



**PALEOGUYOTS OF THE DZHIDA ISLAND-ARC SYSTEM OF THE PALEO-ASIAN OCEAN:
STRUCTURE, COMPOSITION, AGE, COMPARATIVE ANALYSIS WITH SIMILAR STRUCTURES
OF THE CENTRAL ASIAN FOLD BELT, GEODYNAMIC MODELS**

I.V. Gordienko ¹✉, M.A. Gornova², A.L. Elbaev ¹, A.Ya. Medvedev ², V.S. Lantseva¹

¹ Dobretsov Geological Institute, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 6a Sakhyanova St, Ulan-Ude 670047, Republic of Buryatia, Russia

² Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 1a Favorsky St, Irkutsk 664033, Russia

ABSTRACT. The Dzhidot and Urgol large paleoguyots and a number of smaller fragments of oceanic islands close in composition to the paleoguyots within the accretionary-collisional structures of the north-eastern part of the Central Asian orogenic belt are distinguished and described. Paleoguyots and their fragments form separate blocks of the oceanic crust in tectonic *mélange* as a part of large allochthons. Formation of paleoguyots occurred predominantly in the Ediacaran – beginning of the Early Cambrian in the oceanic environment under the influence of hot spots (mantle plumes). The oceanic crust containing paleoguyots was subducted beneath the Dzhida island arc. The formation of the Dzhida paleoguyots and island arc took place at the same time intervals as similar formations of the Bayankhongor and Ozernaya zones of Western, Central Mongolia, East Tuva and Gorny Altay zones the Altay-Sayan region of the Central Asian Fold Belt.

KEYWORDS: Paleo-Asian Ocean; Dzhida island-arc system; paleoguyots; oceanic islands; ophiolitic complexes; isotopic age; mantle plumes; siliceous-carbonate deposits of marginal basins

FUNDING: Not specified.



EDN: ALUDIM

RESEARCH ARTICLE

Correspondence: Ivan V. Gordienko, ivgord1936@yandex.ru

Received: September 24, 2025

Revised: November 12, 2025

Accepted: November 14, 2025

FOR CITATION: Gordienko I.V., Gornova M.A., Elbaev A.L., Medvedev A.Ya., Lantseva V.S., 2026. Paleoguyots of the Dzhida Island-Arc System of the Paleo-Asian Ocean: Structure, Composition, Age, Comparative Analysis with Similar Structures of the Central Asian Fold Belt, Geodynamic Models. *Geodynamics & Tectonophysics* 17 (1), 0872. doi:10.5800/GT-2026-17-1-0872

ПАЛЕОГАЙОТЫ ДЖИДИНСКОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА: ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, СОСТАВ, ВОЗРАСТ, СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ С ПОДОБНЫМИ СТРУКТУРАМИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА, ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ

И.В. Гордиенко¹, М.А. Горнова², А.Л. Елбаев¹, А.Я. Медведев², В.С. Ланцева¹

¹Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, 670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а, Республика Бурятия, Россия

²Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия

АННОТАЦИЯ. В составе Джидинской палеоостроводужной системы выделены и охарактеризованы Джидотский и Ургольский крупные палеогайоты, а также ряд более мелких фрагментов древних океанических островов, включенных в аккреционно-коллизийную структуру северо-восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. Палеогайоты и их фрагменты образуют отдельные блоки тектонического меланжа океанической литосферы в составе крупных аллохтонов. Образование построек палеогайотов происходило преимущественно в эдиакарии – начале раннего кембрия в пределах Палеоазиатского океана под действием горячих точек (мантийных плюмов). Океаническая кора вместе с палеогайотами субдуцировала под Джидинскую энсиматическую островную дугу. Формирование джидинских палеогайотов и островной дуги происходило в одном временном интервале с подобными образованиями Баянхонгорской, Озерной зон Центральной, Западной Монголии, Восточно-Тувинской и Горноалтайской зон Алтае-Саянской области.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: Палеоазиатский океан; Джидинская островодужная система; палеогайоты; океанические острова; офиолитовые комплексы; изотопный возраст; мантийные плюмы; кремнисто-карбонатные отложения окраинных бассейнов

ФИНАНСИРОВАНИЕ: Не указано.

Посвящается памяти выдающегося ученого академика М.И. Кузьмина, внесшего огромный вклад в фундаментальные исследования магматизма, тектоники литосферных плит и химической геодинамики Земли

1. ВВЕДЕНИЕ

Современные гайоты – подводные вулканические плато и острова (симаунты) – образуются на океаническом фундаменте в виде вулканов со срезанными плоскими вершинами, обычно окруженных барьерным коралловым рифом (Онтонг-Джава, Кастор, Бувэ, Кергелен и др.). Они широко представлены в пределах океанических котловин Тихого, Индийского, Атлантического океанов и связанных с ними осадочных бассейнов [Morgan, 1971; Nur, Ben-Abraham, 1982; Sorokhtin, Ushakov, 1991; Zonenshain, Kuzmin, 1993; Condie, 2001; и др.] (рис. 1). В основании гайотов может обнажаться первый слой океанической коры, сложенный базит-ультрабазитовой ассоциацией пород верхней мантии. При воздействии термальных мантийных плюмов (горячих точек) возникают очаги кумулятивных и расслоенных габбро с подводящими каналами дайковых комплексов, по которым происходит извержение толеитовых базальтов и при продвижении фронта магмообразования вверх формируются щелочные и субщелочные базальты ОІВ-типа, а также породы дифференцированной вулканической серии известково-щелочного ряда. В это же время в пределах построе-

ки гайота обычно накапливаются кремнисто-карбонатные отложения и образуются барьерные рифы, что приводит к гравитационному (изостатическому) погружению гайота и попаданию его в зону субдукции океанической плиты, где эти постройки подвергаются дальнейшим преобразованиям. Древние аналоги современных океанических островов были выделены в структурах Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), образовавшегося при закрытии Палеоазиатского океана (ПАО) в результате эволюции южной и юго-западной окраин Сибирского палеоконтинента (Джидинская, Баянхонгорская, Озерная, Горноалтайская, Кузнецко-Алтайская и др.).

Одной из наиболее изученных и интересных по набору разнообразных океанических комплексов является Джидинская система. Значительная часть ее находится на территории Северо-Западной Монголии и Алтае-Саянской области ЦАСП (рис. 2). Исследование структур Джидинской зоны проводилось в течение довольно длительного времени (с конца 1970-х гг.) сотрудниками Геологического института СО РАН совместно с учеными Института геохимии СО РАН, Института геологии и минеральных ресурсов Монголии, Института земной коры СО РАН, Института геологии и минералогии СО РАН и других организаций. На основании результатов геологических, петролого-геохимических и палеомагнитных исследований выделены главные океанические и островодужные структурно-вещественные комплексы: фрагменты офиолитов,

