

## СТРУКТУРА И ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД КАБАК-ТАЙГИНСКОГО ОФИОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

© 2025 г. В. Д. Зиндобрый<sup>1</sup>, М. М. Буслов<sup>1, \*</sup>, А. В. Котляров<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,  
д. 3, просп. Академика Коптюга, 630090 Новосибирск, Россия

\*e-mail: buslov@igm.nsc.ru

Поступила в редакцию 13.11.2024 г.

После доработки 27.02.2025 г.

Принята в печать 27.03.2025 г.

Кабак-Тайгинский офиолитовый комплекс представлен серпентинитовым меланжем, включающим тектонические блоки габбро-пироксенит-гипербазитов и габбро-диабазов, прорванных дайками лейкоплагиогранитов. Меланж расположен в основании аккреционного комплекса, сложенного тектоническими пластинами базальтов и ритмично-слоистых терригенно-кремнистых пород, измененных в зеленосланцевой фации метаморфизма. Выявлено, что габбро-диабазы относятся к низкотитанистым толеитам, лейкоплагиограниты являются кальциевыми и относятся к гранитам М-типа, а базальты – к умеренно-щелочным высокотитанистым вулканитам. Микроэлементный состав габбро-диабазов и базальтов, а также особенности состава хромшпенелидов из ультраосновных пород указывают на их формирование в процессе спрединга в тылу островной дуги. Совокупность полученных новых геологических и петролого-геохимических данных по породам Кабак-Тайгинского офиолитового комплекса и базальтам аккреционного комплекса позволяют объединить их в единую офиолитовую ассоциацию. Совместно с офиолитами Южной Тувы она представляет вендско-кембрийский задуговой бассейн Таннуольской островной дуги, фрагменты которого сохранились в ранне-среднепалеозойской Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянской сутурно-сдвиговой зоне. Полученные новые данные являются важным аспектом в обосновании геодинамической природы сутурно-сдвиговой зоны, разделяющей Алтае-Саянскую складчатую область на два крупных тектонических сегмента, представленных коллизионным и аккреционным орогенами на южном обрамлении Сибирского палеоконтинента.

*Ключевые слова:* тектоника, геодинамика, офиолиты задугового бассейна, геохимия, базальт, габбро-диабаз, Таннуольская островная дуга, Сибирский палеоконтинент, Алтае-Саянская складчатая область

DOI: 10.31857/S0016853X25020057, EDN: EGVOAX

### ВВЕДЕНИЕ

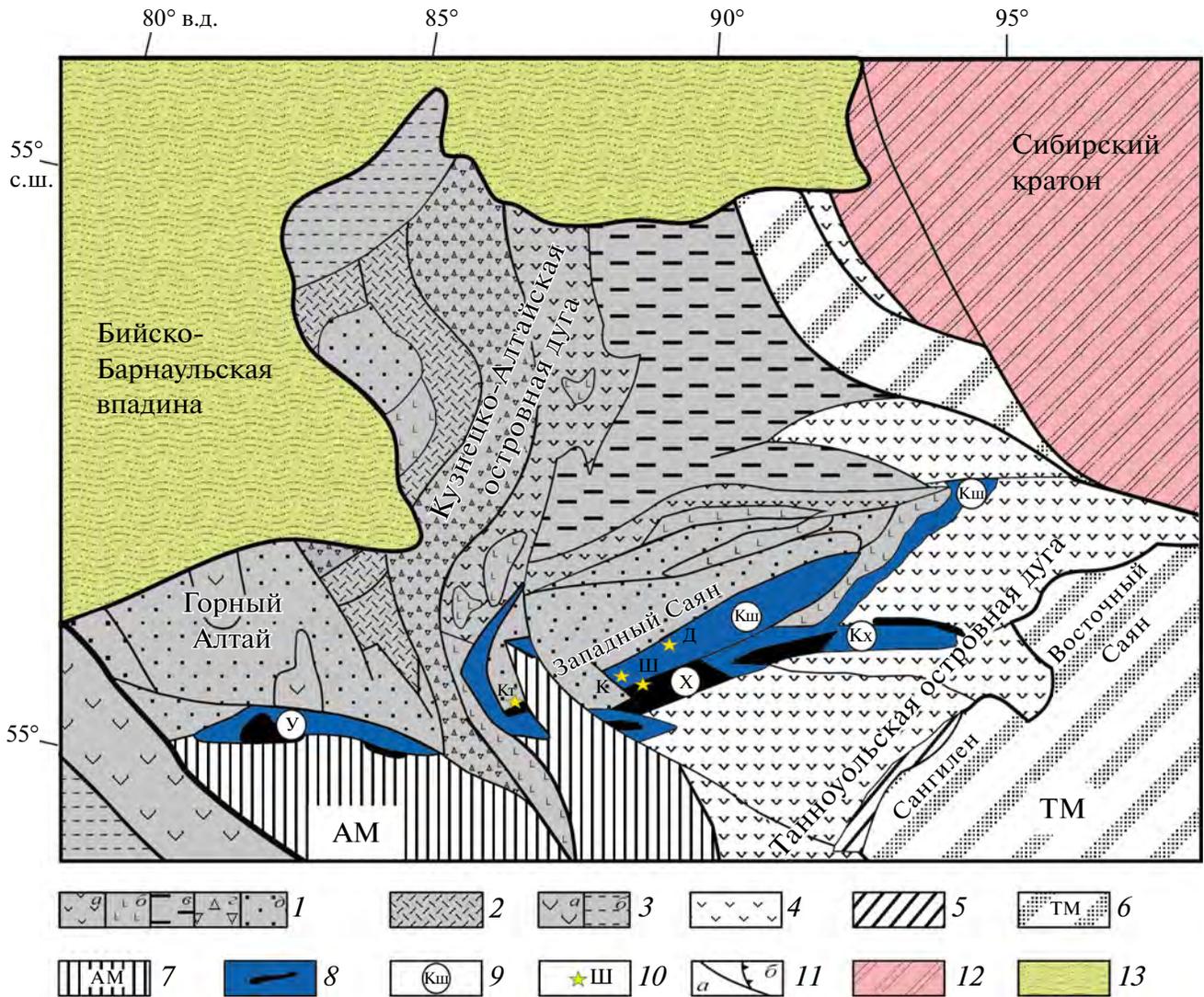
Исследования офиолитов Алтае-Саянской складчатой области с позиций тектоники плит выявило их исходные тектонические обстановки формирования в открытом океане, примитивной островной дуге и задуговом бассейне [9, 10, 15, 26].

Предполагается, что разнотипные офиолиты Западной части Тихого океана характеризуют эволюцию Палеоазиатского океана. Палеоазиатский океан возник 900 млн лет назад, и его максимальное раскрытие состоялось в интервале 640–550 млн лет назад в венде–кембрии, к которому было приурочено формирование офиолитовых массивов Алтае-Саянской складчатой области, сохранившихся в Борусском поясе Западного

Саяна, в Горном Алтае (Чаган-Узунский массив, Теректинский пояс), а также фрагментарно распространённых в пределах Тувы, западных склонов Кузнецкого Алатау и на Салаире [15, 26, 46, 47].

Офиолиты задугового бассейна были выявлены в Туве [11, 14, 15, 26, 48]. Зоны офиолитов – Западно-Тувинская (на западе), Южно-Тувинская (на юге) и Каахемская (на юго-востоке) – локализовались в трех структурно разобщенных районах, формируя протяженные линейные тектонические блоки среди среднекембрийско–силурийских осадков Хемчикско-Сыстыгхемского прогиба (рис. 1).

В этих зонах офиолиты формируют серпентинитовые меланжи, которые чередуются с тектоническими пластинами углеродисто-



**Рис. 1.** Карта-схема структурного положения неопротерозойско–палеозойских геодинамических комплексов юго-западной окраины Сибирского кратона (по данным [39], с изменениями и дополнениями).

Положение (прямоугольник) восточной части Горного Алтая – см. рис. 2.

Офиолитовые массивы: Кп – Копсекский; Кт – Кабак-Тайгинский; Ш – Шатский.

Офиолитовые зоны: Кх – Каахемская, Кш – Куртушибинская, У – Уймонская, Х – Хемчикская.

1–3 – аккреционный ороген (PR<sub>3</sub>–O<sub>1</sub>): 1 – Кузнецко-Алтайская островная дуга (PR<sub>3</sub>–O<sub>1</sub>): а – развитая с вулканитами известково-щелочной серии, б – примитивная с офиолитами бонинит-толеитовой серии; в – вулканогенно-осадочные комплексы задугового бассейна, г – аккреционные комплексы с фрагментами океанических офиолитов, д – турбидиты преддугового прогиба (Ст), 2 – Салаирская островная дуга (PZ<sub>1</sub>) с вулканитами известково-щелочной серии, 3 – Горно-Алтайская активная окраина (D–C<sub>1</sub>): а – вулканоплутанические образования, б – турбидиты преддугового прогиба (D<sub>3</sub>–C<sub>1</sub>); 4–7 – коллизионный ороген (PR<sub>3</sub>–O<sub>1</sub>): 4 – развитая Таннуольская (Тувинно-Монгольская) островная дуга (PR<sub>3</sub>–O<sub>1</sub>) с вулканитами известково-щелочной серии, 5 – Агардагские офиолиты, 6 – Тувинно-Монгольский докембрийский микроконтинент Гондванской группы, 7 – турбидиты Алтае-Монгольского террейна (PZ<sub>1</sub>); 8–10 – Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянская сутурно-сдвиговая зона (PZ<sub>1.2</sub>): 8 – аккреционные комплексы с фрагментами офиолитов задугового бассейна (PR<sub>3</sub>–Ст), 9 – офиолитовые зоны, 10 – офиолитовые массивы; 11 – разрывные нарушения (PZ<sub>3</sub>): а – сдвиги, б – надвиги; 12 – Сибирский кратон; 13 – Бийско-Барнаульская впадина (KZ)

карбонатно-кремнисто-терригенных пород и ритмично-слоистых терригенно-кремнистых пород с линзами олистостром, включающих обломки базальтов, кремней, в разной степени измененных ультрабазитов, габброидов и известняков.

Внутри меланжей встречаются хорошо сохранившиеся фрагменты разреза океанической коры (см. рис. 1):

- тектонизированные гипербазиты;
- расслоенный ультрамафитовый комплекс;

- габброиды;
- серии параллельных даек;
- эффузивы.

Широкое развитие серий параллельных даек свидетельствует о существовании спрединговых процессов, сформировавших офиолитовые ассоциации. Венд–кембрийский офиолитовый магматизм проходил в обстановке растяжения в задуговом бассейне в ассоциации с близкой по возрасту Таннуольской островной дугой, фрагменты которой представлены в Восточной Туве и простираются на юг, в Монголию [26] (см. рис. 1).

Кабак-Тайгинский офиолитовый массив расположен на Горном Алтае в западной части Алтае-Саянской складчатой области вблизи офиолитовых массивов Южно-Тувинской зоны (см. рис. 1, рис. 2).

Кабак-Тайгинский массив, аналогично офиолитовым массивам Улаганской зоны восточной части Горного Алтая и Чарышко-Теректинской (или Уймонской) зоны центральной части Горного Алтая, рассматривался как серпентинитовый меланж с блоками габбро-пироксенит-гипербазитов и габбро-диабазов [10, 39, 40].

Однако нами предполагается, что эти структуры приурочены к единой ранне-среднепалеозойской Чарышко-Теректинско-Улаганско-Саянской сутурно-сдвиговой зоне. Она хорошо изучена в Уймонской зоне, где представлена ранне-среднепалеозойским аккреционным комплексом с участием серпентинитовых меланжей, тектонических пластин базальтов океанической коры и ритмично-слоистых терригенно-кремнистых пород, метаморфизованных в зеленосланцевой и голубосланцевой фациях [4].

Кабак-Тайгинский офиолитовый комплекс и офиолитовые пояса Тувы разделены позднепалеозойской Шапшальской сдвиговой зоной [3] (см. рис. 1, см. рис. 2).

Тематические и геолого-съёмочные исследования показали, что Кабак-Тайгинский офиолитовый комплекс совместно с метаморфизованными до эпидот-амфиболитовой фации предположительно венд–палеозойскими вулканогенно-осадочными и осадочными породами участвует в строении покровно-надвиговой структуры [2, 3].

Комплекс представлен серпентинитовым меланжем, в структуру которого входят различные по размерам тектонические пластины и блоки габбро-пироксенитов, габбро-диабазов и базальтов. Длина некоторых пластин достигает десятков километров при ширине до нескольких сотен

метров. Детальных работ по выделению различных фрагментов офиолитовой триады, а также петролого-геохимических и геохронологических исследований Кабак-Тайгинского офиолитового комплекса не проводилось, что, прежде всего, было связано с его трудной доступностью.

В Южно-Тувинском поясе, расположенном в районе Шапшальского хребта, на основе детальных петролого-геохимических и геологических работ было установлено, что выделяемые в нем Хемчикская и Каахемская зоны представлены офиолитами задугового спрединга с хорошо выраженным комплексом параллельных даек [13, 18, 20, 21, 37, 59, 61] (см. рис. 1).

На основе геологических данных и результата датирования  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  методом роговой обманки из габбро Шатского массива Хемчикской зоны ( $578.1 \pm 5.6$  млн лет) возраст офиолитов Хемчикской и Каахемской зон рассматривается как позднедокембрийско–кембрийский [18].

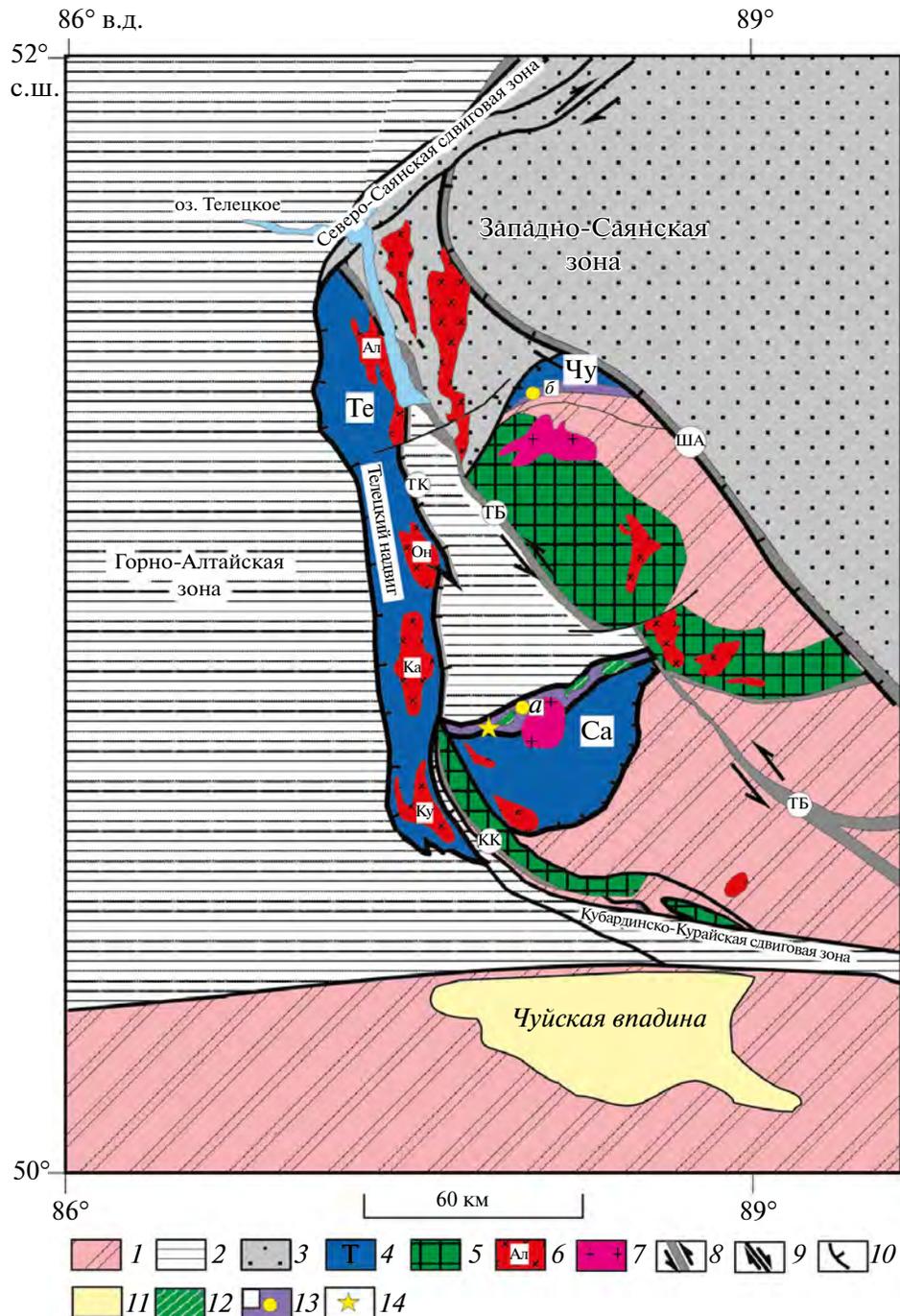
Целью настоящего исследования является уточнение структурного положения и геодинамической природы Кабак-Тайгинского офиолитового комплекса на основе новых геологических и петролого-геохимических данных.

