым воздействием горячего тела перидотитов, которые в этот период времени «выдавливались» вдоль палеосубдукционного канала. Близкий возраст 585 ± 2 млн лет зафиксирован и для этапа эксгумации эклогитов, расположенных в серпентинитовом меланже вблизи перидотитов. Этому же этапу соответствует датировка (585 млн лет [Buslov et al., 2013]), полученная по синдеформационному мусковиту из гранатомусковитовых пород, отделяющих серпентинито-

вый меланж Чаган-Узунского офиолитового массива от пластин metabazaltov и метатурбидитов. По всей видимости, к этому времени в основном сложилась наблюдаемая в современном срезе структура аккреционно-коллизионной зоны.

Омоложение изотопных систем фенгитов и амфиболов, развивающихся по субдукционным породам, по-видимому, свидетельствует о том, что аккреционно-коллизионные процессы продолжались в вендское и, вероятно, в раннекембрийское время (524 ± 4 млн лет).

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, на основании обзора опубликованных и новых геолого-геохронологических данных по метаморфическим породам Курайской аккреционной призмы охарактеризована эволюция палеосубдукционного канала Кузнецко-Алтайской островной дуги Сибирского континента. По результатам $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U/Pb датирования выделяются: 1) этап в интервале 636–619 млн лет и древнее, когда в зону субдукции погружались преимущественно офиолиты; 2) этап в интервале 604–585 млн лет, характеризующийся погружением в зону субдукции крупных тел океанических поднятий, что привело к эксгумации высокобарических пород и горячего тела перидотитов Чаган-Узунского массива. Его динамотермальное воздействие на базальты отразилось в формировании инвертированной метаморфической зональности с образованием гранатовых амфиболитов и плагиогранитовых мигматитов. Столкновение палеосимаунтов с островной дугой, по-видимому, продолжалось в течение венда – раннего кембрия.

Изучение возраста детритовых магматических цирконов из турбидитов аккреционного клина (курайская свита) (см. рис. 2) выявило два основных интервала – 641–549 и 526–487 млн лет [Chen et al., 2015]. В составе обломочного материала турбидитов широко присутствуют базальты, андезиты, фельзиты, роговая обманка, плагиоклаз, кварц, реже пироксен, свидетельствующие о том, что они формировались за счет разрушения магматических образований островной дуги. Возраст магматических цирконов подтверждает, что островодужная система была активной в венде – кембрии, что хорошо согласуется с вышеприведенным возрастом метаморфических пород палеосубдукционного канала.

На основании изложенных данных по западной части Алтае-Саянской складчатой области можно говорить о существовании активной окраины западно-тихоокеанского типа в венд-кембрийское время.

6. БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена в рамках государственного задания Института геологии и минералогии им.

В.С. Соболева СО РАН № 0330-2016-0014, 0330-2016-0013, проекта РФФИ № 16-35-00109 (мол_а), гранта Министерства образования и науки РФ № 14.Y26.31.0018.

7. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Berzin N.A., Coleman R.G., Dobretsov N.L., Zonenshain L.P., Xuchang X., Chang E.Z., 1994. Geodynamic map of the western part of Paleasian Ocean. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 35 (7–8), 8–28 (in Russian) [Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Сючань С., Чанг Э.З. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // *Геология и геофизика*. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 8–28].
- Berzin N.A., Kungurtsev L.V., 1996. Geodynamic interpretation of Altai-Sayan geological complexes. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 37 (1), 63–81 (in Russian) [Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // *Геология и геофизика*. 1996. Т. 37. № 1. С. 63–81].
- Buslov M.M., 2011. Tectonics and geodynamics of the Central Asian Foldbelt: the role of Late Paleozoic large-amplitude strike-slip faults. *Russian Geology and Geophysics* 52 (1), 52–71 <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2010.12.005>.
- Buslov M.M., 2014. Terrain tectonics of the Central Asian folded belt. *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (3), 641–665 (in Russian) [Буслов М.М. Террейновая тектоника Центрально-Азиатского складчатого пояса // *Геодинамика и тектонофизика*. 2014. Т. 5. № 3. С. 641–665]. <https://doi.org/10.5800/GT-2014-5-3-0147>.
- Buslov M.M., Berzin N.A., Dobretsov N.L., Simonov V.A., 1993. Geology and Tectonics of Gorny Altai. Guidebook for Post-Symposium Excursion. The 4th International Symposium of IGCP Project 283 'Geodynamic Evolution of the Paleasian Ocean'. UIGGM SB RAS, Novosibirsk, 123 p.
- Buslov M.M., Cai K., 2017. Tectonics and geodynamics of the Altai-Junggar orogen in the Vendian – Paleozoic: Implications for the continental evolution and growth of the Central Asian fold belt. *Geodynamics & Tectonophysics* 8 (3), 421–427. <https://doi.org/10.5800/GT-2017-8-3-0252>.
- Buslov M.M., Geng H., Travin A.V., Otgonbaatar D., Kulikova A.V., Ming C., Stijn G., Semakov N.N., Rubanova E.S., Abildava M.A., Voitishkek E.E., Trofimova D.A., 2013. Tectonics and geodynamics of Gorny Altai and adjacent structures of the Altai-Sayan folded area. *Russian Geology and Geophysics* 54 (10), 1250–1271. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2013.09.009>.
- Buslov M.M., Saphonova I.Y., Watanabe T., Obut O.T., Fujiwara Y., Iwata K., Semakov N.N., Sugai Y., Smirnova L.V., Kazansky A.Yu., 2001. Evolution of the Paleo-Asian Ocean (Altai–Sayan Region, Central Asia) and collision of possible Gondwana-derived terranes with the southern marginal part of the Siberian continent. *Geosciences Journal* 5 (3), 203–224. <https://doi.org/10.1007/BF02910304>.
- Buslov M.M., Watanabe T., 1996. Intrasubduction collision and its role in the evolution of an accretionary wedge: The Kurai zone of Gorny Altai, Central Asia. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 37 (1), 82–93 (in Russian) [Буслов М.М., Ватанабе Т. Внутрисубдукционная коллизия и ее роль в эволюции аккреционного клина (на примере Курайской зоны Горного Алтая, Центральная Азия) // *Геология и геофизика*. 1996. Т. 37. № 1. С. 82–93].
- Buslov M.M., Watanabe T., Saphonova I.Y., Iwata K., Travin A.V., Akiyama M., 2002. Vendian – Cambrian island arc system of the Siberian continent in Gorny Altai (Russia, Central Asia). *Gondwana Research* 5 (4), 781–800. [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)70913-8](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70913-8).
- Chen M., Sun M., Buslov M.M., Cai K., Zhao G., Zheng J., Rubanova E.S., Voytishkek E.E., 2015. Neoproterozoic – Middle Paleozoic tectono-magmatic evolution of the Gorny Altai terrane, northwest of the Central Asian Orogenic Belt: constraints from detrital zircon U–Pb and Hf-isotope studies. *Lithos* 233, 223–236. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.03.020>.
- Coleman R.G., 1977. Ophiolites. Springer, Berlin, 229 p.
- Cowan R.J., Searle M.P., Waters D.J., 2014. Structure of the metamorphic sole to the Oman Ophiolite, Sumeini Window and Wadi Taayin: implications for ophiolite obduction processes. In: H.R. Rollinson, M.P. Searle, I.A. Abbasi, A. Al-Lazki, M.H. Al-Kindi (Eds.), *Tectonic evolution of the Oman Mountains*. Geological Society, London, Special Publications, vol. 392, p. 155–175. <https://doi.org/10.1144/SP392.8>.
- Didenko A.N., Mossakovskii A.A., Pecherskii D.M., Ruzhentsev S.V., Samygin S.G., Kheraskova T.N., 1994. Geodynamics of the Central-Asian Paleozoic oceans. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 35 (7–8), 59–75 (in Russian) [Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // *Геология и геофизика*. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 59–75].
- Dobretsov N.L., Buslov M.M., 2004. Serpentinic mélanges associated with HP and UHP rocks in Central Asia. *International Geology Review* 46 (11), 957–980. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.46.11.957>.
- Dobretsov N.L., Buslov M.M., Saphonova I.Yu., Kokh D.A., 2004a. Fragments of oceanic island in the Kurai and Katun' accretionary wedges of Gorny Altai. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 45 (12), 1381–1403.