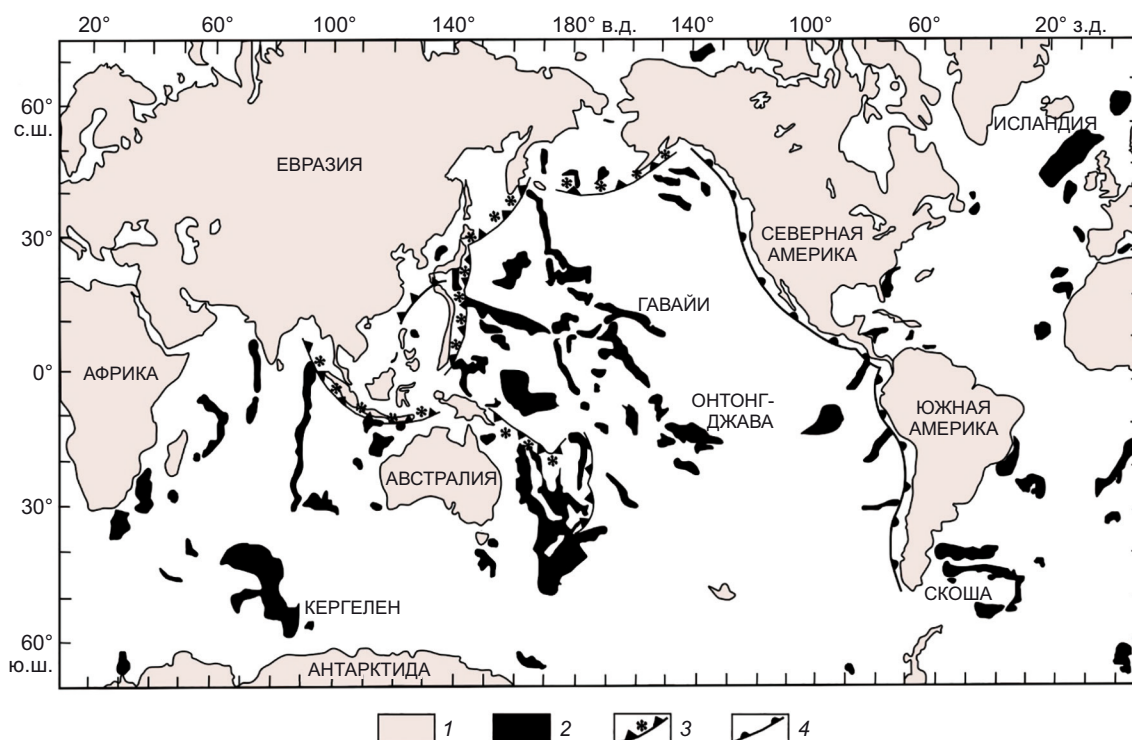


Рис. 1. Расположение океанических островов и островодужных систем в современных океанах Земли (по [Nur, Ben-Abraham, 1982; Dobretsov et al., 2004]). 1 – континенты; 2 – океанические острова и плато в акватории современных океанов; 3 – островодужные системы; 4 – активные континентальные окраины.

Fig. 1. Position of oceanic islands and island-arc systems in the modern oceans of the Earth (after [Nur, Ben-Abraham, 1982; Dobretsov et al., 2004]). 1 – continents; 2 – oceanic islands and plateau in modern oceans; 3 – island-arc systems; 4 – active continental margins.

энсиматической островной дуги, палеогайотов, осадочных бассейнов, аккреционно-коллизионных и внутриплитных интрузивных комплексов [Gordienko, 1987, 1994, 2003; Kuzmin et al., 1995; Al'mukhamedov et al., 1996, 2001; Belichenko et al., 1996; Gordienko et al., 2006, 2007, 2015, 2018; Simonov et al., 2014; Elbaev et al., 2018; и др.]. В настоящее время наши исследования в Джидинской зоне продолжают. Особое внимание сосредоточено на более детальном изучении механизмов формирования эдиакарий-палеозойских структурно-вещественных комплексов палеогайотов и субдукционного магматизма ранней и поздней стадий развития Джидинской энсиматической островной дуги. Некоторые новые результаты этих работ с учетом исследований других ученых по древним гайотам и связанным с ними внутриплитным структурам океанической литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса предлагаются вашему вниманию впервые.

2. СТРОЕНИЕ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ПАЛЕОГАЙОТОВ ДЖИДИНСКОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ ПО ГЕОЛОГИЧЕСКИМ И ПАЛЕОМАГНИТНЫМ ДАННЫМ

В Джидинской островодужной зоне ПАО, образованной по палеомагнитным данным на значительном удалении от окраины Сибирского континента, выявлен разрез эдиакарий-раннекембрийской офиолитовой ассоциации, а также разнообразные внутриплитные и

островодужные вулканические комплексы. Внутриплитный магматизм представлен крупными палеогайотами океанических островов и плато. Островодужные комплексы сложены дифференцированными вулканическими ассоциациями андезитов, дацитов и риодацитов толеитового ряда, туфогенно-осадочными породами энсиматической островной дуги, преддугового и задугового осадочных бассейнов, а также габбро-диорит-тоналит-плагиогранитной ассоциацией пород повышенной основности, завершающей формирование островодужной системы [Al'mukhamedov et al., 1996; Metelkin, 2013; Gordienko et al., 2006, 2007, 2018].

В эдиакарии – раннем кембрии океаническая кора ПАО субдуцировала под островные дуги, что привело к перемещению рожденных во внутренних частях океана подводных вулканических гор и островов (палеогайотов). Это подтверждается палеомагнитными данными по пиллоу-лавам в изученной Джидинской островной дуге [Gordienko, Mikhal'tsov, 2001]. Были установлены две обособленные группы палеомагнитных полюсов. Первая соответствует субщелочным базальтам (типа WPOIB) Эгийнгольско-Ивановского покрова, которые мы отождествляем с Джидотским палеогайотом. Согласно палеомагнитным данным, он в течение эдиакария – раннего кембрия испытывал субмеридиональный дрейф от 20.6 до 15.6° ю.ш. Вторая группа полюсов отвечает толеитовым базальтам (типа