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Предполагается, что Кабак-Тайгинский офиолитовый комплекс является фрагментом Чарышко-Теректинско-Улаганско-Саянской сутурно-сдвиговой зоны и расположен вблизи офиолитовых поясов Тувы [3, 4] (см. рис. 2).

Сутурно-сдвиговая зона сегментарно протягивается на расстоянии  $>1000$  км, она разделяет Алтае-Саянскую складчатую область на два крупных тектонических элемента, представленных коллизионным и аккреционным орогенами, сформированными на южном обрамлении Сибирского палеоконтинента [10, 39, 40, 49] (см. рис. 1).

Венд–палеозойские комплексы аккреционного орогена состоят из венд–кембрийской Кузнецко-Алтайской островной дуги, комплексов пород ордовикско–раннедевонской пассивной окраины и Горно-Алтайской девонско–раннекарбоновой активной окраины. В аккреционном клине Кузнецко-Алтайской островной дуги наряду с турбидитами глубоководного желоба широко представлены фрагменты позднедокембрийской примитивной островной дуги с толеит-бонинитовым типом магматизма и океанической коры, состоящей из офиолитов открытых



**Рис. 2.** Структурная схема восточной части Горного Алтая (по данным [43], с изменениями и дополнениями). Аккреционные комплексы Горного Алтая (восточная часть): Те – Телецкий, Са – Саратанский, Чу – Чульчинский. Гранитоидные массивы: Ал – Алтынтаусский, Он – Онышский, Ка – Каракудюрский, КК – Кубардинско-Курайский. Сдвиговые зоны: ША – Шапшальская, ТБ – Телецко-Башкауская, ТК – Телецко-Курайская, КК – Кубардинско-Курайская. Обозначены (буквы курсивом на белом фоне) серпентиниты базит-гипербазитового комплекса: *a* – Кабак-Тайгинский, *b* – Карагольский. 1 – турбидиты Алтае-Монгольского террейна (PZ<sub>1</sub>); 2–3 – зоны: 2 – Горно-Алтайская, 3 – Западно-Саянская; 4 – среднепалеозойские аккреционные комплексы восточной части Горного Алтая; 5 – метаморфические пояса (S<sub>2</sub>–D<sub>1</sub>); 6 – гранитоидные массивы (S–D<sub>1</sub>); 7 – гранитные массивы (T<sub>1</sub>); 8 – сдвиговые зоны (D<sub>3</sub>–C<sub>1</sub>); 9 – надвиги (D<sub>3</sub>–C<sub>1</sub>); 10 – сдвиги (P–T); 11 – четвертичные отложения в Чуйской впадине (Q); 12–13 – базит-гипербазитовый комплекс: 12 – габброиды, 13 – серпентиниты; 14 – точки отбора проб

океанов и палеоокеанических поднятий [15, 26, 39, 40, 43] (см. рис. 1).

Коллизионный ороген (Казахстанско–Байкальский палеоконтинент) сформировался в венде–кембрии в результате субдукции плиты Палеоазиатского океана, содержащей докембрийские микроконтиненты (Муйский, Баргузинский, Тувино–Монгольский, Актау–Джунгарский, Кокчетавский и др.) Гондванской группы, субдукцированные под Казахстанско–Тувино–Монгольскую островодужную систему.

На южном обрамлении Сибирского континента данная островодужная система представлена Таннуольской дугой. Субдукция и последующая коллизия микроконтинентов с островной дугой привели к консолидации земной коры и формированию фундамента Казахстанско–Байкальского палеоконтинента [3, 10, 39, 40].

Ранне–среднепалеозойская Чарышско–Теректинско–Улаганско–Саянская сутурно–сдвиговая зона расположена в тыловой части коллизионного орогена, представленного венд–кембрийской Таннуольской островной дугой и докембрийским Тувино–Монгольским микроконтинентом [3, 4, 37, 38, 42, 44]. В строение этой сутурно–сдвиговой зоны входят:

- фрагменты вендско–раннеордовикской океанической коры;
- ордовикские голубые сланцы;
- кембрийско–ордовикские турбидиты;
- ордовикско–силурийские коллизионные граниты;
- средне–поздепалеозойские метаморфические породы зон смятий.

Венд–палеозойские складчатые области южно–обрамления Сибирского кратона нарушены поперечными и продольными поздепалеозойскими сдвигами и сдвиго–надвигами [3, 5, 39, 40] (см. рис. 1 и рис. 2).

Они нарушили и переориентировали протяженные (длиной до многих сотен километров) линейные геодинамические комплексы аккреционного орогена и Чарышско–Теректинско–Улаганско–Саянской сутурно–сдвиговой зоны [43].

Выявлено, что для Чарышско–Теректинского (Уймонская зона) и Саянского (Хемчикская, Каахемская и Куртушибинская зоны) сегментов характерно аккреционное строение, состоящее из чередования серпентинитовых меланжей с блоками габбро–пироксенит–гипербазитов и габбро–диабазов, тектонических пластин базальтов и ритмично–слоистых терригенно–кремнистых

пород, их метаморфических аналогов в зеленосланцевой, эпидот–амфиболитовой и голубосланцевой фациях метаморфизма средне–поздепалеозойского возраста [3, 4, 18, 21, 40, 60].

Офиолиты в Хемчикской и Каахемской зонах Южно–Тувинского пояса включают гарцбургитовый, верлит–клинопироксенит–габбровый, габбровый и габбро–диабазовый комплексы. Они формируют погружающиеся на юг аллохтоны, где встречаются в форме тектонических пластин и блоков в серпентинитовом меланже.

В составе некоторых серпентинитовых меланжей принимают участие блоки и тектонические пластины базальтов и габбро–диабазов с N–MORB и E–MORB, реже – OIB геохимическими характеристиками [4, 15, 18, 21, 34, 58, 59, 61].

Возраст офиолитов трактуется как позднедокембрийский, возраст голубых сланцев Куртушибинской зоны определен как позднеордовикско–силурийский [5]. Это предполагает, что субдукция океанической коры происходила в среднем палеозое в юго–восточном направлении под Таннуольскую островную дугу, сформированную в венде–кембрии [13, 39, 40].

Улаганский сегмент восточной части Горного Алтая и офиолитовые зоны Южной Тувы расположены между Чарышско–Теректинским и Саянскими сегментами сутурно–сдвиговой зоны. Улаганский сегмент представлен метаморфизованными в эпидот–амфиболитовой и зеленосланцевой фациях вулканогенно–осадочными породами Телецкого, Саратанского и Чульчинского комплексов и зонами серпентинитового меланжа, содержащего блоки габбро–диабазов и габбро–пироксенит–ультрабазитов [3].

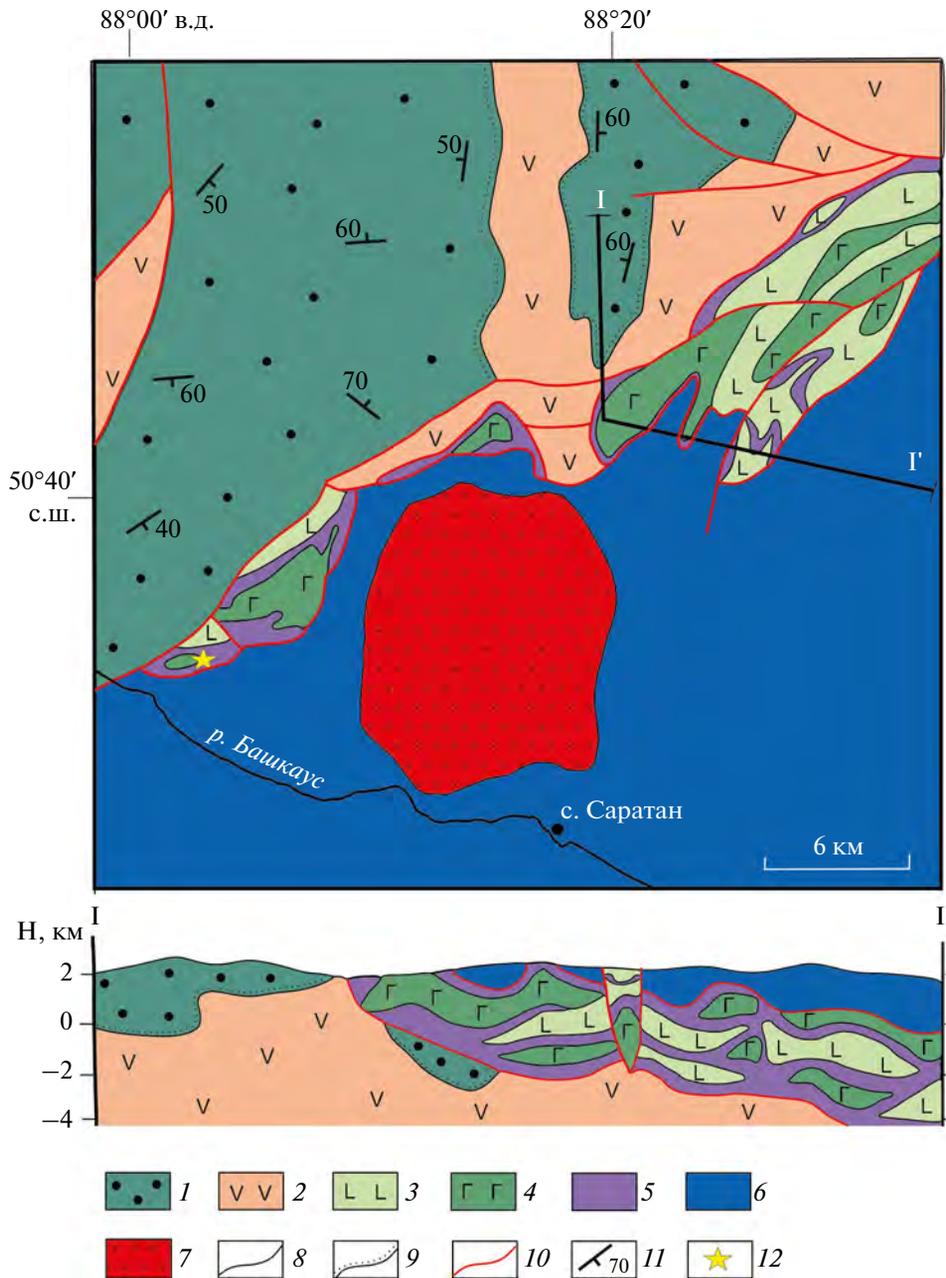
## СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ КАБАК–ТАЙГИНСКОГО ОФИОЛИТОВОГО МАССИВА

Структурное положение Кабак–Тайгинского офиолитового комплекса рассматривается как офиолитовый меланж в основании Артлашско–Башкаусского тектонического покрова [2] (рис. 3).

В составе покрова выделены две крупные пластины [2]:

- Артлашская (верхняя);
- Башкаусская (нижняя).

В строении Артлашской пластины участвуют песчано–сланцевые толщи артлашской и кумурлинской свит кембрия, регионально метаморфизованные в зеленосланцевой фации



**Рис. 3.** Схема геологического строения серпентинитового меланжа Кабак-Тайгинского офиолитового комплекса в среднем течении р. Башкаус (по данным [2], с дополнениями).

1 – карбонатно-терригенные отложения пассивной окраины (O–S); 2 – вулканогенно-осадочные отложения Уймено-Лебедской зоны (V–Cm); 3–5 – серпентинитовый меланж (V–Cm): 3 – базальты, 4 – габброиды, 5 – серпентиниты; 6 – нерасчлененные образования саратанского аккреционного комплекса; 7 – Атуркольский гранитоидный массив (P<sub>2</sub>–T<sub>1</sub>); 8 – границы тектонических блоков, пластин габбро и базальтов в серпентинитовом меланже; 9 – границы несогласного стратиграфического залегания; 10 – сдвиги и сдвиго-надвиги (D<sub>3</sub>–C<sub>1</sub>); 11 – элементы залегания слоистости; 12 – точки отбора проб

с сохранением первичного состава и слоистости [7, 8].

Свиты представляют собой единый комплекс с четко выраженным ритмично-слоистым переслаиванием терригенных осадков. Нижележащая артлашская свита сложена зелеными

и зеленовато-серыми метаморфизованными песчаниками и алевролитами, филлитизированными глинистыми сланцами и отдельными прослоями гравелитов [7, 8].

Песчаники и гравелиты имеют, в основном, полевошпат-кварцевый состав, реже представлены

полимиктовыми разностями с обломками кремнистых пород, эффузивов кислого и среднего состава. Цемент песчаников и гравелитов кремнисто-хлоритовый и серицит-хлорит-кварцевый. Граница между артлашской и кумурлинской свитами проводится по появлению в разрезе характерных прослоев фиолетовых глинистых сланцев и алевролитов, реже вишневых песчаников, которые составляют до 10 % кумурлинской толщи [7, 8]. Наиболее заметны полимиктовые и туфогенные разности песчаников, а также прослой грубых песчаников и гравелитов того же состава, что и в артлашской свите.

Мощность артлашской свиты достигает 1 800 м. Мощность кумурлинской свиты составляет 1 300 м. Песчано-сланцевая толща Артлашской пластины смята в крупные изоклиналильные складки субширотного простирания, осложненные более мелкой складчатостью. Элементы складчатой структуры Артлашской пластины срезают под острым углом поверхность разлома на контакте с образованиями нижележащей Башкаусской тектонической пластины. Эта пластина сложена метаморфическими сланцами по вулканогенным и осадочным породам (выделяемыми, соответственно, в саратанскую и башкаусскую свиты).

Мета-осадочные породы представлены, в основном, ритмично-слоистыми алевролитокремнистыми образованиями, в меньшей мере песчаниками. Мета-вулканы формируют протяженные (до нескольких километров) тела мощностью до 300 м. Они представлены порфиридами и шаровыми лавами. Эти тела обычно имеют крутые углы наклона и смяты совместно с вмещающими породами в крупные изоклиналильные складки с юго-восточным погружением осевых плоскостей.

Башкаусская пластина погружается под Артлашскую и совместно с ней полого перекрывает Кабак-Тайгинский офиолитовый комплекс, который также полого перекрывает сложные по составу венд-кембрийские вулканогенно-осадочные и ордовикские осадочные породы, выделяемые в составе Улаганской впадины (см. рис. 3).

Рассматриваемые образования в среднем течении р. Башкаус детально изучены при проведении геолого-съёмочных работ [7, 8, 29]. Предположительно вендские вулканогенно-осадочные образования выделены под названием карагольской свиты и по вещественным признакам и структурному положению отнесены в состав Уйменско-Лебедской зоны Кузнецко-Алтайской островной дуги (см. рис. 1).

Наиболее представительный их разрез вскрыт к северу от с. Саратан, где вулканогенно-осадочная толща слагает крупную узкую антиклинальную складку северо-восточного простирания (см. рис. 3).

Нижняя часть толщи мощностью 600 м образована чередующимися вулканомиктовыми конгломератами, гравелитами, андезитовыми порфиридами и их туфами, светло-серыми полосчатыми кремнистыми породами и зелеными алевролитами [7, 8].

Верхняя часть толщи мощностью ~50 м представлена лавовым потоком дацитового ряда, туфами, алевролитами и прослоями серых известняков. На отложения карагольской свиты с резким угловым несогласием и конгломератами в основании налегает мощная (>2 км) нижнекембрийская песчано-алевролитовая толща [8].

Базальные конгломераты мощностью ~400 м представлены обломками габброидов, диабазов, дацитов, черных углеродистых сланцев, порфиридоидов, кварцитов и кварцито-яшм.