- Dobretsov N.L., Buslov M.M., Simonov V.A., 1991. Associating ophiolites, glaucophane schists and eclogites of the Gorny Altai. *Doklady AN SSSR* 318 (2), 413–417 (in Russian) [Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Симонов В.А. Ассоциирующие офиолиты, глаукофановые сланцы и эклогиты Горного Алтая // Доклады АН СССР. 1991. Т. 318. № 2. С. 413–417].
- Dobretsov N.L., Buslov M.M., Uchio Y., 2004b. Fragments of oceanic islands in accretion-collision areas of Gorny Altai and Salair, Southern Siberia, Russia: early stages of continental crustal growth of the Siberian continent in Vendian – Early Cambrian time. *Journal of Asian Earth Sciences* 23 (5), 673–690. [https://doi.org/10.1016/S1367-9120\(03\)00132-9](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(03)00132-9).
- Dobretsov N.L., Simonov V.A., Buslov M.M., Kurenkov S.A., 1992. Oceanic and island-arc ophiolites of Gorny Altai. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* (12), 3–14 (in Russian) [Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Куренков С.А. Океанические и островодужные офиолиты Горного Алтая // Геология и геофизика. 1992. № 12. С. 3–14].
- Gusev N.I., Berezhnaya N.G., Skublov S.G., Larionov A.N., Paderin I.P., 2012. Baltirgan eclogite-amphibolite complex of Gorny Altai: composition, age, zircon geochemistry, geodynamic result. *Regional'naya geologiya i metallogeniya (Regional Geology and Metallogeny)* (49), 60–69 (in Russian) [Гусев Н.И., Бережная Н.Г., Скублов С.Г., Ларионов А.Н., Падерин И.П. Балтырганский эклогит-амфиболитовый комплекс Горного Алтая: состав, возраст, геохимия циркона // Региональная геология и металлогения. 2012. № 49. С. 60–69].
- Jameison R.A., 1986. P-T paths from high temperature shear zone beneath ophiolites. *Journal of Metamorphic Geology* 4 (1), 3–22. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1986.tb00335.x>.
- Molnar P., Chen W.P., Padovani E.J., 1983. Calculated temperatures in overthrust terrains and possible combinations of heat sources responsible for the Tertiary granites in the Greater Himalaya. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 88 (B8), 6415–6429. <https://doi.org/10.1029/JB088iB08p06415>.
- Nohda S., Uchio Y., Kani Y., Isozaki Y., Maruyama S., 2003. Pb–Pb geochronologic study on the carbonaceous rocks in the Kurai area, Altai, Russia: V-C boundary or Snowball Earth event? In: AGU Fall Meeting, Abstract, V32C-1037.
- Ota T., Buslov M.M., Watanabe T., 2002. Metamorphic evolution of the Late Precambrian eclogite and associated metabasites, Gorny Altai, Russia. *International Geology Review* 44 (9), 837–858. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.44.9.837>.
- Ota T., Utsunomiya A., Uchio Yu., Isozaki Yu., Buslov M.M., Ishikawa A., Maruyama S., Kitajima K., Kaneko Y., Yamamoto H., Katayama I., 2007. Geology of the Gorny Altai subduction-accretion complex, Southern Siberia: Tectonic evolution of an Ediacaran-Cambrian intra-oceanic arc-trench system. *Journal of Asian Earth Sciences* 30 (5–6), 666–695. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2007.03.001>.
- Oxburgh E.R., Turcotte D.L., 1974. Thermal gradients and regional metamorphism in overthrust terrains with special reference to the Eastern Alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 54 (2–3), 642–662.
- Şengör A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S., 1993. Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia. *Nature* 364 (6435), 299–307. <https://doi.org/10.1038/364299a0>.
- Simonov V.A., Dobretsov N.L., Buslov M.M., 1994. Boninite series in structures of the Paleo-Asian Ocean. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 35 (7–8), 182–199 (in Russian) [Симонов В.А., Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Бонинитовые серии в структурах Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 182–199].
- Simonov V.A., Kuznetsov P.P., 1991. Boninites in the Vendian-Cambrian ophiolites of Gorny Altai. *Doklady AN SSSR* 316 (2), 448–451 (in Russian) [Симонов В.А., Кузнецов П.П. Бониниты венд-кембрийских офиолитов Горного Алтая // Доклады АН СССР. 1991. Т. 316. № 2. С. 448–451].
- Soret M., Agard P., Dubacq B., Plunder A., Yamato P., 2017. Petrological evidence for stepwise accretion of metamorphic soles during subduction infancy (Semail ophiolite, Oman and UAE). *Journal of Metamorphic Geology* 35 (9), 1051–1080. <https://doi.org/10.1111/jmg.12267>.
- Spray J.G., Williams G.D., 1980. The sub-ophiolite metamorphic rocks of the Ballantrae Igneous Complex, SW Scotland. *Journal of the Geological Society* 137 (3), 359–368. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.137.3.0359>.
- Travin A.V., 2016. Thermochronology of Early Paleozoic collisional and subduction-collisional structures of Central Asia. *Russian Geology and Geophysics* 57 (3), 434–450. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2016.03.006>.
- Travin A.V., Yudin D.S., Vladimirov A.G., Khromykh S.V., Volkova N.I., Mekhonoshin A.S., Kolotilina T.B., 2009. Thermochronology of the Chernorud granulite zone, Ol'khon region, Western Baikal area. *Geochemistry International* 47 (11), 1107–1124. <https://doi.org/10.1134/S0016702909110068>.
- Uchio Y., Isozaki Y., Ota T., Utsunomiya A., Buslov M.M., Maruyama S., 2004. The oldest mid-oceanic carbonate buildup complex: Setting and lithofacies of the Vendian (Late Neoproterozoic) Baratal limestone in the Gorny Altai Mountains, Siberia. *Proceedings of the Japan Academy, Series B, Physical and Biological Sciences* 80 (9), 422–428. <https://doi.org/10.2183/pjab.80.422>.
- Volkova N.I., Stupakov S.I., Travin A.V., Yudin D.S., 2007. The age of Chagan-Uzun eclogite exhumation (Russian Gorny Altai). In: Geodynamic evolution of the lithosphere of the Central Asian Mobile Belt (from ocean to continent). Issue 5. Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, vol. 1, p. 39–40 (in Russian) [Волкова Н.И., Ступаков С.И., Травин А.В., Юдин Д.С. Возраст эксгумации эклогитов Чаган-Узунского комплекса (Горный Алтай) // Гео-

динамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 5. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. Т. 1. С. 39–40].

Wakabayashi J., Dilek Y., 2003. What constitutes 'emplacement' of an ophiolite? Mechanisms and relationship to subduction initiation and formation of metamorphic soles. In: Y. Dilek, P.T. Robinson (Eds.), Ophiolites in Earth history. Geological Society, London, Special Publications, vol. 218, p. 427–447. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2003.218.01.22>.

Woodcock N.H., Robertson A.H.F., 1977. Origins of some ophiolite-related metamorphic rocks of the "Tethyan" belt. *Geology* 5 (6), 373–376. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1977\)5%3C373:OOSOMR%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1977)5%3C373:OOSOMR%3E2.0.CO;2).

Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Natapov L.M., 1990. Plate Tectonics of the USSR Territory. Nedra, Moscow, V. 1, 325 p.; V. 2, 334 p. (in Russian) [Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Т. 1. 325 с.; Т. 2. 334 с.].



Куликова Анна Викторовна, м.н.с.

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия
Новосибирский национальный исследовательский государственный университет
630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия
✉ e-mail: Ak_Cool@mail.ru

Kulikova, Anna V., Junior Researcher

V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of RAS
3 Academician Koptyug ave., Novosibirsk 630090, Russia
Novosibirsk National Research State University
2 Pirogov street, Novosibirsk 630090, Russia
✉ e-mail: Ak_Cool@mail.ru



Буслов Михаил Михайлович, докт. геол.-мин. наук, профессор, зав. лабораторией
Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия
Новосибирский национальный исследовательский государственный университет
630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия
e-mail: buslov@igm.nsc.ru

Buslov, Mikhail M., Doctor of Geology and Mineralogy, Professor, Head of Laboratory

V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of RAS
3 Academician Koptyug ave., Novosibirsk 630090, Russia
Novosibirsk National Research State University
2 Pirogov street, Novosibirsk 630090, Russia
e-mail: buslov@igm.nsc.ru



Травин Алексей Валентинович, докт. геол.-мин. наук, зав. лабораторией

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия
Новосибирский национальный исследовательский государственный университет
630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия
Новосибирский государственный технический университет
630073, Новосибирск, пр. Карла Маркса, 20, Россия
Томский государственный университет
634050, Томск, просп. Ленина, 50, Россия
e-mail: travin@igm.nsc.ru

Travin, Aleksei V., Doctor of Geology and Mineralogy, Head of Laboratory

V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of RAS
3 Academician Koptyug ave., Novosibirsk 630090, Russia
Novosibirsk National Research State University
2 Pirogov street, Novosibirsk 630090, Russia
Novosibirsk State Technical University
20 Karl Marx ave., Novosibirsk 630073, Russia
Tomsk State University
50 Lenin ave., Tomsk 634050, Russia
e-mail: travin@igm.nsc.ru