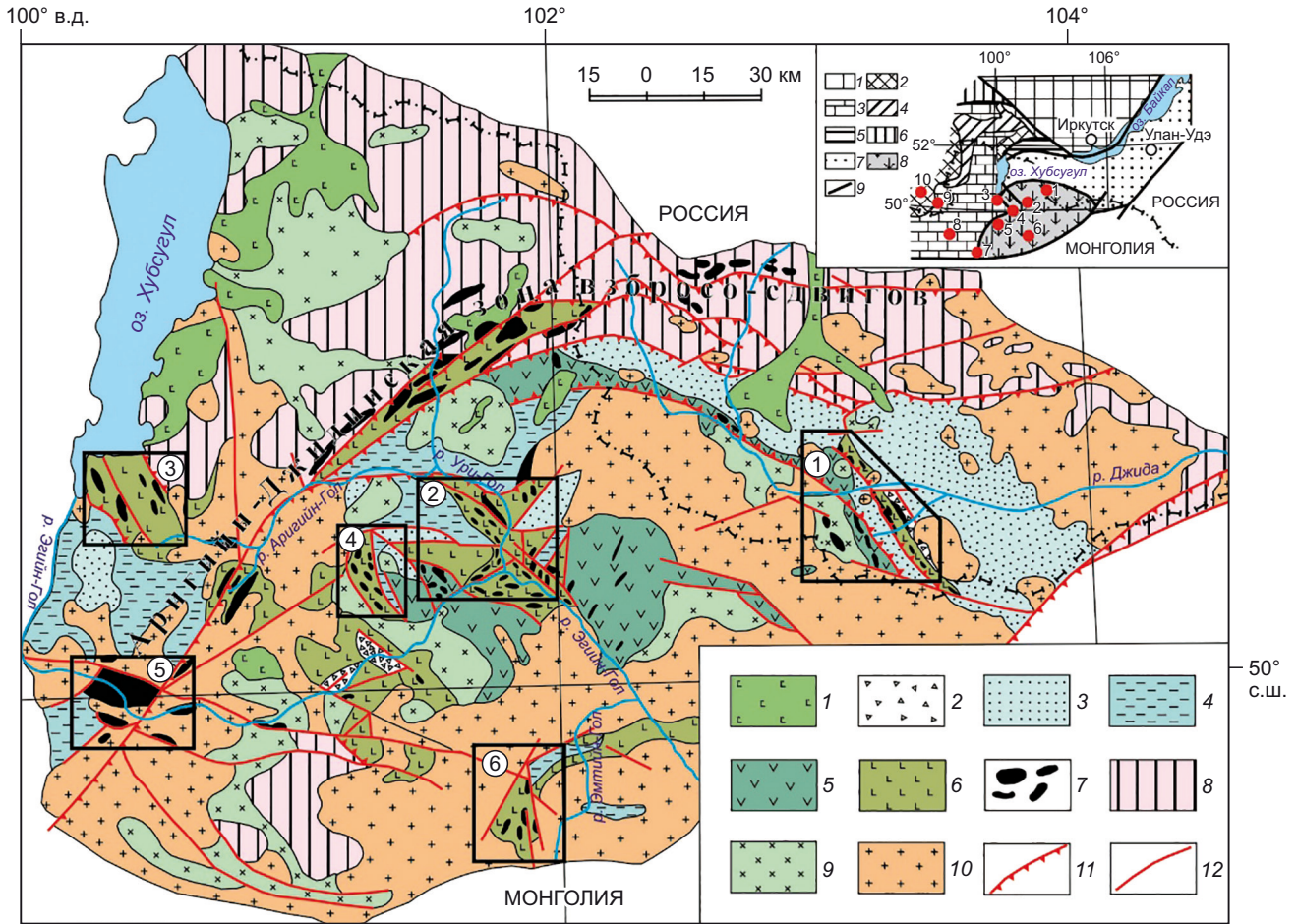


Рис. 2. Схема расположения палеогайотов и их фрагментов в пределах Джидинской тектонической зоны (Северная Монголия, Юго-Западное Забайкалье) (по [Gordienko, 1987, 1994; Al'mukhamedov et al., 1996; Kepezhinskas et al., 1987; Gordienko et al., 2004, 2007]).

1 – кайнозойские базальты; 2 – олистостромы (O-S); 3 – флишвидные (терригенно-карбонатные, граувакковые, олигомиктовые) отложения (E_3-O_1); 4 – кремнисто-карбонатные и калькаренитовые отложения ($E_{2,3}$); 5 – известково-щелочная островодужная вулканическая серия с бонинитами (PR_3-E_1); 6 – серия толеитовых и субщелочных базальтов палеогайотов (PR_3-E_1); 7 – ультрабазиты и габброиды в серпентинитовом меланже (PR_3); 8 – неопротерозойские метаморфические образования; 9 – нижнепалеозойские гранитоиды; 10 – позднепалеозойские гранитоиды; 11 – крупнейшие взбрососдвиги и надвиги; 12 – прочие разломы. В рамках оконтурены палеогайоты и их фрагменты в пределах Джидинской зоны: 1 – Джидотский, 2 – Ургольский, 3 – Южно-Хубсугульский, 4 – Баянгольский, 5 – Эгийингольский, 6 – Эмптуингольский.

На врезке: положение Джидинской зоны в составе южного складчатого обрамления Сибирской платформы. 1 – Сибирская платформа; 2-3 – Тувино-Монгольский микроконтинент: 2 – докембрийский метаморфический фундамент, 3 – эдиакарий-кембрийский карбонатный чехол; 4-8 – структурно-формационные зоны: 4 – Окинская, 5 – Ильчирская, 6 – Хамсаринская, 7 – Хамардабанская, 8 – Джидинская; 9 – разломы. Красными точками показаны палеогайоты и их фрагменты: 1 – Джидотский, 2 – Ургольский, 3 – Южно-Хубсугульский, 4 – Баянгольский, 5 – Эгийингольский, 6 – Эмптуингольский, 7 – Баянхонгорский, 8 – Озерный, 9 – Восточно-Тувинский, 10 – Горноалтайский.

Fig. 2. Location of paleoguyots and their fragments within the Dzhida tectonic zone (North Mongolia, South-Western Transbaikalia) (after [Gordienko, 1987, 1994; Al'mukhamedov et al., 1996; Kepezhinskas et al., 1987; Gordienko et al., 2004, 2007]).

1 – Cenozoic basalts; 2 – olistostromes (O-S); 3 – flyschoid (terrigenous-carbonate, greywacke, oligomict) sediments (E_3-O_1); 4 – siliceous-carbonate and calcarenite sediments ($E_{2,3}$); 5 – calc-alkaline island-arc volcanic series with boninites (PR_3-E_1); 6 – series of tholeiitic and subalkaline basalts of paleoguyots (PR_3-E_1); 7 – ultrabasites and gabbroids in serpentinite melange (PR_3); 8 – Neoproterozoic metamorphic formations; 9 – Lower Paleozoic granitoids; 10 – Late Paleozoic granitoids; 11 – major upthrust shifts and thrusts; 12 – other faults. Paleoguyots and their fragments within the Dzhida zone delineated within the frameworks: 1 – Dzhidot, 2 – Urgol, 3 – South-Khubsugul, 4 – Bayangol, 5 – Egiingol, 6 – Emptuingol.

On insert: location of the Dzhida zone of Paleozoids within the southern fold frame of the Siberian platform. 1 – Siberian platform; 2-3 – Tuva-Mongolian microcontinent: 2 – Precambrian metamorphic basement, 3 – Ediacaran-Cambrian carbonate cover; 4-8 – structural-formational zones of the Paleozoids: 4 – Oka, 5 – Ilchir, 6 – Khamsara, 7 – Khamar-Daban, 8 – Dzhida; 9 – faults. Red dots indicate paleoguyots and their fragments of the Dzhida, Bayankhongor, Ozerneya and East Tuva zones: 1 – Dzhidot, 2 – Urgol, 3 – South-Khubsugul, 4 – Bayangol, 5 – Egiingol, 6 – Emptuingol, 7 – Bayankhongor, 8 – Ozerny, 9 – East Tuva, 10 – Gorny Altay.

Е-MORB) Ургольско-Баянгольского покрова. Их мы связываем с Баянгольским гайотом, который в то время располагался на 20.3–19.2° ю.ш. и также был перемещен в зону субдукции Джидинской островной дуги, причем субщелочные базальты концентрируются в разрозненных палеоширотах, что свидетельствует о субмеридиональном направлении движения океанической плиты ПАО во время роста построек палеогайотов в субдукционную зону Джидинской островной дуги (рис. 3). Эти палеомагнитные данные использовались нами и другими исследователями в реконструкциях неопротерозой-раннепалеозойских островных дуг и гайотов, опоясывающих Сибирский континент. Структуры палеогайотов формировались под влиянием мантийных плюмов на океаническую кору, с образованием океанических базальтовых плато и внутриплитных океанических островов. В последующем на эти структуры были наложены типично островодужные структурно-вещественные ассоциации [Kazansky, 2002; Metelkin, 2013; Gordienko, 2019, 2023].

Среди эдиакарий-раннепалеозойских структурно-вещественных комплексов (СВК) Джидинской островодужной системы детально изучены Джидотский и Ургольский палеогайоты, которые выделены в пределах тектонических структур российской и монгольской части Джидинской зоны.