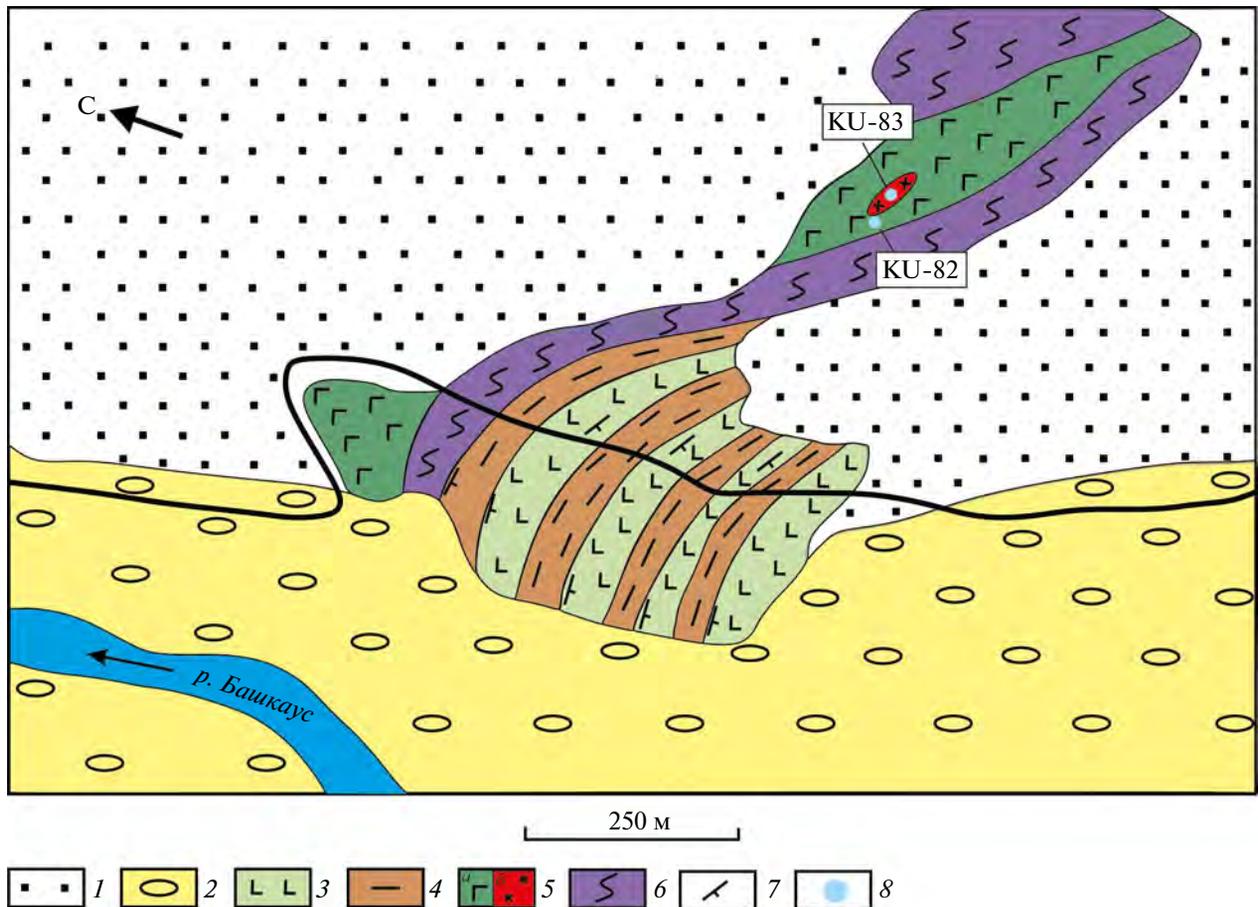
Выше них расположена пачка кварцевых крупнозернистых песчаников мощностью 600 м, сменяющаяся пачкой переслаивающихся зеленых алевролитов и песчаников. Завершают разрез толщи лиловато-серые алевролиты с прослоями зеленых алевролитов и лилово-кремовых песчаников мощностью до 500 м.

Предположительно, ордовикские отложения мощностью до первых километров с угловым несогласием и базальными конгломератами перекрывают венд-кембрийские образования. Они представлены частично красноцветными, часто грубообломочными разностями терригенных пород. Галька базальных конгломератов состоит из кварцитов, силицилитов, средних и основных эффузивов, песчаников и алевролитов [7].

Нами охарактеризовано структурное положение Кабак-Тайгинского офиолитового массива в его крайней восточной части, в 6 км на юго-восток от с. Улаган, на правом берегу р. Башкаус. Здесь данный массив представлен серпентинитовым меланжем с блоком габбро-диабазов, прорванных дайками и жилами лейкоплагиогранитов (рис. 4).

Офиолиты залегают в основании Башкаусской тектонической пластины, образующей широкую полосу до 50 км к юго-востоку [2] (см. рис. 2, см. рис. 3).

Тектоническая пластина рассматривается нами как фрагмент аккреционного комплекса, представленного тектоническим чередованием



**Рис. 4.** Схема структурного положения Кабак-Тайгинских офиолитов в аккреционном комплексе.

Пробы для U–Pb датирования цирконов: № KU-82 – габбро-диабаз; № KU-83 – лейкоплагрионит.

1 – задернованные участки; 2 – речная терраса; 3 – базальты; 4 – мета-терригенные породы; 5 – габбро-диабазы с дайкой лейкоплагрионитов; 6 – серпентиниты; 7 – элементы залегания сланцеватости; 8 – точки отбора проб

терригенно-кремнистых пород (турбидитов) и базальтов, измененных в зеленосланцевой фации и, предположительно, в голубосланцевой фации метаморфизма. В метатурбидитах сохранилась градационная ритмичность – от песчаников до кремнистых пород (мощность слоев составляет от нескольких миллиметров до первых десятков сантиметров). Среди ритмично-слоистых пород часто встречаются мощные (до многих метров) линзы среднезернистых вулканомиктовых песчаников. Метабазальты часто имеют подушечную отдельность и ассоциируют с кремнистыми породами.

Контакты между метаосадочными и метавулканогенными породами разломные и представлены зонами расланцевания, мощность которых достигает первых метров. Зоны выполнены хлорит-кварц-кальцит-серецитовыми сланцами по терригенным породам и хлорит-эпидот-кальцит-биотитовыми сланцами по вулканитам.

В структуре тектонических пластин наблюдается мелкая изоклиальная складчатость с размахом крыльев складок до ~1 м, которая особенно четко проявлена в слоистых терригенных породах. Осевые плоскости складок субпараллельны плоскостям разломов, ограничивающих тектонические пластины. Тектонические пластины метабазальтов и метатурбидитов чередуются в разрезе, их мощность достигает сотни метров. Тектонические пластины и зоны серпентинитового меланжа деформированы в концентрические складки с размахом крыльев до нескольких сотен метров (см. рис. 3).

Габбро-диабазы сильно расланцованы и метаморфизованы в зеленосланцевой фации, в них наблюдается чередование (мощностью до первых метров) габбро и диабазов со слабовыраженными зонами закалок. Лейкоплагриониты формируют дайки и жилы мощностью до 20 см (см. рис. 4).

В борту правого берега р. Башкаус серпентинитовый меланж и тектонические пластины

базальтов и турбидитов погружаются на юго-восток под углами  $60^{\circ}$ – $70^{\circ}$ . Видимая мощность блока габбро-диабазов составляет ~100 м, серпентинитов – до 50 м, мощность меланжа составляет ~350 м (рис. 5).

## МЕТОДЫ

Определение содержания оксидов основных породообразующих элементов, а также содержания редкоземельных и рассеянных элементов, изучение минерального состава хромшпинелидов проводилось в Центре коллективного пользования научным оборудованием для многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН (ЦКП МИИ СО РАН) (г. Новосибирск, Россия) по стандартным методикам рентгеноспектрального анализа и масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS). Хромшпинелиды из ультрабазитов Кабак-Тайгинского массива анализировались электронно-зондовым методом на электронном микроскопе с микроанализатором JEOL-JXA-8100 SuperProbe (Япония). Результаты исследований приведены в табл. 1–3.

### *Петрографическая характеристика пород*

Габбро-диабазы состоят из плагиоклаза и роговой обманки, которые находятся в почти равном соотношении. Породы сильно изменены с развитием клиноцоизита, биотита и хлорита по роговой обманке. Структуры пород офиолитовые с резким идиоморфизмом лейст-кристаллов плагиоклаза относительно других минералов. Базальты также сильно изменены. Среди них иногда встречаются разновидности с афировой и долеритовой структурой. Афировые базальты состоят из кристаллов амфибола, плагиоклаза, эпидота и хлорита.

Долериты представлены идиоморфными кристаллами плагиоклаза (до 50–60%) и пироксена, практически полностью замещенного амфиболом (до 40–50%). Между кристаллами расположены ксеноморфные зерна хлорита, реже – плагиоклаза, амфибола и биотита. Плагиоклаз представлен удлиненными кристаллами (длина до 0.1 мм). Пироксен образует удлиненные кристаллы (длина до 0.5 мм) или ксеноморфные зерна. Серпентиниты сложены спутанно-волоконистым серпентином и хромитом. В породе присутствует небольшое количество (до 3–4%) серицита и многочисленные кальцитовые жилы.

Лейкоплагиогранит состоит из кристаллов кварца (~45%), хлоритизированного и серицити-

зированной кислого плагиоклаза (~40%), калиевого полевого шпата (~15%) и мусковита (<1%). Кварц является идиоморфным по отношению к полевым шпатам. Структура пород гранитовая, текстура массивная.

### *Геохимический анализ и геодинамические обстановки формирования пород*

Рассмотренные породы Кабак-Тайгинских офиолитов приурочены к базальтовым полям ( $\text{SiO}_2$  ~ 42.96–52.13 масс. %) на диаграмме  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$  (рис. 6).

Габбро-диабазы показывают нормальную щелочность ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  ~ 2.36–4.09 масс. %) и находятся, преимущественно, в поле данных по задуговому бассейну Вудларк (юго-запад Тихого океана), большая часть базальтовых лав обладает повышенной щелочностью ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  ~ 2.86–5.05 масс. %).

Согласно распределению суммы щелочей, железа и магния базальтовые лавы и габбро-диабазы Кабак-Тайгинских офиолитов образуют единую группу в толеитовой области, перекрытую полем данных по задуговому бассейну Вудларк и ассоциирующую с дайками офиолитов Южной Тувы (рис. 7).

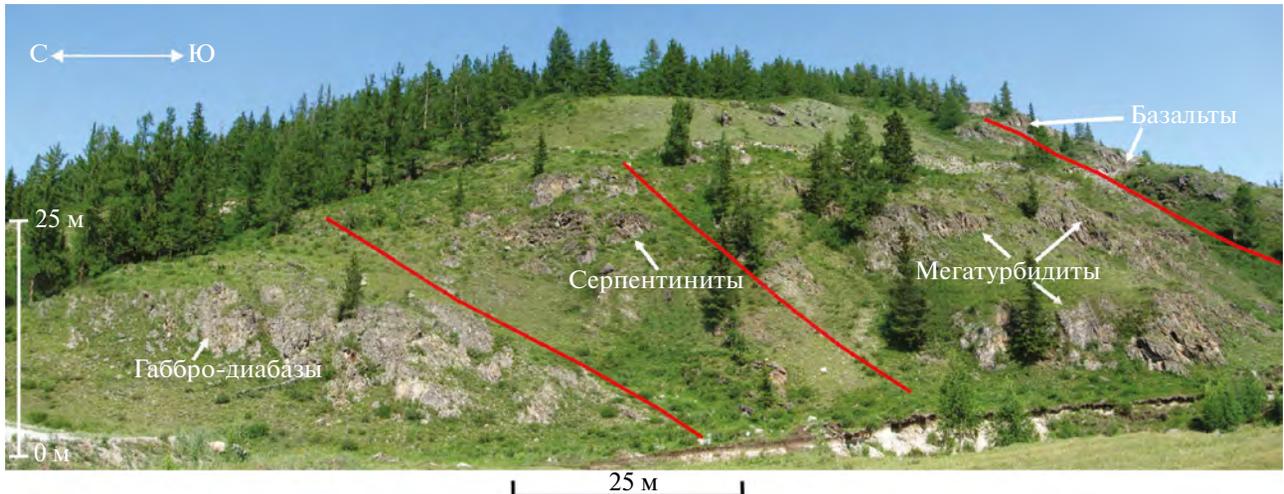
Изученные габбро-диабазы, несмотря на то, что они иногда обладают полнокристаллической габброидной структурой, не попадают в поле расчлененных базит-ультрабазитовых комплексов, располагаясь на диаграмме среди эффузивных и дайковых пород, представляя, таким образом, что наиболее вероятно, дайковый спрединговый комплекс Кабак-Тайгинских офиолитов (см. рис. 7).

Большинство точек базальтовых лав и габбро-диабазов Кабак-Тайгинских офиолитов на диаграмме  $\text{TiO}_2 - \text{FeO}^*/\text{MgO}$  приурочены к полю данных по базальтам задугового бассейна Вудларк, согласуясь с трендом базальтов срединно-океанических хребтов (рис. 8, а).

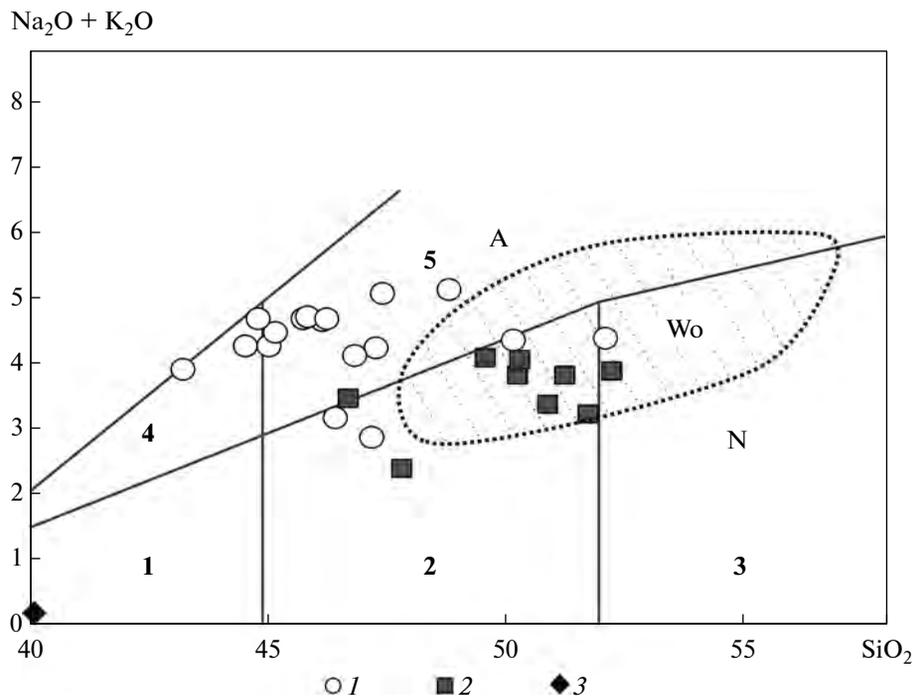
Составы габбро-диабазов и базальтовых лав Кабак-Тайгинских офиолитов располагаются на диаграмме  $\text{TiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$  в областях пород (BABB+E-MORB), N-MORB и OIB, они полностью перекрыты полем данных по бассейну Вудларк (табл. 1, табл. 2; см. рис. 8, б).

Габбро-диабазы из Кабак-Тайгинских офиолитов по соотношению Y и Zr находятся в поле N-MORB (рис. 9, а).

Также они располагаются в поле N-MORB на диаграмме  $\text{Nb/Y} - \text{Zr/Y}$ , при этом базальтовые лавы находятся в полях Wo и внутриплитных базальтов (см. рис. 9, б).



**Рис. 5.** Полевое фото Кабак-Тайгинских офиолитов и аккреционного комплекса в левом борту р. Башкаус. Показаны (линии красным) разрывные нарушения.



**Рис. 6.** Диаграмма  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$  (масс. %) для базальтов и габбро-диабазов Кабак-Тайгинских офиолитов Горного Алтая (по [11, 24, 31, 48]).

Показано: Wo – базальты и расплавные включения в оливинах базальтов задугового бассейна Вудларк (юго-запад Тихого океана).