Структуры Джидотского палеогайота и фрагментов его структурно-вещественных комплексов прослеживаются в пределах российской части Джидинской зоны в виде непрерывной широкой (15–20 км) полосы с юго-востока от границы с Монголией (верховье рек Хасуртый, Уленги, Шабартая, Юхты) до среднего течения рек Дунда-гола, Дархинтуя, Нуда, Ури-гола, Аригийн-гола, Уйилган-гола и предгорий Хамар-Дабана на северо-западе, на расстояние свыше 90 км (см. рис. 2; рис. 4). На западе Джидинской зоны крупная полоса развития Джидотского палеогайота в верховьях рек Джиды и Нуда контактирует с флишидным прогибом. Далее к юго-западу параллельно полосе развития Джидотского палеогайота вскрываются островодужные

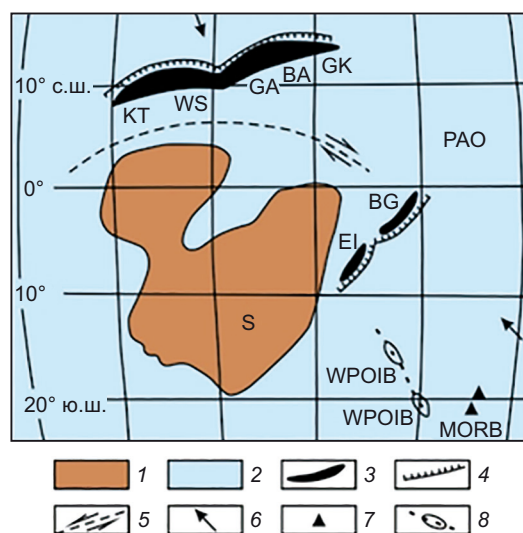


Рис. 3. Палеогеодинамическая реконструкция окраины Сибирского континента в эдиакарии – раннем кембрии по палеомагнитным данным (по [Gordienko, Mikhal'tsov, 2001]).

1 – Сибирский (S) континент; 2 – Палеоазиатский океан (PAO); 3 – островные дуги и их фрагменты: KT – Куртушибинская, WS – Восточно-Тувинская, GA – Горноалтайская, BA – Батеневская, GK – Золотокитатская, BG – Ургольско-Баянгольский покров, EI – Эгийнольско-Ивановский покров; 4 – зоны субдукции; 5 – направление вращения Сибирского континента; 6 – предполагаемое направление движения океанической плиты; 7–8 – палеогеографическое положение по палеомагнитным данным офиолитовых и островодужных базальтов Джидинской зоны: базальтов островодужного типа (7) и субщелочных базальтов океанических островов типа WPOIB (8). Мелким пунктиром показано предполагаемое абсолютное движение океанической плиты ПАО над горячей точкой. Палеогеографическое положение Сибирского континента приведено по [Metelkin, 1998], интерпретация палеомагнитных данных по Ургольско-Баянгольскому (BG) и Эгийнольско-Ивановскому (EI) палеогайотам Джидинской энсиматической островодужной системы – по [Gordienko, Mikhal'tsov, 2001].

Fig. 3. Paleogeodynamic reconstruction for the Siberian continental margin in the Ediacaran – Early Cambrian according to paleomagnetic data (after [Gordienko, Mikhal'tsov, 2001]).

1 – Siberian (S) continent; 2 – Paleasian Ocean (PAO); 3 – island arcs and their fragments: KT – Kurtushiba, GA – Gorny Altay, BA – Batenevskaya, GK – Zolotokitatskaya, BG – Urgol-Bayangol cover, EI – Egiingol-Ivanovsky cover; 4 – subduction zones; 5 – rotation direction of the Siberian continent; 6 – assumed direction of oceanic plate movement; 7–8 – paleogeographical location of ophiolitic and island-arc basalts of the Dzhida zone according to paleomagnetic data: island-arc basalts (7) and subalkaline basalts of oceanic islands (WPOIB-type) (8). The small dotted line demonstrates the inferred absolute movement of the PAO oceanic plate above the hot spot. The paleogeographic position of the Siberian continent is given after [Metelkin, 1998], interpretation of the paleomagnetic data on the Urgol-Bayangol (BG) and Egiingol-Ivanovsky (EI) paleogeoyots of the Dzhida ensimatic island-arc system with the formation of pre-arc and back-arc sedimentary basins is given after [Gordienko, Mikhal'tsov, 2001].

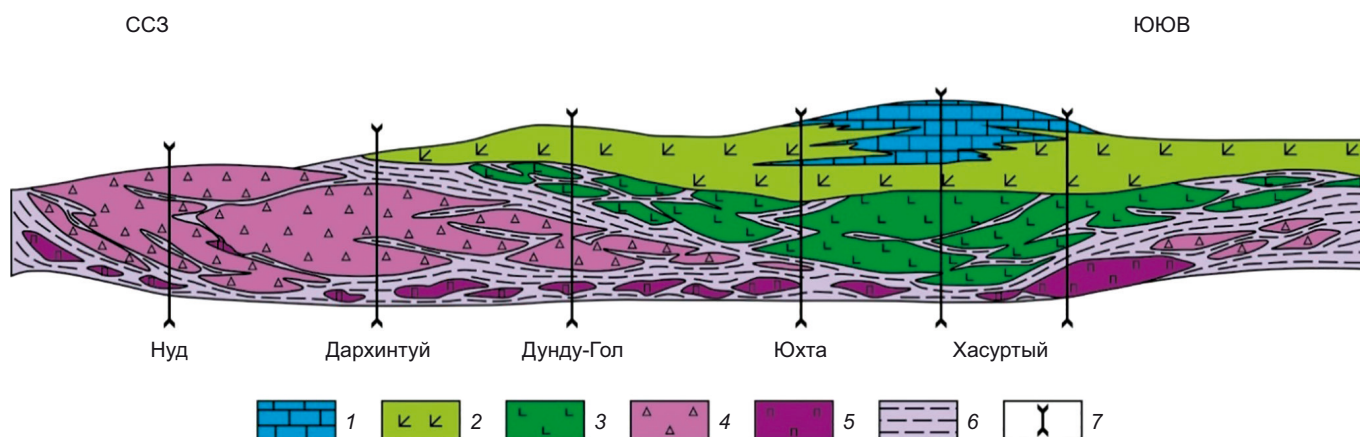


Рис. 4. Обобщенная модель геологического строения аллохтона Джидотского палеогайота (по [Filimonov, 2003; Gordienko et al., 2004, 2007]).

1–4 – СВК: 1 – известняково-доломитовый; 2 – субщелочных базальтов E-MORB; 3 – вариолитовых (толеитовых базальтов) N-MORB; 4 – горизонты мафических брекчий аллохтона; 5 – крупные тела базит-гипербазитов в фундаменте палеогайота; 6 – расланцованный тектонический меланж; 7 – типовые разрезы СВК в бассейнах рек Джидинской зоны с ЮЮВ на ССЗ.

Fig. 4. General composite scheme of the Dzhidot paleoguyot allochthon structure (after [Filimonov, 2003; Gordienko et al., 2004, 2007]).

1–4 – SMC: 1 – limestone-dolomite; 2 – subalkaline enriched mid-ocean ridge basalts (E-MORB); 3 – variolite (tholeiitic) normal mid-ocean ridge basalts (N-MORB); 4 – horizons of allochthon mafic breccias; 5 – large bodies of basite-ultrarbasites in the paleoguyot basement; 6 – tectonic mélange, 7 – typical sections of SMCs in the river basins of the Dzhida zone from SSE to NNW.

ассоциации пород Бугуриктайского массива с возрастом 560 млн лет [Elbaev et al., 2018].

В составе детально изученного Джидотского палеогайота выделяется три взаимосвязанных и близкосоответствующих СВК, которые обнаружены также в других более мелких фрагментах палеогайотов российской части Джидинской зоны (рис. 4, 5).

Первый, нижний, комплекс Джидотского палеогайота слагает океанический фундамент (см. рис. 4). Он представлен крупными массивами серпентинитизированных базит-гипербазитов (Хасуртинский, Убуринкурский, Дархинтуйский, Дундугольский) и более мелкими телами кумулятивных и расслоенных габброидов и связанных с ними разнообразных включений габбро-долеритов, крупных вулканических полей толеитовых базальтов и сопутствующих тел меланжированных мафитовых брекчий. Матриksom меланжа служат тектониты разного состава. В основном это блоки и линзовидные тела гипербазитового и базитового комплексов (дуниты, перидотиты, габбро, габбро-пироксениты, конгломератовидные серпентиниты, листовиты, тальк-карбонатные метасоматиты). Толща мафических брекчий и базитовых включений представляет собой неотъемлемую принадлежность нижних частей разрезов океанической коры палеогайотов.

Второй комплекс Джидотского палеогайота представлен толщей вариолитовых высокохромистых и низкотитанистых толеитовых базальтов (N-MORB) подушечного и трубчатого типа с подчиненным объемом карбонатно-кремнистых отложений (горизонты темных силицитов, микритовых известняков, гиалокластитов), при этом подушечные (вариолитовые) лавы преобладают. Такая форма базальтовых потоков зави-

сит от скорости спрединга в срединно океанических хребтах (СОХ) ПАО [Zonenshain, Kuzmin, 1993]. Толща вариолитовых лав разбита на пластовые и трубчатые медленно- и высокоскоростные потоки, изливающиеся из вулканов размером от первых до многих сотен метров и протяженностью до нескольких километров. Базальты тесно ассоциируют с дайковым комплексом долеритов, родингитизированных габбро, габбро-долеритов и анортозитов эдиакарий-раннекембрийского возраста (рис. 5).

В составе третьего комплекса Джидотского палеогайота выделяется толща пластовых субщелочных базальтов, занимающая основной объем вулканической части гайотов. Она объединяет дифференцированные вулканы субщелочной оливиновой базальт-гавайит-трахиандезибазальт-трахитовой серии гавайского типа с дайками долеритов и трахидолеритов. В строении толщи преобладают базальтовые пиллоу-лавы (рис. 6).

Схожее строение имеет Ургольский палеогайот, расположенный в приустьевой части р. Ур-Гол Джидинской зоны Северной Монголии. СВК Ургольского гайота Северной Монголии слагают крупную синформу, осложненную рядом более мелких пластин. Основание Ургольского гайота сложено серпентинитовым меланжем с блоками апогипербазитовых серпентинитов, полосчатых и изотропных габбро, габбро-пироксенитов, а также дайками габбро-долеритов и долеритов. Выше залегает толща подушечных лав субщелочных базальтов с характерными толеитовыми микроструктурами и межподушечными пространствами, выполненными гиалокластитам и кремнями. Иногда встречаются редкие дайки долеритов (рис. 7).

По составу породы Ургольского палеогайота представлены в основном базальтами и андезитами субщелочной серии. Для них характерны высокие содержания щелочей, элементов группы LIL (Rb, Ba, Sr) и малоподвижных элементов группы HFS (Zr, Nb). Высокие содержания оксидов титана и фосфора (3.50 и 0.08 мас. %) в отдельных высококремнистых разно-

стях пород (54–56 мас. %) обусловлены процессом дифференциации. С ростом содержания SiO₂ в рассматриваемых породах происходит уменьшение содержания кальция, железа, титана и накопление алюминия, что обусловлено более ранней кристаллизацией оливина, шпинели и авгита по сравнению с плагиоклазом. Такой порядок кристаллизации характерен для щелочных

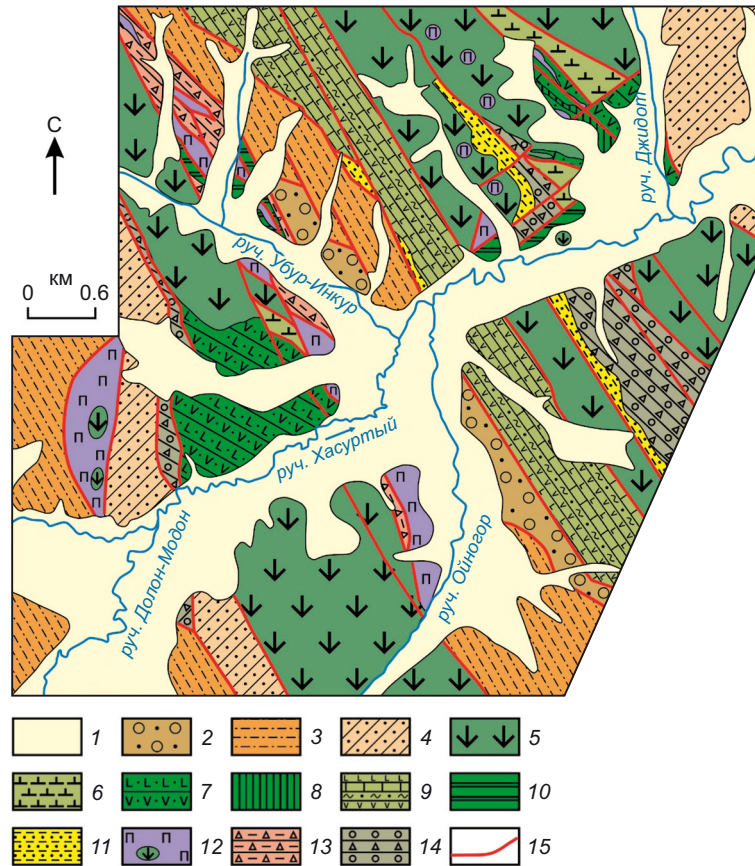


Рис. 5. Схема геологического строения Джидотского палеогайота в бассейне руч. Хасуртый Юго-Западного Забайкалья (по [Filimonov, 2003; Gordienko et al., 2007, 2015]).

1 – четвертичные отложения; 2–4 – флишиодная толща: 2 – конгломераты, гравитационные олистостромы, 3 – ритмичное чередование песчаников алевролитов и алевропелитов, 4 – карбонатно-терригенная ассоциация; 5–14 – структурно-вещественные комплексы палеогайота: 5 – толща подушечных и трубчатых (вариолитовых) толеитовых базальтов с дайками долеритов и габбро-долеритов (PR₃-Є₁), 6 – толща пиллоу-лав субщелочных базальтов и долеритов с осадочно-вулканогенным комплексом (известняки, пипериты, микститы) (Є_{2,3}), 7 – вулканокластиты с телами лав субщелочных базальтов, ферробазальтов, андезитов и дацит-риолитовых пород, 8 – осадочная ассоциация (известняки и силициты среди кремнистых образований), 9 – кремнисто-карбонатная толща с остатками ископаемых водорослей (в «шапках» гайота), дайками и горизонтами базальтов и долерито-базальтов (Є₃), 10 – силициты, кремнекластиты, туффиты, 11 – гемипелагические гиалокластиты, 12 – комплекс океанического основания Джидотского гайота (тектонические блоки гипербазитов и габброидов в серпентинитовом меланже) (PR₃), 13 – тектонический меланж, бластомилониты и туфотурбидиты, 14 – тектонизированные олистостромы; 15 – зоны разломов.