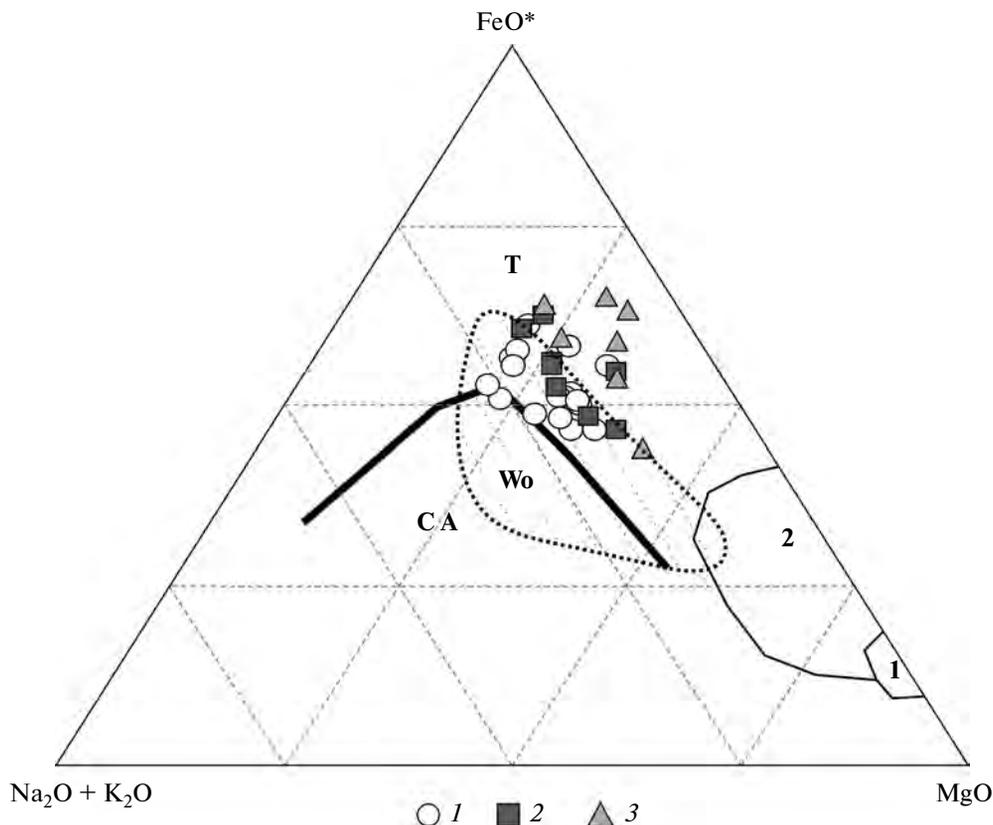
Породы: А – щелочные; N – нормальной щелочности.

Поля пород: 1 – ультраосновные пикробазальты, 2 – основные пикробазальты и базальты, 3 – андезибазальты, 4 – умеренно-щелочные пикробазальты, 5 – умеренно-щелочные базальты.

1 – базальтовые лавы; 2 – габбро-диабазы; 3 – серпентинит

На диаграммах  $\text{Nb}_N - \text{Th}_N$  и  $\text{Ta}/\text{Yb} - \text{Th}/\text{Yb}$  габбро-диабазы попадают в поле базальтов задуговых бассейнов, а точки составов базальтов расположены в областях океанических базальтов MORB и OIB типа (рис. 10).

По характеру распределения редкоземельных элементов базальтовые лавы Кабак-Тайгинских офиолитов полностью совпадают с полученными данными по основным породам задугового бассейна Вудларк. Габбро-диабазы, содержащие



**Рис. 7.** Диаграмма  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) - \text{FeO}^* - \text{MgO}$  (масс. %) для базальтов и габбро-диабазов Кабак-Тайгинского офиолитового комплекса Горного Алтая (по [11, 24, 48, 51]).

$\text{FeO}^*$  – общее содержание оксидов железа (масс. %) в пересчете на  $\text{FeO}$ .

Показано: Wo – базальты и расплавные включения в оливинах базальтов задугового бассейна Вудларк (юго-запад Тихого океана).

Породы: CA – известково-щелочные; Т – толеитовые.

Поля пород: 1 – тектонизированные «метаморфические» гипербазиты; 2 – основные и ультраосновные породы расслоенного комплекса.

1 – базальтовые лавы; 2 – габбро-диабазы; 3 – дайки из офиолитов Карашатского массива (Южная Тува)

меньше легких лантаноидов, располагаются одновременно в полях базальтов задуговых бассейнов и базальтов типа N-MORB (рис. 11).

Данные о макроэлементном составе образца № KU-83 лейкоплагиогранита указывают на то, что по соотношению  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) - \text{CaO}$  лейкоплагиогранит является кальциевым (индекс ASI = 1.02) (см. табл. 1).

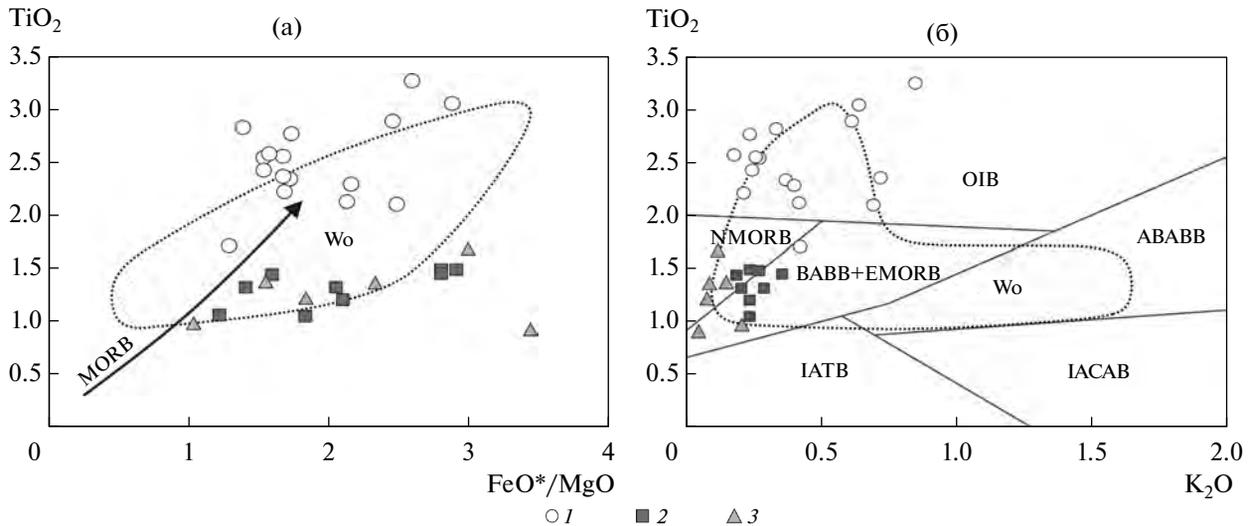
Содержание редкоземельных и рассеянных элементов находится на низком уровне, при этом спектр РЗЭ, нормированный на хондрит [64], не имеет выраженного положительного или отрицательного наклона, однако на спайдер-диаграмме выражено слабое фракционирование элементов и не проявлен Nb-минимум (рис. 12).

Кроме того, концентрации Rb (32 г/т) и Th (4 г/т) крайне низкие, что позволяет отнести данный лейкоплагиогранит к М-типу.

Проведенное нами сравнение лейкоплагиогранита Кабак-Тайгинского офиолитового комплекса с плагиогранитами офиолитов различных геодинамических обстановок показало, что мультиэлементный спектр его пород, нормированный на аналогичные породы океанических хребтов, по характеру распределения элементов близок к плагиогранитам офиолитов активной континентальной окраины Чили [57] (рис. 13, а).

На диаграмме Ta/Yb – Th/Yb исследуемый лейкоплагиогранит также попадает в поле плагиогранитов из офиолитов активных континентальных окраин [57] (см. рис. 13, б).

Поскольку граниты М-типа могут образовываться как в зонах срединно-океанических хребтов, так и в островных дугах и обстановках задугового растяжения, по их микроэлементному составу достаточно проблематично однозначно определить геодинамическую обстановку их



**Рис. 8.** Соотношение макроэлементов для базальтов и габбро-диабазов Кабак-Тайгинского офиолитового комплекса Горного Алтая (по [10, 11, 17, 24, 48]).

(а) – диаграмма  $TiO_2$  –  $FeO^*/MgO$  (масс. %);

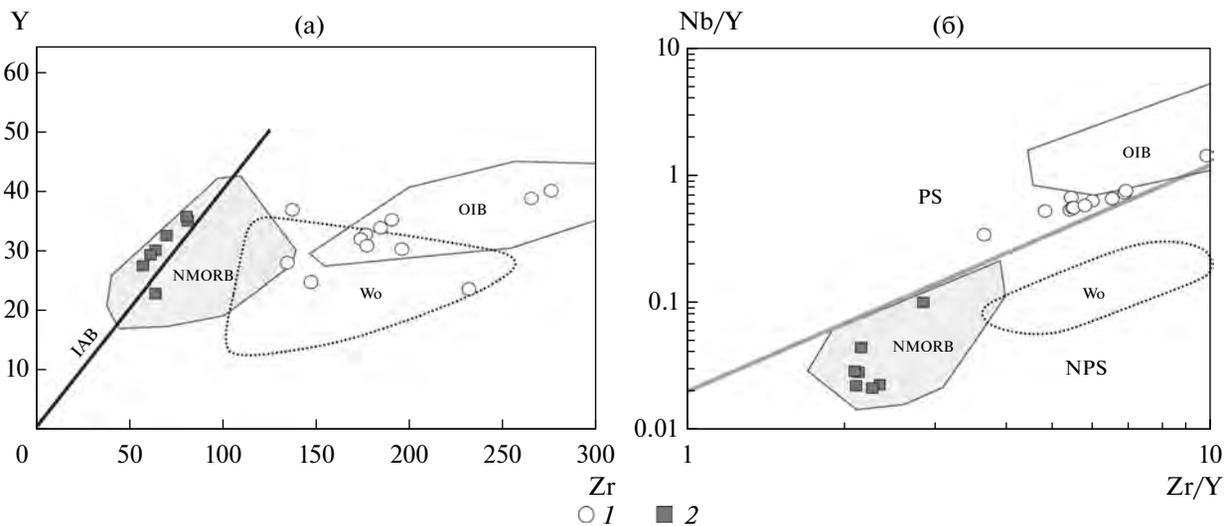
(б) – диаграмма  $TiO_2$  –  $K_2O$  (масс. %).

$FeO^*$  – общее содержание оксидов железа (масс. %) в пересчете на  $FeO$ .

Показано: Wo – базальты и расплавные включения в оливинах базальтов задугового бассейна Вудларк (юго-запад Тихого океана); MORB – тренд базальтов срединно-океанических хребтов.

Поля пород: нормальные (N-MORB) и обогащенные (E-MORB) базальты срединно-океанических хребтов; базальты океанических островов (OIB); нормальные (BABB) и аномальные (ABABB) базальты задуговых бассейнов; островодужные толеитовые (IATB) и известково-щелочные (IACAB) базальты.

1 – базальтовые лавы; 2 – габбро-диабазы; 3 – дайки из офиолитов Карашатского массива (Южная Тува)



**Рис. 9.** Соотношения микроэлементов для базальтов и габбро-диабазов Кабак-Тайгинских офиолитов Горного Алтая (по [11, 24, 45, 48]).

(а) – диаграмма  $Y$  –  $Zr$  (г/т);

(б) – диаграмма  $Nb/Y$  –  $Zr/Y$ .

Показано: Wo – базальты и расплавные включения в оливинах базальтов задугового бассейна Вудларк (юго-запад Тихого океана).

Поля пород: нормальные (N-MORB) базальты срединно-океанических хребтов, базальты океанических островов (OIB).

Область пород с плюмовым источником (PS) и без плюмового источника (NPS).

1 – базальтовые лавы; 2 – габбро-диабазы

**Таблица 1.** Химический состав габбро-диабазов и лейкоплагиогранита Кабак-Тайгинского офиолитового комплекса

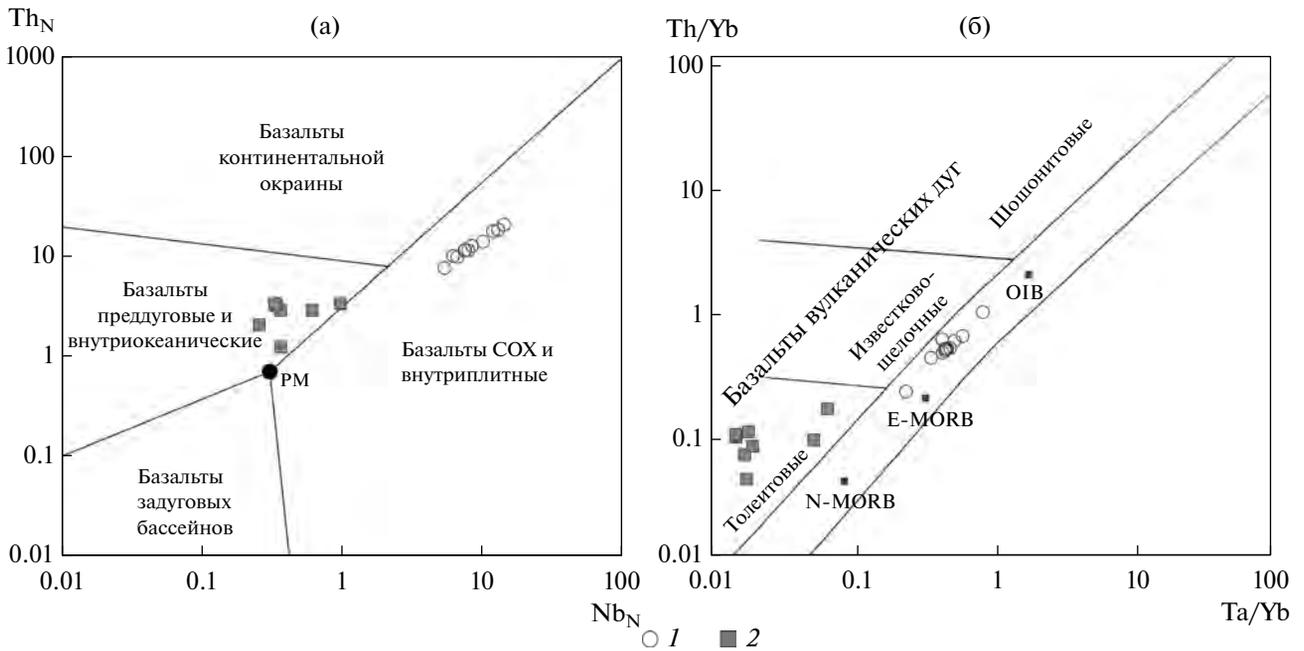
Компонент	22-28	12-у-3	KU-82*	23-28	14-01	15-121	23-27	16-104	16-105	KU-83*
SiO <sub>2</sub> **	46.36	47.76	49.59	50.09	50.28	50.72	50.78	51.47	52.13	77.24
TiO <sub>2</sub>	1.06	1.44	1.32	1.20	1.05	1.32	1.49	1.45	1.49	0.32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.67	14.36	13.92	14.53	14.97	14.41	14.14	14.22	14.09	8.69
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.63	12.75	12.76	13.40	12.53	13.05	15.11	14.65	14.01	2.08
MnO	0.13	0.18	0.28	0.28	0.27	0.31	0.32	0.30	0.30	0.08
MgO	8.57	7.17	8.12	5.72	6.14	5.70	4.84	4.70	4.33	1.26
CaO	8.93	11.07	7.72	9.37	8.79	8.68	8.77	8.40	7.74	2.49
Na <sub>2</sub> O	1.96	2.17	3.80	3.54	3.79	3.56	3.10	2.83	3.59	2.43
K <sub>2</sub> O	1.47	0.19	0.29	0.24	0.24	0.21	0.24	0.36	0.27	1.35
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	0.12	0.10	0.10	0.09	0.12	0.10	0.11	0.11	0.07
BaO	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01
SO <sub>3</sub>	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04	0.01	0.03	0.03	0.03
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.03	0.05	0.05	0.06	0.05	0.05	0.07	0.07	0.07	0.01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.04	0.04	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
NiO	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
п.п.п.	2.30	2.43	2.07	1.04	1.71	0.77	0.82	0.91	1.60	4.00
<i>Сумма</i>	<i>99.31</i>	<i>99.81</i>	<i>100.06</i>	<i>99.64</i>	<i>99.95</i>	<i>99.01</i>	<i>99.83</i>	<i>99.50</i>	<i>99.78</i>	<i>100.09</i>
Rb***	48.61	0.54	2.78	3.05	2.54	—	1.93	4.91	2.86	31.98
Cs	1.70	0.10	0.10	0.16	0.27	—	0.11	0.41	0.27	0.76
Ba	127.12	33.10	64.99	94.47	102.55	—	98.17	142.33	108.90	90.80
Nb	2.27	0.82	0.85	0.85	0.60	—	1.43	0.79	0.77	2.60
Ta	0.14	0.08	0.05	0.05	0.05	—	0.17	0.05	0.05	0.22
La	3.37	3.94	2.47	2.78	3.03	—	3.25	3.54	4.04	1.87
Ce	9.29	11.09	8.18	8.65	8.90	—	10.00	10.90	11.60	4.41
Pr	1.48	2.21	1.44	1.48	1.34	—	1.64	1.77	1.84	0.62
Sr	255.23	1005.40	130.71	260.54	307.70	—	233.87	249.96	227.80	57.62
Nd	7.53	11.75	8.06	7.83	7.40	—	8.74	9.97	9.71	2.70
Hf	1.75	2.52	2.02	1.90	1.71	—	2.14	2.43	2.34	2.21
Zr	64.80	68.14	64.41	61.73	57.83	—	70.24	81.98	80.94	84.02
Sm	2.61	4.08	2.78	2.68	2.49	—	3.13	3.42	3.40	0.86
Eu	0.90	2.16	0.86	0.96	1.04	—	1.01	1.21	1.15	0.31
Gd	3.29	6.41	3.99	3.65	3.48	—	4.06	4.39	4.69	1.17
Tb	0.61	1.28	0.74	0.69	0.66	—	0.77	0.84	0.84	0.21
Yb	2.26	5.07	3.14	3.05	2.80	—	3.50	3.73	3.66	0.95
Lu	0.33	0.76	0.46	0.45	0.42	—	0.51	0.57	0.54	0.15
Dy	3.85	8.47	5.05	4.70	4.34	—	5.36	5.68	5.78	1.36
Ho	0.82	1.85	1.13	1.04	0.95	—	1.23	1.27	1.33	0.30
Er	2.29	5.13	3.29	3.10	2.79	—	3.52	3.78	3.79	0.95
Tm	0.35	0.82	0.48	0.46	0.44	—	0.53	0.57	0.56	0.15
Y	22.90	46.33	30.11	29.36	27.45	—	32.49	35.06	35.75	9.16
Th	0.41	0.39	0.15	0.35	0.25	—	0.35	0.39	0.41	4.00
U	0.16	0.21	0.09	0.14	0.16	—	0.14	0.20	0.21	0.76