Fig. 5. Geological structure of the Dzhidot paleoguyot in the Khasurty River basin of the South-Western Transbaikalia (after [Filimonov, 2003; Gordienko et al., 2007, 2015]).

1 – Quaternary sediments; 2–4 – flyschoid: 2 – conglomerates, gravitational olistostromes, 3 – rhythmic alternation of sandstones, siltstones and aleuropelites, 4 – carbonate-terrigenous association; 5–14 – complexes of the paleoguyot: 5 – pillow and tubular (variolitic) tholeiitic basalts with dolerite and gabbro-dolerite dikes (PR₃-Є₁), 6 – subalkaline basalt and dolerite pillow-lava with sedimentary-volcanogenic complex (limestones, piperites, mixtites, volcaniclastites) (Є_{2,3}), 7 – volcaniclastites with lava bodies of subalkaline basalts, ferrobasalts, andesites and dacite-rhyolite rocks, 8 – sedimentary association (limestones and silicites among siliceous formations), 9 – siliceous-carbonate sequence with fossil algae remains (in the guyot "caps"), dikes and horizons of basalts and dolerite-basalts (Є₃), 10 – silicites, siliciclastics, tuffites, 11 – hemipelagic hyaloclastites, 12 – complex of the Dzhidot guyot oceanic basement (tectonic blocks of ultrabasites and gabbroids in serpentinite mélangé) (PR₃), 13 – tectonic mélangé, blastomylonites and tuff-turbidites, 14 – tectonized olistostromes; 15 – faults.

базальтов океанических островов. В толще субщелочных вулканитов Ургольского гайота установлены лавовые потоки базальтов, трахиандезибазальтов и различные по генезису типы вулканокластитов. По составу породы толщи в целом близки, но отличаются более высокими содержаниями TiO_2 и, соответственно, P_2O_5 . Характерной особенностью пород является ярко выраженный натровый тип щелочности и микроэлементный состав, отвечающий E-MORB. Микститовая толща представлена тектоническими брекчиями базальтов, андезитов, дацит-риолитов и везикулярных гиалокластитов. В олистолитах наблюдались известняки, силициты, субщелочные базальты, габброиды, серпентиниты. Карбонатная толща сложена известняка-

ми, доломитами, калькаренитами, мелкообломочными карбонатными конглобрекчиями. В известняках установлен комплекс археоциат и водорослей раннего кембрия.

Выявленные особенности строения структурно-вещественных комплексов Джидотского и Ургольского палеогайотов Джидинской островодужной системы были проинтерпретированы в рамках модели тектонической эволюции ископаемых гайотов. Согласно этой модели на раннем этапе (эдиакарий) на океанической коре происходил рост вулканической постройки гайота, сложенной высокотитанистыми базальтами. В последующем на вершине вулканических поднятий в связи с их отмиранием и «проседанием»

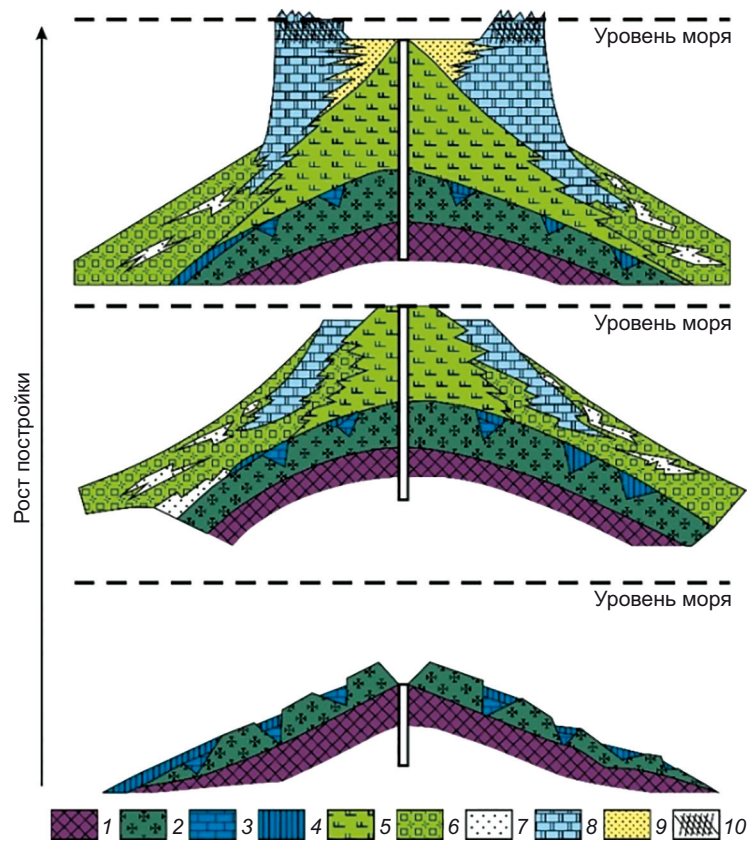


Рис. 6. Общая идеализированная модель формирования и роста постройки Джидотского палеогайота (по [Filimonov, 2003; Gordienko, 2004, 2019]).

1 – комплекс основания (базит-гипербазитовый комплекс совместно с толщей мафических брекчий); 2 – толща подушечных умеренно- и низкотитанистых толеитовых базальтов; 3–4 – осадочная ассоциация: известняки среди кремнистых образований (3), силициты (4); 5–6 – толща субщелочных высокотитанистых базальтов и андезибазальтов: лавы (5) и вулканокластиты (6); 7 – осадочная ассоциация (известняки, силициты, кремнекластиты, туффиты); 8 – верхняя карбонатная толща палеогайота (доломиты и известняки с остатками археоциат раннего кембрия и ископаемых водорослей эдиакария); 9 – флишоидная толща (ритмичное чередование терригенных пород, кремнекластитов, вулканокластитов и туффитов); 10 – зона осушки и интенсивного испарения на карбонатной платформе.

Fig. 6. General idealized model of formation and growth of the Dzhidot paleogeoyot structure (after [Filimonov, 2003; Gordienko, 2004, 2019]).

1 – basement complex (basite-ultrabasite complex together with mafic breccia); 2 – pillow moderate- and low-titanium tholeiitic basalts; 3–4 – sedimentary association: limestones among siliceous formations (3), silicites (4); 5–6 – subalkaline high-Ti basalts and andesite basalts: lavas (5) and volcanoclastics (6); 7 – sedimentary association (limestones, silicites, siliciclastics, tuffites); 8 – upper carbonate sequence of the paleogeoyot (dolomites and limestones with remains of Early Cambrian archaeocyaths and fossil Ediacaran algae); 9 – flyschoid (rhythmic alternation of terrigenous rocks, siliciclastics, volcanoclastics and tuffites); 10 – intensive evaporation zone on the carbonate platform.

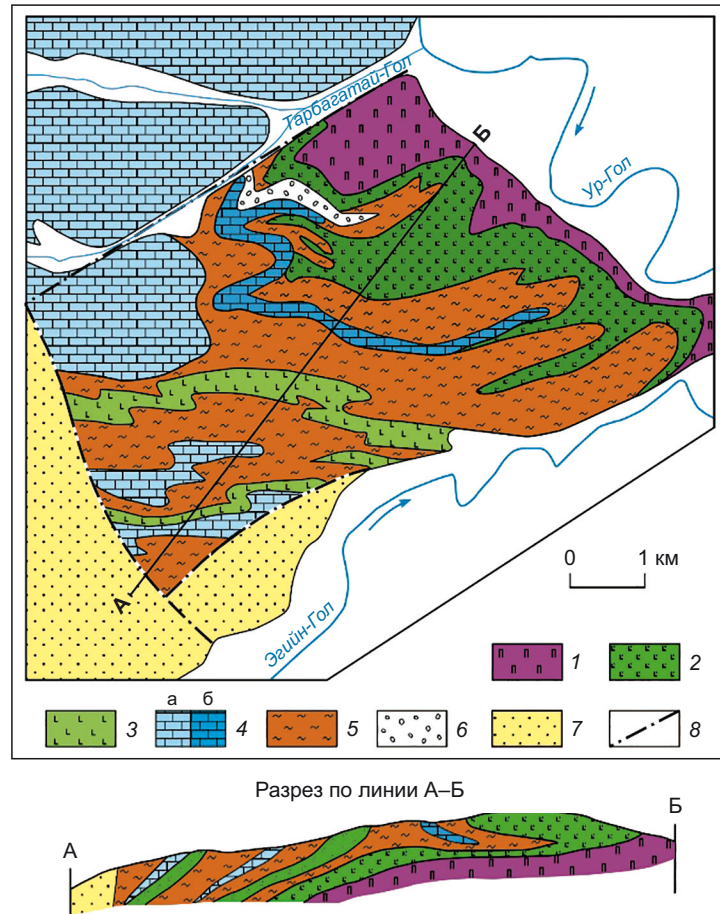


Рис. 7. Схема геологического строения Ургольского палеогайота (по [Gordienko, 2019, 2023]).

1 – серпентинитовый меланж основания палеогайота с фрагментами блоков серпентинитов, полосчатых и изотропных габбро, габбро-пироксенитов, габбро-долеритов и долеритов; 2 – толща подушечных толеитовых базальтов; 3 – толща субщелочных вулканитов (базальты, трахиандезитобазальты, вулканокластиты); 4 – верхняя карбонатно-доломитовая толща с остатками ископаемых водорослей неопротерозоя (а) и фрагменты известняков в микститовой толще (б); 5 – микститовая (терригенно-вулканогенно-гравитационная) толща; 6 – вулканомиктовые конгломераты и гравелиты; 7 – верхняя флишеидная толща; 8 – разломы.

Fig. 7. Geological structure of the Urgol paleoguyot (after [Gordienko, 2019, 2023]).

1 – serpentinite mélange of the paleoguyot basement with fragments of serpentinite, layered and isotropic gabbro, gabbro-pyroxenite, gabbro-dolerite, and dolerite blocks; 2 – pillow-lavas of tholeiitic basalts; 3 – subalkaline volcanites (basalts, trachyandesite basalts, volcaniclastics); 4 – upper carbonate-dolomite with remains of Neoproterozoic fossil algae (a) and limestone fragments in mixtite (b); 5 – mixtite (terrigenous-volcanogenous-gravitational); 6 – volcanomictic conglomerates and gritstones; 7 – upper flyschoid sequence; 8 – faults.

формировались рифовые карбонатные постройки верхнего комплекса с прослоями низкотитанистых лав. Разрушение постройки гайота, вероятно, было тесно связано с длительным процессом пластического течения и расщепления меланократового фундамента. Подобная модель формирования Джидотского и других палеогайотов Джидинской зоны хорошо согласуется с моделью тектонической эволюции ископаемых гайотов Тянь Шаня [Leonov, 1988].

3. ПЕТРО- И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПАЛЕОГАЙОТОВ ДЖИДИНСКОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ

Изучение петро- и геохимического состава габброидов и базальтоидов офиолитовых комплексов в склад-

чатых областях и вулканитов трапповых провинций Сибирской платформы показало, что среди них выделяется два типа пород – высокотитанистые и низкотитанистые. Первый тип по спектру распределения по отношению к примитивной мантии характеризуется близким к субщелочным высокотитанистым базальтам океанических островов (ОИВ), второй тип внутриплитных низкотитанистых базальтов развит в надсубдукционных базальтах островных дуг (ИВД). В сибирских же траппах высокотитанистые базальты формируются первыми и занимают большие площади по сравнению с последующими извержениями низкотитанистых лав, хотя могут быть и отклонения от этой последовательности. В наших примерах этот принцип используется для оценки источников и глубины

плавления мантийных очагов. При анализе распределения элементов на диаграммах важную роль играет наклон кривых нормирования индикаторных элементов и их присутствие в источниках плавления [Ivanov et al., 2024].

Для субщелочных базальтов Джидотского палеогайота характерен комплекс порфировых вкрапленников, представленных преимущественно плагиоклазом

и клинопироксеном. С толщиной субщелочных базальтов ассоциируют разнообразные вулканокластиты, оолитовые известняки, доломиты, туфотурбидиты и олистостромы с фауной эдиакарских водорослей и кембрийских археоциат. По содержанию и характеру распределения редкоземельных элементов базальты и габбро-долериты Джидотского палеогайота четко разбиваются на две группы (рис. 8, 9, 10). Одна группа

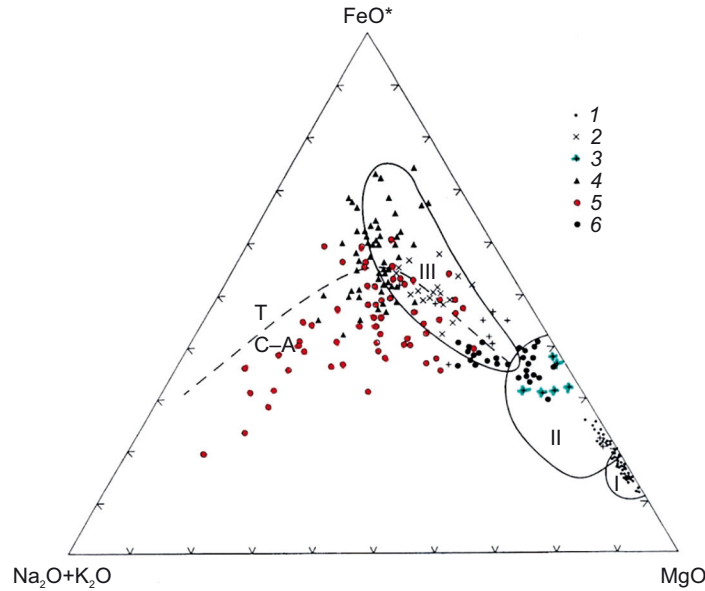


Рис. 8. Диаграмма AFM для ультраосновных и основных пород российской части Джидинской островодужной системы (по [Al'mukhamedov et al., 1996; Gordienko et al., 2007; Gordienko, 2019, 2023]).

1 – серпентиниты ультраосновных пород различного типа; 2 – толеитовые базальты СОХ; 3 – габброиды офиолитовой ассоциации; 4 – субщелочные базальты гайотов; 5 – островодужные вулканиты; 6 – высокомагнезиальные базальты и андезиты бонинитовой серии.

Fig. 8. AFM diagram for ultrabasic and basic rocks of the Dzhida island-arc system (after [Al'mukhamedov et al., 1996; Gordienko, 2019, 2023]).

1 – serpentinites of various types; 2 – mid-ocean ridge tholeiitic basalts; 3 – gabbroids of the ophiolite association; 4 – subalkaline basalts of the paleoguyots; 5 – island-arc volcanites; 6 – high-magnesian basalts and andesites of the boninite series.