Примечание. \* – Пробы на изотопное U/Pb датирование цирконов (LA-ICP-MS),

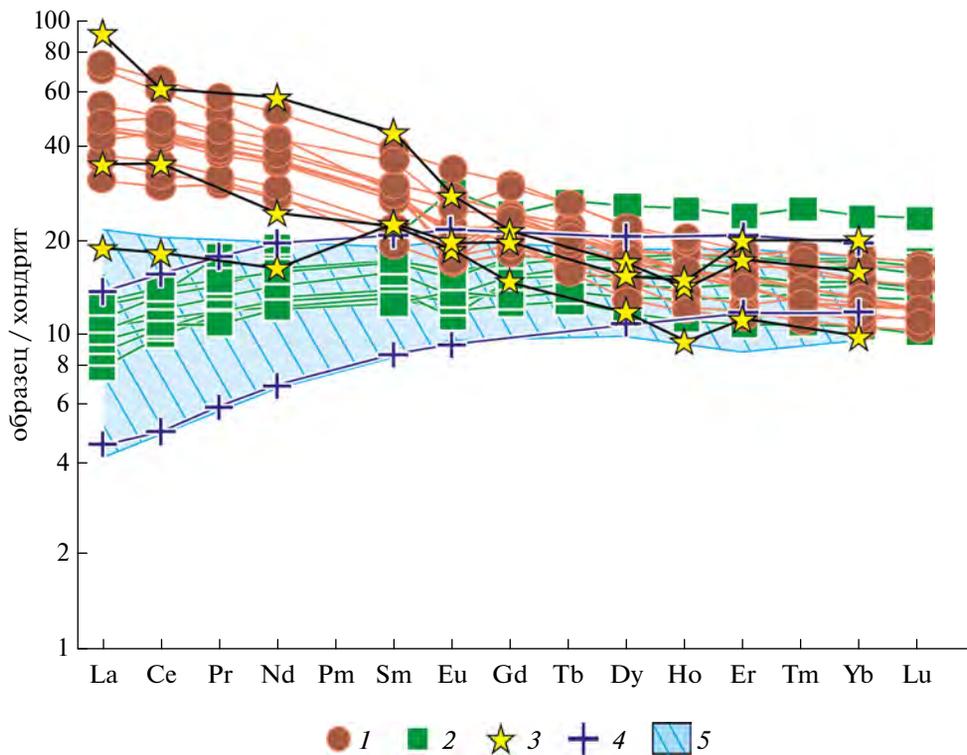
\*\* – содержание оксидов петрогенных элементов (масс. %), \*\*\* – содержание редких и рассеянных элементов (г/т).

Таблица 2. Химические составы базальтов Кабак-Тайгинского офиолитового комплекса

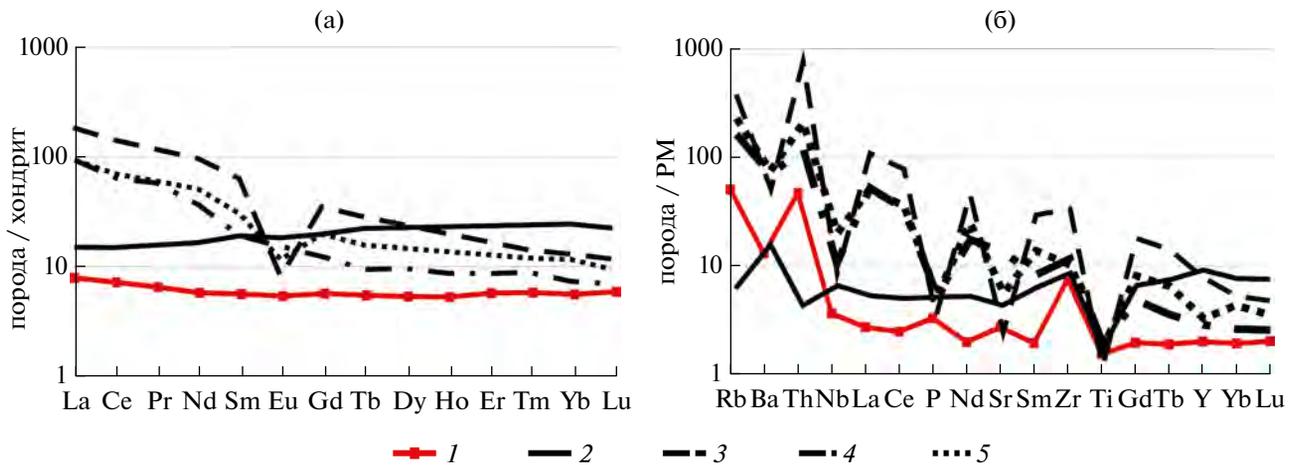
Компонент	22-27	23-46	23-44	23-42	23-43	16-107	16-93.2	15-113	23-45	12-у-2	16-109	9-122	22-26	9-116	15-116	15-115	16-95.1
SiO <sub>2</sub> *	42.96	44.56	44.64	44.96	45.06	45.49	45.52	45.72	46.26	46.56	46.77	47.28	47.32	47.44	48.37	50.16	51.77
TiO <sub>2</sub>	3.05	2.58	2.76	2.54	2.56	2.82	2.28	2.26	2.42	2.12	2.36	2.12	2.89	2.22	2.34	3.77	2.10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.01	16.02	17.61	15.85	16.07	18.92	13.35	12.98	15.36	14.69	17.86	15.65	14.25	13.09	15.46	14.70	11.96
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.98	13.60	13.78	13.44	13.51	11.89	10.20	13.29	12.20	13.97	13.39	12.55	13.98	14.88	11.87	13.61	9.76
MnO	0.20	0.14	0.13	0.14	0.16	0.13	0.17	0.19	0.14	0.18	0.19	0.18	0.17	0.24	0.13	0.23	0.15
MgO	4.67	7.76	7.15	7.84	7.25	7.66	4.26	4.60	7.12	5.89	7.17	8.73	5.11	7.91	6.20	4.64	3.52
CaO	10.32	5.57	4.37	6.61	6.53	2.50	12.20	9.46	7.06	10.80	3.28	6.45	7.93	10.29	6.18	3.34	10.86
Na <sub>2</sub> O	3.24	4.08	4.41	3.97	4.18	4.33	4.25	3.74	4.42	2.74	3.38	3.80	4.42	2.64	4.68	4.21	3.66
K <sub>2</sub> O	0.64	0.18	0.24	0.27	0.26	0.34	0.40	0.85	0.25	0.42	0.72	0.43	0.62	0.22	0.37	0.13	0.70
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.42	0.28	0.34	0.28	0.30	0.42	0.28	0.51	0.28	0.27	0.33	0.21	0.44	0.26	0.27	0.52	0.25
BaO	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
SO <sub>3</sub>	0.08	0.01	0.02	0.03	0.04	0.03	0.03	0.21	0.05	0.03	0.03	0.00	0.03	0.00	0.04	0.11	0.03
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.07	0.06	0.05	0.06	0.05	0.05	0.04	0.06	0.05	0.05	0.05	0.00	0.05	0.00	0.05	0.06	0.04
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.04	0.01	0.01	0.02	0.02	0.03	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01
NiO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01
п.п.п.	3.73	5.13	4.11	3.83	3.76	4.54	6.45	4.14	4.38	2.54	4.29	2.95	2.50	1.24	3.08	4.45	4.48
<i>Сумма</i>	<i>99.40</i>	<i>99.99</i>	<i>99.65</i>	<i>99.85</i>	<i>99.75</i>	<i>99.19</i>	<i>99.49</i>	<i>99.08</i>	<i>100.02</i>	<i>100.32</i>	<i>99.89</i>	<i>99.95</i>	<i>99.75</i>	<i>100.45</i>	<i>99.11</i>	<i>99.99</i>	<i>99.33</i>
Rb**	12.76	4.89	2.92	5.34	4.76	8.29	—	—	5.06	—	16.58	7.30	15.26	2.07	—	—	12.63
Cs	1.24	0.38	0.16	0.33	0.27	0.53	—	—	0.38	—	1.08	0.68	1.19	0.23	—	—	0.92
Ba	135.47	63.39	38.01	40.79	37.44	47.39	—	—	41.90	—	103.68	54.83	80.61	40.84	—	—	112.91
Nb	30.31	19.74	18.55	17.47	17.64	33.39	—	—	17.61	—	23.64	14.45	27.91	12.53	—	—	15.48
Ta	1.40	1.22	1.13	1.13	1.09	1.87	—	—	1.13	—	1.37	0.90	1.79	0.84	—	—	1.00
La	15.08	13.23	14.64	14.31	14.33	22.10	—	—	13.99	—	17.08	11.44	23.03	9.80	—	—	11.73
Ce	39.55	36.16	35.85	34.60	34.42	49.32	—	—	35.21	—	40.57	26.60	53.48	24.31	—	—	29.22
Pr	5.54	5.05	4.94	4.81	4.65	6.31	—	—	4.80	—	5.36	3.84	7.10	3.72	—	—	3.99
Sr	395.89	158.91	188.16	211.03	199.05	127.65	—	—	242.82	—	253.66	361.33	173.12	153.00	—	—	370.20
Nd	25.60	23.02	21.99	21.68	21.38	26.19	—	—	21.79	—	23.91	16.87	31.35	16.63	—	—	18.00
Hf	6.52	4.80	4.65	4.42	4.39	5.63	—	—	4.42	—	4.60	3.74	6.26	4.02	—	—	3.65
Zr	276.05	196.26	185.24	177.17	174.27	232.15	—	—	177.39	—	191.06	135.23	265.60	137.41	—	—	147.88
Sm	7.14	5.92	5.58	5.57	5.32	5.64	—	—	5.51	—	5.97	3.84	7.76	4.32	—	—	4.41
Eu	1.90	1.29	1.40	1.88	1.67	1.58	—	—	1.56	—	2.09	1.27	2.54	1.42	—	—	1.35
Gd	7.80	6.21	6.07	6.32	5.84	5.34	—	—	5.90	—	6.42	4.79	8.01	6.36	—	—	5.09
Tb	1.26	0.98	0.98	0.98	0.90	0.76	—	—	0.94	—	1.02	0.81	1.25	1.08	—	—	0.78
Yb	3.54	2.49	2.80	2.74	2.60	2.39	—	—	2.64	—	3.17	2.70	3.20	3.80	—	—	2.25
Lu	0.53	0.36	0.39	0.39	0.39	0.37	—	—	0.39	—	0.47	0.40	0.46	0.55	—	—	0.34
Dy	7.29	5.78	6.06	5.87	5.65	4.24	—	—	5.59	—	6.11	4.90	7.17	6.20	—	—	4.75
Ho	1.50	1.18	1.18	1.13	0.87	0.87	—	—	1.13	—	1.33	0.99	1.45	1.32	—	—	0.90
Er	3.95	3.05	3.29	3.19	3.05	2.43	—	—	3.00	—	3.53	2.67	3.74	3.83	—	—	2.54
Tm	0.56	0.41	0.46	0.46	0.41	0.38	—	—	0.41	—	0.53	0.43	0.51	0.61	—	—	0.36
Y	40.08	30.25	33.83	32.77	31.94	23.63	—	—	30.82	—	35.28	28.00	38.74	37.00	—	—	24.84
Th	2.24	1.55	1.40	1.40	1.40	2.54	—	—	1.40	—	1.72	1.23	2.18	0.93	—	—	1.20
U	1.08	0.42	0.38	0.38	0.38	1.38	—	—	0.33	—	0.53	0.33	0.86	0.44	—	—	0.38



**Рис. 10.** Геохимические особенности базальтов и габбро-диабазов Кабак-Тайгинского комплекса. (а) – диаграмма  $Nb_N - Th_N$  (по [62]); (б) – диаграмма  $Ta/Yb - Th/Yb$  (по [56]). 1 – базальтовые лавы; 2 – габбро-диабазы



**Рис. 11.** Нормированные по хондриту кривые распределения редкоземельных элементов в базальтах и габбро-диабазе Кабак-Тайгинских офиолитов Горного Алтая (по данным [11, 24, 30, 48, 64]). 1 – базальтовые лавы; 2 – габбро-диабазы; 3 – базальты и расплавные включения в оливинах базальтов задугового бассейна Вудларк (юго-запад Тихого океана); 4–5 – базальты: 4 – срединно-океанических хребтов (N-MORB), 5 – задуговых бассейнов



**Рис. 12.** Графики распределения редкоземельных элементов (РЗЭ).

(а)–(б) – кривые распределения РЗЭ, ормированные по хондриту (по [64]);

(б) – мультиэлементные диаграммы РЗЭ для лейкоплагиогранита Кабак-Тайгинского комплекса, рассчитанные по примитивной мантии [64].

Спектры гранитов М-, А-, I- и S-типов построены по данным [23, 28].

1 – лейкоплагиогранит (обр. КУ-83); 2–5 – граниты: 2 – М-тип, 3 – А-тип, 4 – I-тип, 5 – S-тип

формирования. Это также подтверждается распределением фигуративных точек составов гранитоидов на геохимических диаграммах, для которых достоверно известна обстановка их формирования (см. рис. 13, б).

Однако то, что дайка лейкоплагиогранитов прорывает габбро-диабазы, и схожесть химического состава этих пород подтверждают их формирование в единой обстановке задугового спрединга, в которой лейкоплагиограниты зафиксировали завершающий этап формирования океанической коры.

Установлено, что большая часть кристаллов хромшпинелидов из серпентинитов Кабак-Тайгинского комплекса замещена магнетитом. Анализ составов минералов показал наличие заметной аномально низкомагнезиальной ( $Mg\# = 16\text{--}12\%$ ) группы, что подтверждает значительную степень преобразования хромшпинелидов (табл. 3, рис. 14).

На диаграмме  $Cr\# - Mg\#$  хромшпинелиды из серпентинитов Кабак-Тайгинского массива разделяются на две группы в соответствии с процентным соотношением магнезиальности (см. табл. 3):

- 1-ая группа –  $56\text{--}28\%$ ;
- 2-ая группа –  $16\text{--}12\%$ .

В 1-ой группе минералы по значениям  $Mg\#$  совпадают с данными по хромитам из ультраосновных пород Агардагского массива Южной Тувы и частично располагаются в поле хромшпинелидов из перидотитов фундамента островных дуг и глубоководных желобов (см. рис. 14).

Во 2-ой группе наличие минералов связано с вторичными изменениями.

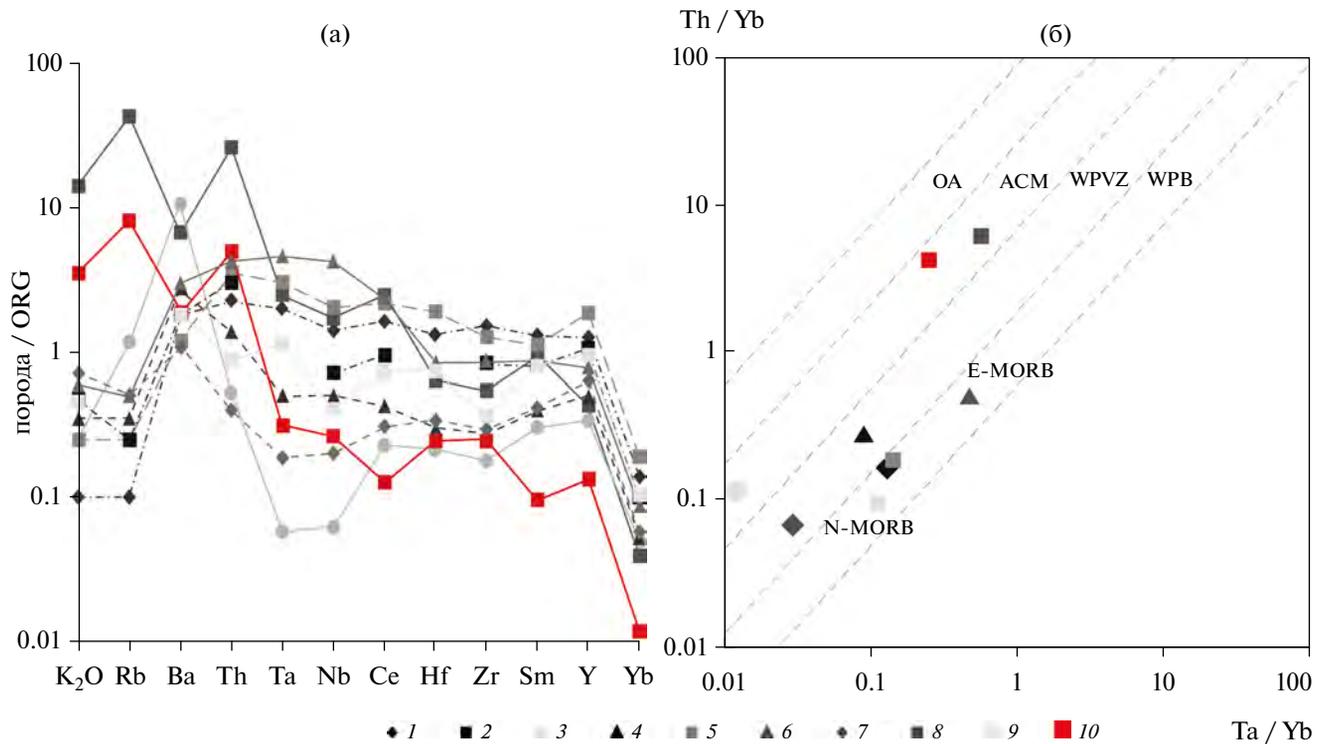
Полученные данные по составам хромшпинелидов (диаграммы  $TiO_2-Al_2O_3$  и  $Al-Cr-Fe^3$ ) указывают на их формирование в офиолитах надсубдукционных зон в результате спрединга в задуговых бассейнах [51] (рис. 15).

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Структурно-вещественная корреляция офиолитов разных сегментов Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянской сутурно-сдвиговой зоны являются важным аспектом в обосновании ее геодинамической природы и значимости в тектоническом районировании Алтае-Саянской складчатой области.

Нами подтверждено, что Кабак-Тайгинский офиолитовый массив в борту правого берега р. Башкаус представлен серпентинитовым меланжем и расположен в основании тектонического покрова, который, как впервые показано, представлен аккреционным комплексом, сложенным тектоническими пластинами метабазальтов и метатерригенно-кремнистых пород. Тектонически выше расположены сложно-дислоцированные песчано-сланцевые образования Артлашской тектонической пластины, которые относятся к Алтае-Монгольскому террейну коллизионного орогена (см. рис. 1).

Нами проведен сравнительный анализ полученных данных по Кабак-Тайгинскому офиолитовому комплексу с данными по офиолитам Южной



**Рис. 13.** Диаграммы РЗЭ для гранитов из офиолитов Кабак-Тайгинского офиолитового комплекса и плагиогранитов из офиолитов различных геодинамических обстановок (по [19, 35, 53, 57]).

(а) – нормированные по гранитам океанических хребтов (ОРГ) мульти-элементные спектры для лейкоплагиогранита Кабак-Тайгинского комплекса и спектры тоналитов офиолитов (по [57]);

(б) – диаграмма  $Ta/Yb-Th/Yb$  для лейкоплагиогранита Кабак-Тайгинского комплекса и тоналитов офиолитов (по [63]). Обозначено: АСМ – активные континентальные окраины; ОА – океанические дуги; N-MORB – нормальные базальты срединно-океанических хребтов; E-MORB – “обогащенные” базальты срединно-океанических хребтов; WPVZ – внутриплитные вулканические зоны; WPB – внутриплитные базальты.

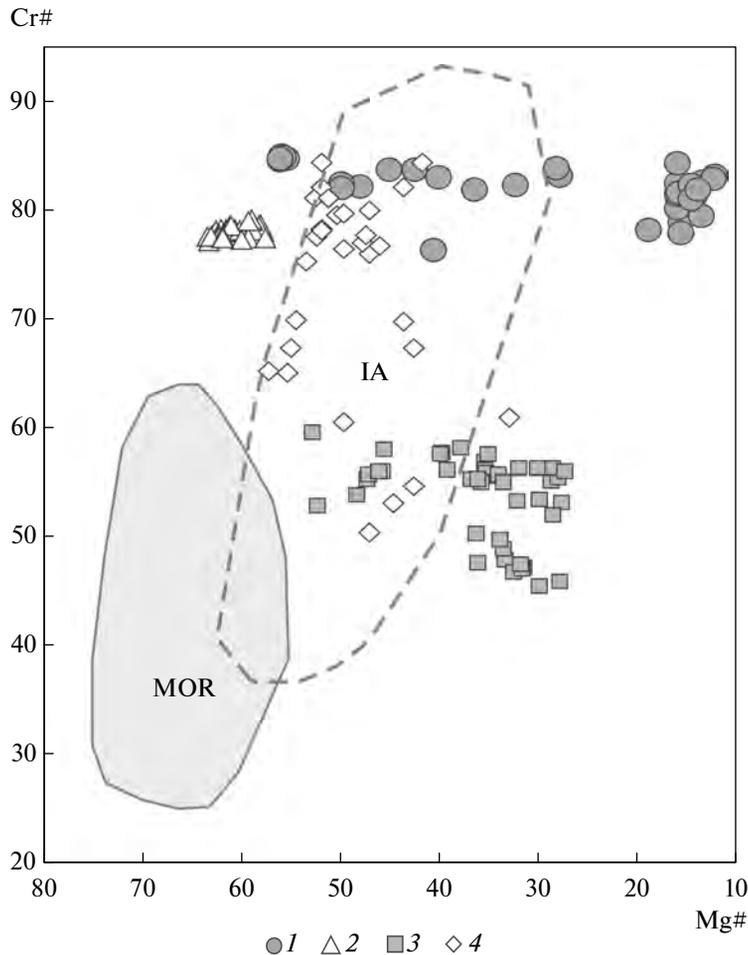
1–2 – плагиограниты из офиолитов зоны растяжения задуговых бассейнов: 1 – блока Смэрвилль, 2 – Бей-оф-Айленд (о. Ньюфаундленд); 3–4 – плагиограниты из надсубдукционных офиолитов, сформированных в преддуговой обстановке: 3 – Семаил (Оман), 4 – горный массив Троодос (о. Кипр); 5–6 – плагиограниты из офиолитов срединно-океанических хребтов: 5 – Тосканы, 6 – Срединно-Атлантического хребта вблизи 45° с.ш.; 7–8 – плагиограниты: 7 – Оманской островной дуги, 8 – Чилийской активной континентальной окраины; 9 – плагиогранит Шатского массива Западной Тувы; 10 – лейкоплагиогранит Кабак-Тайгинского массива

Туву, в которых установлены характеристики задуговых бассейнов, а также с офиолитами современного задугового бассейна Вудларк, расположенного в юго-восточной Азии [13, 15, 27].

Исследования современных задуговых бассейнов свидетельствуют о том, что в этих структурах существуют два основных типа магматических серий. К первому типу относятся базальты, сопоставимые с нормальными и истощенными базальтами срединно-океанических хребтов типа N-MORB и E-MORB, отличающиеся по содержанию воды, крупноионных литофильных (LILE) и легких редкоземельных (LREE) элементов [48]. Формирование базальтов второго типа, базальтов задуговых бассейнов (BABB), может быть связано с влиянием субдукционных процессов на источник расплавов типа N-MORB.

Было установлено, что в пределах задуговых бассейнов кроме типичных BABB присутствуют и обогащенные базальты срединно-океанических хребтов типа (E-MORB) или базальты океанических островов (OIB), имеющие еще более высокий уровень накопления LILE и LREE [11, 24, 48, 54]. Аномально обогащенные базальты этого типа (ABABB) проявлены либо в районах задуговых бассейнов, испытывающих влияние нижнемантийных плюмов (например, Северо-Фиджийский бассейн и северная часть бассейна Лау), либо на ранних стадиях раскрытия окраинных морей там, где происходит проникновение рифтовых структур в континентальную кору.

Полученные нами результаты изучения химического состава габбро-диабазов из офиолитов Кабак-Тайгинского комплекса указывают на их



**Рис. 14.** Составы хромшпинелидов из серпентинитов Кабак-Тайгинского офиолитового комплекса (по [6, 22, 24, 25]).

Поля составов хромшпинелидов: из ультрабазитов Срединно-Атлантического хребта (MOR); из перидотитов фундамента островных дуг и глубоководных желобов (IA).

1 – хромшпинелиды из серпентинитов Кабак-Тайгинского комплекса; 2–4 – хромшпинелиды из ультрабазитов массивов: 2 – Улорского, 3 – Карашатского, 4 – Агардагского

принадлежность к низкотитанистым габброидам толеитовой магматической серии. Метабазальты аккреционного комплекса являются высокотитанистыми умеренно-щелочными. По приведенным геохимическим характеристикам они относятся к базальтам нескольких геодинамических групп: BABB, ABABV, E-MORB, N-MORB и OIB, что характерно для магматизма современных задуговых бассейнов [11, 24, 48].

Для корреляции офиолитов Кабак-Тайгинского комплекса с офиолитами Южной Тувы нами был проведен сравнительный анализ химического состава габбро-диабазов из дайковых комплексов обоих районов. На территории Южной Тувы подобные габбро-диабазы встречаются на Карашатском участке, они сформировались в обстановке растяжения задугового бассейна

Таннуольской островной дуги [5, 12–15, 27, 31, 32, 58–61].

Габброиды Кабак-Тайгинского комплекса обладают близкими петрохимическими характеристиками, что предполагает их образование в аналогичной геодинамической обстановке.

По высоким значениям хромистости (преимущественно 82–85%) хромшпинелиды из серпентинитов Кабак-Тайгинского комплекса близки к хромитам без силикатных включений Улорского массива (Южная Тува), они резко отличаются от минералов с силикатными расплавленными включениями из Карашатского массива (Южная Тува).

Учитывая это, по значениям хромистости аксессуарных хромшпинелидов можно оценить степень частичного плавления серпентинитов Кабак-Тайгинского комплекса. Для выяснения

**Таблица 3.** Представительный анализ (масс. %) хромшпинелидов из серпентинитов Кабак-Тайгинского комплекса

№ п.п.	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	NiO	ZnO	Сумма	Mg#	Cr#
1	0.04	56.00	0.27	10.07	29.80	1.10	2.87	0.01	1.02	101.18	15.58	78.86
2	0.02	57.31	0.26	9.00	28.76	1.06	2.61	0.04	1.95	101.02	14.72	81.02
3	0.02	56.93	0.32	9.53	28.92	1.02	2.88	0.02	1.60	101.26	15.94	80.02
4	0.03	55.10	0.27	9.59	28.81	1.12	2.35	0.02	2.23	99.51	13.53	79.39
5	0.04	58.09	0.23	8.68	28.74	1.09	2.69	0.02	1.40	100.99	14.94	81.78
6	0.03	60.04	0.31	8.23	26.01	1.10	5.26	0.05	0.31	101.33	27.79	83.03
7	0.04	60.38	0.27	8.75	24.82	0.84	6.26	0.01	0.23	101.61	32.30	82.23
8	0.03	57.78	0.31	8.92	29.07	1.07	2.90	0.03	1.30	101.46	15.91	81.29
9	0.04	55.58	0.26	8.02	31.47	1.21	2.87	0.03	0.83	100.32	15.84	82.31
10	0.02	62.39	0.25	8.15	21.05	0.31	8.99	0.04	0.21	101.41	45.00	83.71
11	0.03	55.61	0.27	10.49	29.11	1.07	3.49	0.00	1.11	101.20	18.86	78.05
12	0.02	57.55	0.30	8.77	29.08	1.08	2.82	0.03	1.53	101.22	15.65	81.49
13	0.04	60.43	0.26	7.82	25.48	1.00	5.29	0.02	0.29	100.64	28.04	83.83
14	0.04	59.95	0.32	8.98	23.65	0.97	7.06	0.04	0.20	101.24	36.44	81.75
15	0.14	62.73	0.12	7.61	18.18	0.24	11.19	0.06	0.12	100.38	55.43	84.68
16	0.12	62.81	0.08	7.56	18.34	0.27	11.31	0.06	0.10	100.68	55.91	84.78
17	0.13	62.74	0.09	7.71	18.21	0.23	11.36	0.06	0.09	100.64	56.02	84.52
18	0.03	60.41	0.26	8.34	22.36	0.84	7.71	0.05	0.23	100.29	39.97	82.92
19	0.01	57.81	0.32	8.20	29.10	1.11	2.39	0.01	1.69	100.66	13.50	82.54
20	0.01	54.80	0.26	10.51	28.88	1.04	2.75	0.03	1.98	100.29	15.46	77.77
21	0.00	58.46	0.29	8.51	28.53	1.07	2.63	0.01	0.99	100.49	14.51	82.17
22	0.04	57.76	0.31	8.92	28.50	1.08	2.52	0.01	1.82	100.96	14.18	81.29
23	0.03	56.38	0.29	8.88	29.30	1.08	2.55	0.02	1.94	100.46	14.45	80.98
24	0.00	57.28	0.32	11.93	22.68	0.80	8.03	0.01	0.30	101.37	40.48	76.31
25	0.04	57.15	0.25	7.83	30.79	1.27	2.14	0.03	1.88	101.40	12.15	83.04
26	0.01	57.38	0.26	7.99	30.27	1.26	2.17	0.01	1.67	101.03	12.28	82.82
27	0.02	61.96	0.24	8.12	21.65	0.79	8.30	0.03	0.23	101.34	42.38	83.66
28	0.02	61.38	0.34	9.00	20.09	0.62	9.55	0.05	0.19	101.27	47.92	82.06
29	0.02	61.84	0.27	8.87	19.67	0.27	10.07	0.03	0.20	101.25	49.89	82.38
30	0.03	61.48	0.29	9.10	19.61	0.41	10.02	0.02	0.18	101.14	49.78	81.92
31	0.04	56.77	0.29	8.47	29.67	1.20	2.45	0.03	1.68	100.61	13.84	81.81
32	0.02	59.41	0.29	7.50	28.25	1.11	2.84	0.02	1.08	100.52	15.81	84.16
33	0.11	62.80	0.09	7.48	18.02	0.24	11.23	0.07	0.12	100.17	55.82	84.91
34	0.14	62.37	0.11	7.52	18.02	0.27	11.18	0.05	0.11	99.77	55.73	84.76
35	0.13	62.75	0.11	7.63	18.26	0.27	11.34	0.05	0.09	100.60	55.96	84.66

Примечание. Cr# = Cr\*100/(Cr+Al). Mg# = Mg\*100/(Mg+Fe<sup>2+</sup>).

степени их деплетированности было использовано отношение Cr/Al в хромшпинелидах, увеличивающееся по мере роста частичного плавления [16, 24, 50, 52].

Проведенное исследование показало, что в большинстве случаев были определены высокие значения хромистости изученных хромшпинелидов: в диапазоне ~82–85%, что отвечает максимальной

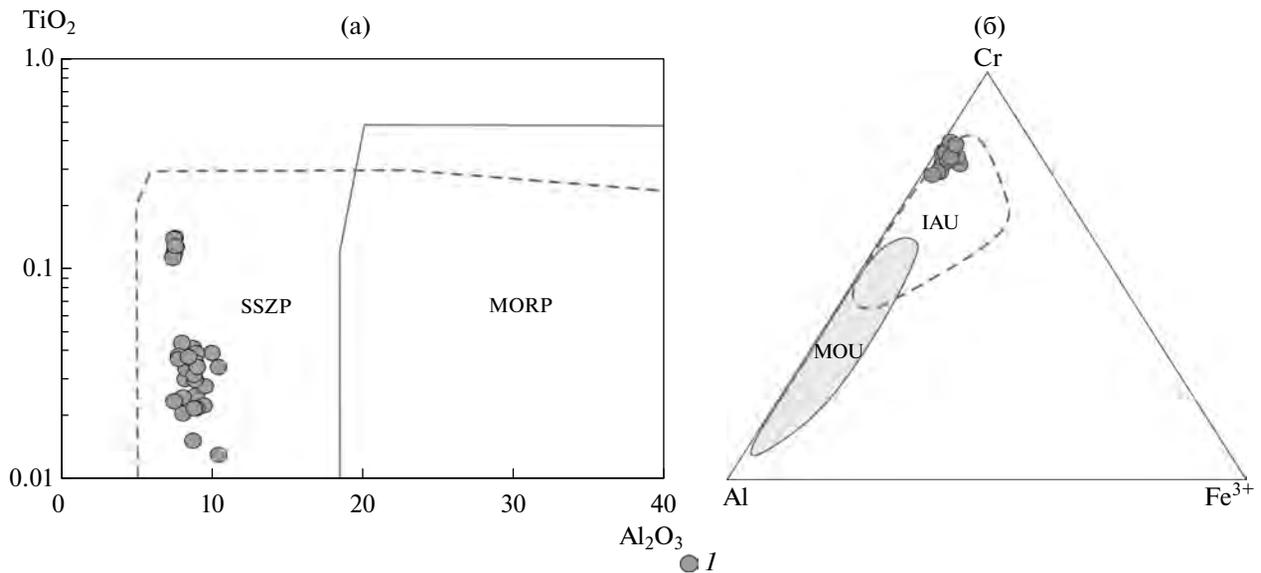


Рис. 15. Диаграммы  $\text{TiO}_2\text{--Al}_2\text{O}_3$  (а) и  $\text{Al--Cr--Fe}^{3+}$  (б) хромшпинелидов из серпентинитов Кабак-Тайгинского офиолитового комплекса (по [55]).

Показаны (кружочки) составы хромшпинелидов из серпентинитов Кабак-Тайгинского комплекса.

Обозначено: SSZP – хромшпинелиды из ультрабазитов надсубдукционных зон;

MORP – хромшпинелиды из ультрабазитов срединно-океанических хребтов;

MOU – хромшпинелиды из ультрабазитов океанических областей;

IAU – хромшпинелиды из ультрабазитов островных дуг.

степени деплетированности  $>25\%$ . Такие особенности характерны для гипербазитов из ряда современных зон субдукции (желоб Тонга и Марианский) с высокой степенью частичного плавления – свыше  $25\%$ , с образованием предельно деплетированных гипербазитов [33].

Таким образом, проведенный сравнительный анализ данных по магматизму современных [11, 24–26, 48] и древних [18, 20, 21, 58–61] океанических структур показал, что при формировании офиолитов Кабак-Тайгинского комплекса активное участие принимали расплавы с плюмовым компонентом, а также низкокальциевые океанические магмы. Подобное сочетание обогащенных и истощенных магматических систем отмечено для горы Франклин в задуговом бассейне Вудларк [11, 24, 48].

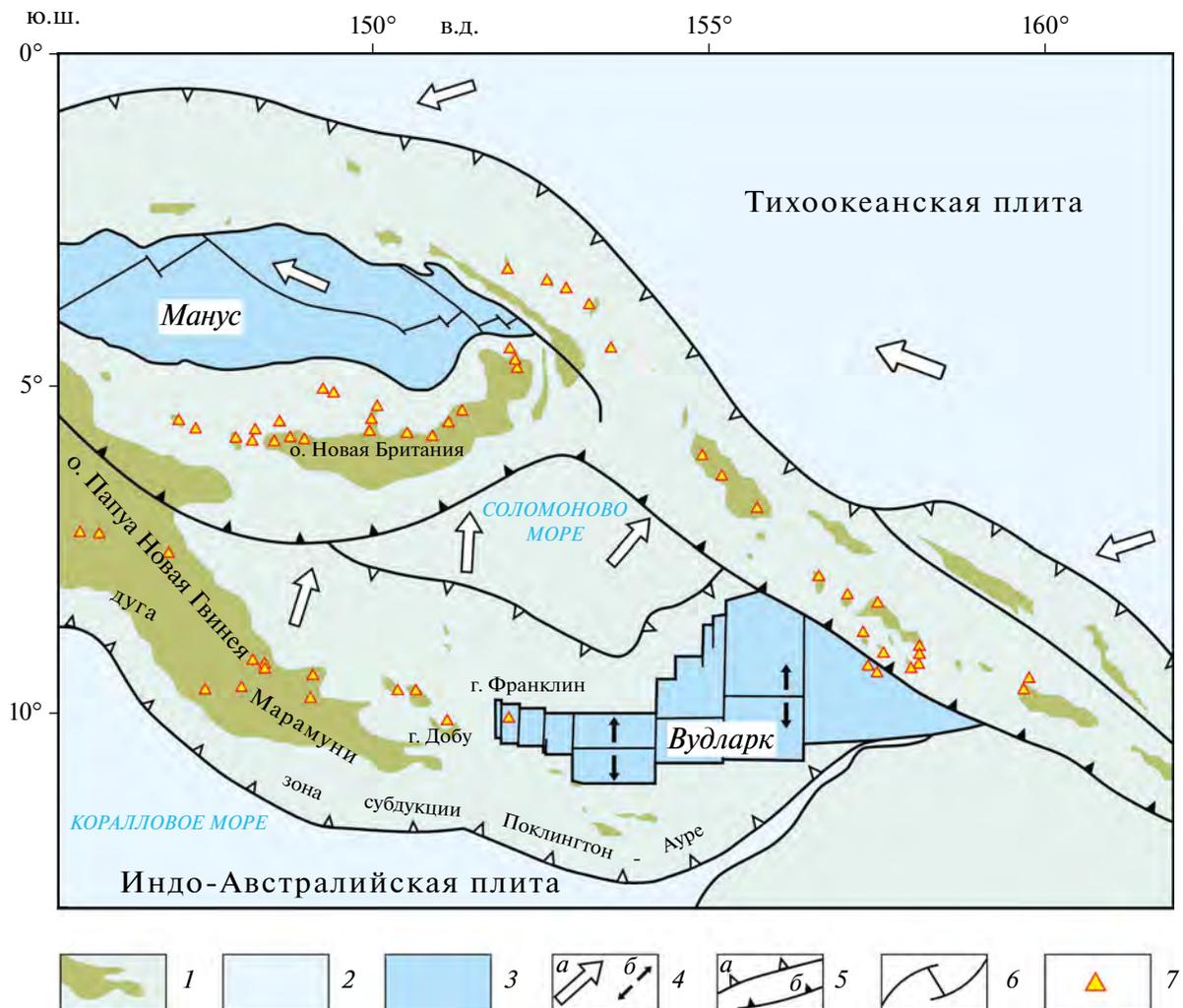
Полученные геохимические данные свидетельствуют о сходстве процессов формирования магматических комплексов древних офиолитов Кабак-Тайгинского комплекса и современного задугового бассейна Вудларк с участием плюмовых магматических систем [11, 24–26, 48].

Бассейн Вудларк расположен в юго-западной части Тихого океана, к юго-востоку от островного государства Папуа–Новая Гвинея, в сложной геодинамической обстановке взаимодействия Индо-Австралийской и Тихоокеанской тектонических плит (рис. 16).

Бассейн формируется в тыловой части островной дуги Марамуни, над зоной субдукции Поклингтон-Ауре Индо-Австралийской плиты [36, 38]. Он имеет сложную геологическую историю формирования на протяжении 20 млн лет с момента первоначального открытия бассейна, но большая часть спрединга произошла за последние 5 млн лет [36, 38, 48].

В западном окончании бассейна Вудларк располагается вулканическая гора Добу с аномально обогащенным магматизмом типа OIB+ABABB. Восточнее, в пределах спрединговой океанической части бассейна Вудларк, находится гора Франклин, для которой характерно развитие обогащенного магматизма типа E-MORB, но присутствуют также относительно низкокальциевые разности, близкие к N-MORB [48].

Таким образом, анализ полученных новых геологических и петролого-геохимических данных, а также имеющиеся опубликованные материалы подтверждают, что офиолиты Кабак-Тайгинского массива вместе с офиолитами Южной Тувы являются частью позднекембрийско–кембрийского задугового бассейна, фрагменты которого приурочены к ранне-среднепалеозойской Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянской структурно-сдвиговой зоне.



**Рис. 16.** Тектоническая схема части о. Новая Гвинея (юго-запад Тихого океана), расположенной в координатах 10° ю.ш.–160° в.д. (по [38, 48] с дополнениями).

1–3 – кора: 1 – континентальная, 2 – океаническая (>5 млн лет), 3 – океаническая (<5 млн лет – задуговые бассейны Вудларк и Манус); 4 – векторы движения плит в зонах: *a* – субдукции, *б* – спрединга; 5 – зоны субдукции: *a* – древние, *б* – современные; *б* – трансформные разломы в зонах спрединга; 7 – активные вулканы

## ВЫВОДЫ

В результате проведенного исследования структурного положения и вещественного состава пород Кабак-Тайгинского офиолитового комплекса авторы пришли к следующим выводам.

1. Кабак-Тайгинский офиолитовый комплекс в борту правого берега р. Башкауc представлен серпентинитовым меланжем, имеющим в своем составе блоки габбро-диабазов, прорванных дайками лейкоплагиогранитов. Меланж расположен в основании аккреционного комплекса, сложенного тектоническими пластинами мета-базальтов и ритмично-слоистых метатерригенно-кремнистых пород.

2. Габбро-диабазы относятся к низкотитанистым толеитам, базальты – к умеренно-щелочным высокотитанистым вулканитам, при этом лейкоплагиограниты являются кальциевыми и относятся к гранитам М-типа. Микроэлементный состав исследованных пород, а также особенности состава хромшпинелидов из ультраосновных пород указывают на их совместное формирование в процессе спрединга в задуговом бассейне.

3. Анализ полученных новых геологических и петролого-геохимических данных по породам Кабак-Тайгинского офиолитового комплекса и базальтам аккреционного комплекса позволяют объединить их в офиолитовую ассоциацию. Совместно

с офиолитами Южной Тувы она представляет позднедокембрийско–кембрийский задуговой бассейн Таннуольской островной дуги, фрагменты которого сохранились в Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянской сутурно-сдвиговой зоне.

4. Полученные новые данные могут быть заложены в обоснование геодинамической природы Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянской сутурно-сдвиговой зоны, разделяющей Алтае-Саянскую складчатую область на два крупных тектонических сегмента, представленных коллизионным и аккреционным орогенами, расположенными в южном обрамлении Сибирского палеоконтинента.

#### Аббревиатуры и сокращения

АСМ – активные континентальные окраины;

ОА – океанические дуги;

ORG – граниты океанических хребтов;

WPVZ – внутриплитные вулканические зоны;

WPB – внутриплитные базальты;

BAVB – нормальные базальты задуговых бассейнов;

ABAVB – аномально обогащенные базальты задуговых бассейнов;

E-MORB – обогащенные базальты срединно-океанических хребтов;

N-MORB – нормальные базальты срединно-океанических хребтов;

OIB – базальты океанических островов;

IATB – островодужные толеитовые базальты;

IACAB – известково-щелочные базальты;

SSZP – хромшпинелиды из ультрабазитов надсубдукционных зон;

MORP – хромшпинелиды из ультрабазитов срединно-океанических хребтов;

MOU – хромшпинелиды из ультрабазитов океанических областей;

IAU – хромшпинелиды из ультрабазитов островных дуг;

PS – область пород с плюмовым источником;

NPS – область пород без плюмового источника.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

В обсуждении материалов статьи принимал участие д. г.-м. н., профессор Симонов Владимир Александрович (ИГМ РАН, г. Новосибирск, Россия), который был крупным специалистом в области геологического, петрологического и термобарометрического изучения современных и древних офиолитов, – он ушел из жизни 1 ноября 2024 года,

и мы, его коллеги, благодарны судьбе, подарившей нам возможность совместных исследований.

Авторы благодарны рецензенту А. А. Сорокину (Институт геологии и природопользования ДВО РАН (ИГиП), Амурская обл., г. Благовещенск) и анонимным рецензентам за полезные комментарии. Авторы признательны редактору М. Н. Шуплецову (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

#### ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН (№ 122041400057-2).

#### СЛЕДОВАНИЕ НОРМАМ НАУЧНОЙ ЭТИКИ

Авторы заявляют, что не имеют конфликта интересов.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Альмухамедов А.И., Кашищев Г.А., Матвеев В.В. Эволюция базальтового вулканизма Красноморского региона. – Ред. М.И. Кузьмин – Новосибирск: Наука, 1985. 191 с.
2. Буслов М.М. Тектонические покровы Горного Алтая. – Ред. Н.А. Берзин – Новосибирск: Наука, 1992. 96 с.
3. Буслов М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 1. С. 66–90.
4. Волкова Н.И., Скляр Е.В. Высокобарические комплексы Центрально-Азиатского складчатого пояса: геологическая позиция, геохимия и геодинамические следствия // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 109–119.
5. Гоникберг В.Е. Роль сдвиговой тектоники в создании орогенной структуры ранних каледонид Юго-Восточной Тувы // Геотектоника. 1999. № 3. С. 89–103.
6. Гончаренко А.И. Деформация и петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. – Томск: ТГУ, 1989. 400 с.
7. Гутак Я.М. О времени формирования Улаганской впадины (Горный Алтай) // Советская геология. 1984. № 2. С. 77–82.
8. Дергунов А.Б. Структурные зоны сочленения Горного Алтая и Западного Саяна. – Под ред. Н. С. Зайцева – М.: Наука, 1967. 216 с.
9. Добрецов Н.Л., Пономарева Л.Г. Офиолиты и глаукофановые сланцы Западного Саяна и Куртушбинского пояса. – В кн.: Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна). – Под ред. В.С. Соболева, Н.Л. Добрецова – Новосибирск: Наука, 1977. С. 128–156.

10. 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.
11. Зоненшайн Л.П., Дриль С.И., Кузьмин М.И., Симонов В.А., Бобров В.А. Геохимические типы базальтов задуговых бассейнов Западный Вудларк, Лау и Манус // ДАН. 1995. Т. 341. № 4. С. 532–535.
12. Козаков И.К., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Загорная Н.Ю. Корообразующие процессы в геологическом развитии Тувино-Монгольского массива: Sm-Nd изотопные и геохимические данные по гранитоидам // Петрология. 2003. Т. 11. № 5. С. 491–511.
13. Котляров А.В. Петрология офиолитовых ассоциаций Южной и Восточной Тувы. Автореф. дис. ... к.г.-м.н. – ИГМ СО РАН, Новосибирск: 2010. 18 с.
14. Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. – Под ред. Е.В. Склярова – М.: Пробел, 2004. 192 с.
15. Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. Геодинамика палеоспрединга. – Под ред. Ю. Г. Леонова – М.: ГЕОС, 2002. 294 с.
16. Леснов Ф.П. Редкоземельные элементы в ультрамафитовых и мафитовых породах и их минералах. – В кн.: Второстепенные и аксессуарные минералы. – Новосибирск: ГЕО, 2009. 190 с.
17. Миронов Ю.В. Соотношение титана и калия в базальтах как индикатор тектонической обстановки // Докл. АН СССР. 1990. Т. 314. № 6. С. 1484–1487.
18. Монгуш А.А., Лебедев В.И., Травин А.В., Ярмолюк В.В. Офиолиты Западной Тувы – фрагмент поздневендской островной дуги Палеоазиатского океана // ДАН. 2011. Т. 438. № 6. С. 796–802.
19. Монгуш А.А., Лебедев В.И., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Дружкова Е.К., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В., Загорная Н.Ю., Травин А.В., Серов П.А. Тектономагматическая эволюция структурно-вещественных комплексов Таннуольской зоны Тувы в позднем вендераннем кембрии (на основе геохимических, Nd изотопных и геохронологических данных) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 5. С. 649–665.
20. Монгуш А.А. Офиолиты Западного Саяна и Западной Тувы – автохтонные комплексы Саяно-Тувинской преддуговой зоны V–Є<sub>1</sub> островной дуги Палеоазиатского океана. – В сб.: Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). – Мат-лы науч. совещ. – Иркутск: ИЗК СО РАН. 2017. Т. 15. С. 194–196.
21. Монгуш А.А. Геологическое положение, геохимический и Sm–Nd изотопный состав офиолитов Саяно-Тувинской преддуговой зоны // Изв. ИГУ. 2019. Т. 30. С. 56–75.
22. Паланджан С.А. Типизация мантийных перидотитов по геодинамическим обстановкам формирования. – Под ред. В. В. Аникина – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1992. 104 с.
23. Румянцев М.Ю., Туркина О.М., Ножкин А.Д. Геохимия шумихинского гнейсово-амфиболитового комплекса Канской глыбы (северо-западная часть Восточного Саяна) // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 8. С. 1103–1115.
24. Симонов В.А., Дриль С.И., Кузьмин М.И. Особенности эволюции глубинных базальтовых расплавов задугового бассейна Вудларк (Тихий океан) // ДАН. 1999. Т. 368. № 3. С. 388–391.
25. Симонов В.А. Условия генезиса перидотитов Центральной Атлантики (данные по расплавленным включениям). – В сб.: Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. – Мат-лы III международной конференции. – Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2009. Т. 2. С. 193–195.
26. Симонов В.А., Котляров А.В., Куликова А.В. Условия формирования палеоокеанических комплексов Алтае-Саянской складчатой области. – Под ред. Е.В. Склярова, М.М. Буслова – Новосибирск: СО РАН, 2024. 309 с.
27. Тараско Д.А., Симонов В.А. Геологическое строение и история формирования геологических комплексов Агардагской офиолитовой зоны (Южная Тува). – В сб.: Металлогения древних и современных океанов. – Мат-лы XIII научной студенч. школы. – Миасс. 2007. Т. 2. С. 195–199.
28. Туркина О.М., Ножкин А.Д., Баянова Т.Б. Источники и условия образования раннепротерозойских гранитоидов юго-западной окраины Сибирского кратона // Петрология. 2006. Т. 14. № 3. С. 284–306.
29. Федак С.И., Туркин Ю.А., Гусев А.И., Шокальский С.П., Русанов Г.Г., Борисов Б.А., Беляев Г.М., Леонтьева Е.М. Государственная геологическая карта Российской Федерации. – Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). – Серия Алтае-Саянская. – Лист М-45 (Горно-Алтайск). – Объяснительная записка. – Ред. С.П. Шокальский – СПб: ВСЕГЕИ, 2011. С. 294–310.
30. Шараськин А.Я. Тектоника и магматизм окраинных морей в связи с проблемами эволюции коры и мантии. – Ред. А. Л. Книппер – М.: Наука, 1992. 163 с.
31. Шарпенко Л.П. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. – В кн.: Петрографический кодекс России. – СПб: ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.
32. Шелепаев Р.А. Эволюция базитового магматизма Западного Сангиленга (Юго-Восточная Тува). – Автореф. дис. ... к.г.-м.н. – ИГМ СО РАН, Новосибирск: 2006. 20 с.
33. Щербakov С.А., Савельева Г.Н. Структуры ультрабазитов Марианского желоба и разлома Оуэн // Геотектоника. 1984. № 2. С. 86–96.
34. Щербakov С.А. Офиолиты Западной Тувы и их структурная позиция // Геотектоника. 1991. № 4. С. 88–101.
35. Aldiss D.T. Granitic rocks of ophiolites. – PhD Thesis (The Open Univ., Birmingham Earth Sci. 1978), 198 p.

36. *Benyshek E.K., Taylor B., Goodliffe A.M.* A detailed reconstruction of the Woodlark Basin // *Geochem., Geophys., Geosyst. (G<sup>3</sup>)*. 2024. Vol. 25. No. 7. Doi.org/10.1029/2023GC011410
37. *Berzin N.A.* Preliminary terrane and overlap assemblage map of Altai-Sayan region, Southern Siberia. — In: *Project on Mineral Resources, Metallogeneses and Tectonics of Northeast Asia*, — Ed. by W.J. Nokleberg, V.V. Naumova, M.I. Kuzmin, T.V. Bounaeva, (Prelimin. Publ., U.S. Geol. Surv., Deptrm. Interior. USA. 1999. Book1), 165 p. Doi.org/10.3133/ofr99165
38. *Brandl P.A., Hannington M.D., Kratschell A., Petersen S., Baxter A.T., Stewart M.S., Galley C., Emberley J., Sander S.G.* A new geological map of the marginal basins of Eastern Papua—New Guinea: Implication for crustal accretion and mineral endowment at arc-continent collision // *Lithosphere*. 2024. Vol. 2024. No. 4. Doi.org/10.2113/2024/lithosphere\_2024\_145
39. *Buslov M.M., Shcherbanenko T.A., Kulikova A.V., Sennikov N.V.* Paleotectonic reconstructions of the Central Asian folded belt in the Silurian Tuvaella and Retziella brachiopod fauna locations // *Lethaia*. 2022. Vol. 55. No. 1. P. 1–15. Doi.org/10.18261/let.55.1.7
40. *Buslov M.M., Watanabe T., Fujiwara Y., Iwata K., Smirnova L.V., Saphonova I.Yu., Semakov N.N.* Late Paleozoic faults of the Altai region, Central Asia: Tectonic pattern and model of formation // *J. Asian Earth Sci.* 2004. Vol. 23. P. 655–671. Doi.org/10.1016/S1367-9120(03)00131-7
41. *Cai K., Sun M., Buslov M.M., Jahn B., Xiao W., Long X., Chen H., Wan B., Chen M., Rubanova E.S., Kulikova A.V., Voytishkek E.E.* Crustal nature and origin of the Russian Altai: Implications for the continental evolution and growth of the Central Asian Orogenic Belt (CAOB) // *Tectonophysics*. 2016. Vol. 674. P. 182–194. Doi.org/10.1016/j.tecto.2016.02.026
42. *Chen M., Min S., Cai K., Buslov M.M., Zhao G., Jiang Y., Rubanova E.S., Kulikova A.V., Voytishkek E.E.* The early Paleozoic tectonic evolution of the Russian Altai: Implications from geochemical and detrital zircon U–Pb and Hf isotopic studies of meta-sedimentary complexes in the Charysh–Terekta–Ulagan–Sayan suture zone // *Gondwana Research*. 2016. Vol. 34. P. 1–15. Doi.org/10.1016/j.gr.2016.02.011
43. *Chen M., Sun M., Buslov M.M., Cai K., Zhao G., Zheng J., Rubanova E.S., Voytishkek E.E.* 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*. 2015. Vol. 233. P. 223–236. Doi.org/10.1016/j.lithos.2015.03.020
44. *Chen M., Sun M., Cai K., Buslov M.M., Zhao G., Rubanova E.S., Voytishkek E.E.* Detrital zircon record of the early Paleozoic metasedimentary rocks in Russian Altai: Implications on their provenance and the tectonic nature of the Altai–Mongolian terrane // *Lithos*. 2014. Vol. 233. P. 209–222. Doi.org/10.1016/j.lithos.2014.11.023
45. *Condie K.C.* High field strength element ratios in Archean basalts: A window to evolving sources of mantle plumes? // *Lithos*. 2005. Vol. 79. No. 3–4. P. 491–504. Doi.org/10.1016/j.lithos.2004.09.014
46. *Dobretsov N.L., Berzin N.A., Buslov M.M.* Opening and tectonic evolution of the Paleo-Asian Ocean // *Int. Geol. Rev.* 1995. Vol. 35. P. 335–360. Doi.org/10.1080/00206819509465407
47. *Dobretsov N.L., Buslov M.M., Vernikovskiy V.A.* Neoproterozoic to Early Ordovician evolution of the paleo-Asian Ocean: Implications to the break-up of Rodinia // *Gondwana Research*. 2003. Vol. 6. P. 143–159. Doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70966-7
48. *Dril S.I., Kuzmin M.I., Tsipukova S.S., Zonenshain L.P.* Geochemistry of basalts from the western Woodlark, Lau and Manus basins: Implications for their petrogenesis and source rock compositions // *Marin. Geol.* 1997. No. 142. P. 57–83. Doi.org/10.1016/S0025-3227(97)00041-8
49. *Glorie S., De Grave J., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Izmer A., Vandoorne W., Ryabinin A., Van Den Haute P., Vanhaecke F., Elburg M.A.* Formation and Palaeozoic evolution of the Gorny-Altai–Altai-Mongolia suture zone (South Siberia): Zircon U/Pb constraints on the igneous record // *Gondwana Research*. 2011. Vol. 20. P. 465–484. Doi.org/10.1016/j.gr.2011.03.003
50. *Hirose K., Kawamoto T.* Hydrous partial melting of lherzolite at 1 GPa: The effect of H<sub>2</sub>O on the genesis of basaltic magmas // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1995. Vol. 133. P. 463–473. Doi.org/10.1016/0012-821X(95)00096-U
51. *Irvine T.N., Baragar W.* A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // *Can. J. Earth Sci.* 1971. Vol. 8. No. 5. P. 523–548. Doi.org/10.1139/e71-05
52. *Jaques A.L., Green D.H.* Anhydrous melting of peridotite at 0–15 Kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1980. Vol. 73. No. 3. P. 287–310. Doi.org/10.1007/BF00381447
53. *Jenner G.A., Dunning G.R., Malpas J., Brown M., Brace T.* Bay of Islands and Little Port complexes, revisited: Age, geochemical and isotopic evidence confirm suprasubduction-zone origin // *Can. J. Earth Sci.* 1991. Vol. 28. No. 10. P. 1635–1652. Doi.org/10.1139/e91-146
54. *Johnson K.T.M., Sinton J.M.* Petrology, tectonic setting, and the formation of back-arc basin basalts in the North Fiji Basin // *Geologisches Jahrbuch Reihe*. 1990. Vol. 92. P. 517–545.
55. *Kamenetsky V.S., Crawford A.J., Meffre S.* Factors controlling chemistry of magmatic spinel: An empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks // *J. Petrology*. 2001. Vol. 42. No. 4. P. 655–671. Doi.org/10.1093/petrology/42.4.655
56. *Pearce J. A.* Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. — In: *Orogenic Andesites and Related Rocks*. — Ed. by R.S. Thorpe (The Open University, Milton Keynes, UK. 1982), P. 528–548.
57. *Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G.* Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrology*. 1984. Vol. 25. P. 956–983. Doi.org/10.1093/petrology/25.4.956

58. Pfander J.A., Jochum K.P., Kröner A., Kozakov I., Oidup C., Todt W. Age and geochemical evolution of an early Cambrian ophiolite-island arc system in Tuva South Central Asia. – In: Generation and emplacement of ophiolites through time. – Ed. by E. Hanski, J. Vuollo, (Geol. Surv. Finland, Spec. Pap., 1998. Vol. 26), 42 p.
59. Pfander J.A., Jochum K.P., Kozakov I., Kröner A., Todt W. Coupled evolution of back-arc and island arc – like mafic crust in the Late-Neoproterozoic Agardagh Tes-Chem ophiolite, Central Asia: Evidence from trace element and Sr–Nd–Pb isotope data // Contrib. Mineral Petrol. 2002. Vol. 143. P. 154–174. Doi.org/10.1007/s00410-001-0340-7
60. Pfander J.A., Kröner A. Tectono-magmatic evolution, age and emplacement of the Agardagh Tes-Chem ophiolite in Tuva, Central Asia: Crustal growth by island arc accretion // Develop. Precamb. Geol. 2004. Vol. 13. P. 207–221. Doi.org/10.1016/S0166-2635(04)13006-5
61. Pfander J.A., Jochum K.P., Galer S.J.G., Hel-lebrand E.W.G., Jung S., Kröner A. Geochemistry of ultramafic and mafic rocks from the northern Central Asian Orogenic Belt (Tuva, Central Asia) – constraints on lower and middle arc crust formation linked to Late Proterozoic intra-oceanic subduction // Precambrian Research. 2021. Vol. 356. Art. 106061. Doi.org/10.1016/j.precamres.2020.106061
62. Saccani E. A new method of discriminating different types of post-Archean ophiolitic basalts and their tectonic significance using Th–Nb and Ce–Dy–Yb systematics // Geosci. Frontiers. 2015. Vol. 6. No. 4. P. 481–501. Doi.org/10.1016/j.gsf.2014.03.006
63. Schandli E.S., Gorton M.P. Applications of high field strength elements to discriminate tectonic setting in VMS environments // Econ. Geol. 2002. Vol. 97. No. 3. P. 629–642. Doi.org/10.2113/gsecongeo.97.3.629
64. Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. – In: Magmatism in the ocean basins. – Ed. by A.D. Saunders, M.J. Norry, (Geol. Soc. Spec. Publ., 1989. Vol. 42), P. 313–345. Doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.1

## Structure and Petrological-Geochemical Characteristics of Rocks of the Kabak-Taiga Ophiolite Complex of the Altai-Sayan Folded Region (Mountain Altai)

V. D. Zindobryi<sup>a</sup>, M. M. Buslov<sup>a, \*</sup>, A. V. Kotlyarov<sup>a</sup>

<sup>a</sup>Sobolev Institute for Geology and Mineralogy of Siberian Branch of RAS,

bl. 3, prosp. Akad. Koptyug, 630090 Novosibirsk, Russia

\*e-mail: buslov@igm.nsc.ru

The Kabak-Taiga ophiolite complex is represented by serpentinite melange, including blocks of gabbro-pyroxenite-ultramafic and gabbro-diabase, intruded by leucoplagiogranite dikes. The melange is located at the base of the accretionary complex composed of tectonic sheets of basalts and rhythmically layered terrigenous and siliceous rocks altered in the greenschist facies of metamorphism. It was revealed that the gabbro-diabases belong to low-titanium tholeiites, the leucoplagiogranites are calcic and belong to M-type granites, and the basalts belong to moderately alkaline high-titanium volcanics. The microelement composition of the gabbro-diabases and basalts, as well as features of the composition of chrome-spinelides from ultrabasic rocks, indicates their formation during spreading in the rear of the island arc. The set of new geological and petrological-geochemical data obtained on the rocks of the Kabak-Taiga ophiolite complex and basalts of the accretionary complex allows us to combine them into a single ophiolite association. Together with the ophiolites of Southern Tuva, they represent the Vendian-Cambrian back-arc basin of the Tannuol island arc, fragments of which have been preserved in the Early-Middle Paleozoic Charysh-Terekta-Ulagan-Sayan suture-shear zone. The new data obtained are an important aspect in substantiating the geodynamic nature of the global suture-shear zone dividing the Altai-Sayan folded region into two large tectonic segments represented by collisional and accretionary orogens on the southern framing of the Siberian paleocontinent.

**Keywords:** Siberian paleocontinent, Altai-Sayan fold belt, tectonics, geodynamics, ophiolites of the back-arc basin, Tannuol island arc, geochemistry, basalt, gabbro-diabase