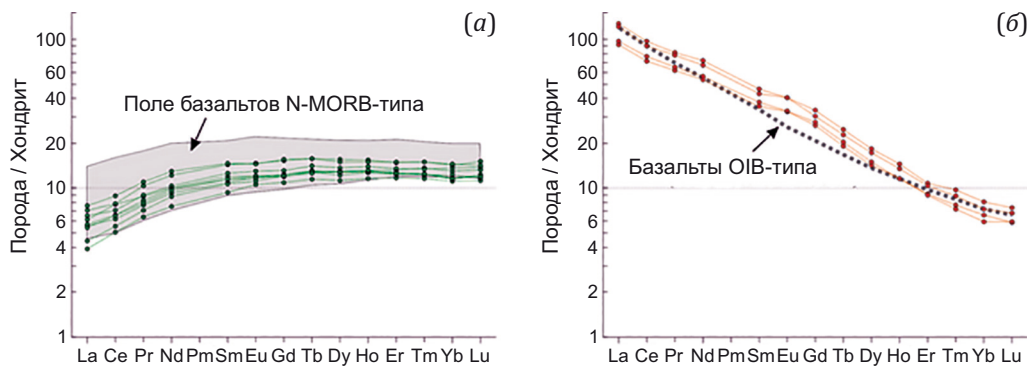


Рис. 9. Распределение редкоземельных элементов в базальтах Джидотского палеогайота.

(а) – базальты типа N-MORB в основании палеогайота; (б) – базальты типа OIB постройки палеогайота. Значения элементов нормированы к составу хондрита согласно [Boynnton, 1984]. Данные для базальтов N-MORB и OIB по [Sharaskin, 1992; Sobolev, Nikogosyan, 1994].

Fig. 9. Distribution of rare-earth elements in the Dzhidot paleoguyot basalts.

(a) – basement normal mid-ocean ridge basalts (N-MORB); (b) – ocean island basalts (OIB) in the paleoguyot structure. The element values are normalized to the chondrite composition according to [Boynnton, 1984]. Data for N-MORB and OIB are given according to [Sharaskin, 1992; Sobolev, Nikogosyan, 1994].

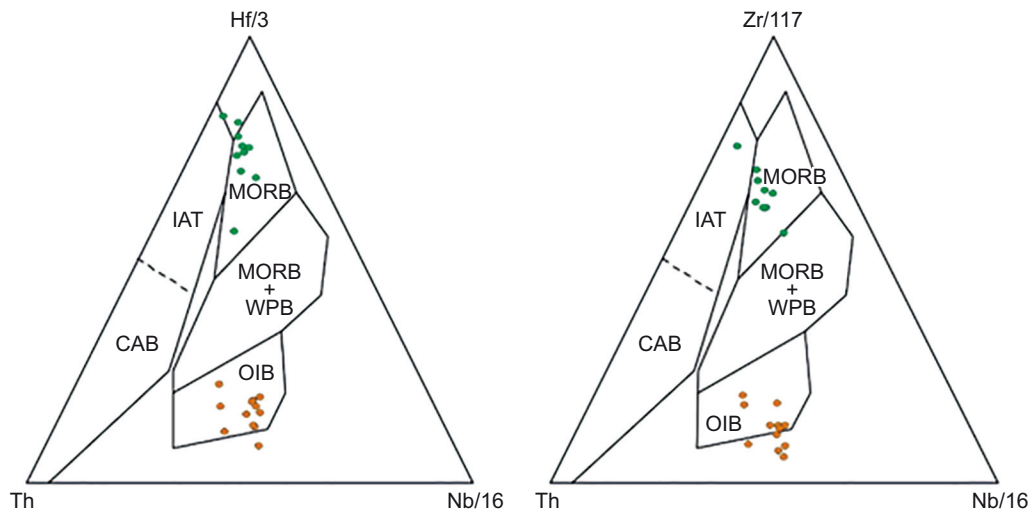


Рис. 10. Дискриминационные геохимические диаграммы Th – Hf – Zr – Nb (г/т) для базальтов Джидотского палеогайота [Gordienko, 2023].

Fig. 10. Geochemical discriminant diagrams for Th – Hf – Zr – Nb (ppm) of the Dzhidot paleoguyot basalts [Gordienko, 2023].

базальтов обеднена легкими лантаноидами, в них отношение $(La/Yb)_N = 0.35–0.84$, европиевая аномалия не проявлена – $Eu/Eu^* = 0.98–1.04$, а сумма редкоземельных элементов (РЗЭ) составляет 26.51–48.19 г/т. Она сопоставима с N-MORB. Вторая группа характеризуется фракционированным спектром РЗЭ (с преобладанием легких лантаноидов), что наглядно иллюстрирует отношение $(La/Yb)_N = 13.96–16.24$, отсутствием европиевой аномалии – $Eu/Eu^* = 1.03–1.11$ и высоким содержанием титана и редкоземельных элементов (сумма РЗЭ = 150–203 г/т), что совпадает с данными по OIB [Simonov et al., 2014; Gordienko, 2019].

На проанализированных диаграммах базальты Джидотского гайота соответствуют в основном типу OIB, располагаясь частично в полях океанических платобазальтов. По характеру распределения редкоземельных элементов большинство графиков по базальтам Джидотского гайота имеет резко отрицательный наклон (с преобладанием легких лантаноидов) и совпадает с данными по OIB (см. рис. 9).

В целом, проанализированные базальтоиды Джидотского палеогайота соответствуют слабо дифференцированным толеитовым базальтам океанического типа (рис. 11). С одной стороны, они близки к толеитовым базальтам COX и океанических островов, с другой – к натриевым базальтам щелочно-базальтоидных серий континентальных рифтогенных структур. Следует отметить, что макропорфировые базальтоиды почти все высокотитанистые, а среди афировых и микропорфировых разновидностей встречаются как высоко-, так и низкотитанистые. По содержанию железа все базальтоиды имеют железистый уклон. По высокому содержанию магния (до 7–8 мас. %) и низкому содержанию глинозема (до 11–13 мас. %) некоторые разновидности базальтоидов Джидинской зоны отнесены к марианит-бонинитовой серии [Al'mukhamedov et al., 2001; Gordienko et al., 2007; Simonov et al., 2014].

Петролого-геохимические исследования бонинитов Джидинской островной дуги показали их сходство с аналогичными образованиями Идзу-Бонинской островной дуги и дуги Тонга, а субщелочных базальтов джидинских гайотов – с океаническими платобазальтами поднятия Онтонг-Джава и гайота Кастор, а также с палеогайотами Алтае-Саянской области [Dobretsov et al., 2004; Simonov et al., 2004, 2014; Safonova et al., 2011]. Таким образом, на примере Джидинской островной дуги можно проследить все основные этапы ее эволюции от плюмового магматизма с формированием OIB (гайотов), типичного субдукционного магматизма с бонинитами до развитого андезит-риолитового вулканизма с формированием островной дуги [Elbaev et al., 2025].

По соотношению редких элементов, устойчивых при вторичных процессах ($Y - Zr$, $Nb/Y - Zr/Y$, $Zr/Nb - Nb/Th$), базальты Джидотского гайота отвечают в основном OIB типу, располагаясь частично в полях океанических платобазальтов. По характеру распределения редкоземельных элементов большинство графиков базальтов Джидотского гайота имеет резко отрицательный наклон (с преобладанием легких лантаноидов) и совпадает с данными по OIB. Выделенные две группы базальтов отчетливо различаются и по содержанию высокозарядных несовместимых элементов на дискриминационных диаграммах (рис. 11), где первая группа попадает в поле базальтов срединно-океанических хребтов N- и E-MORB типа, а вторая – в поле базальтоидов внутриплитного геохимического типа (OIB).

В Джидинской зоне Северной Монголии, на продолжении построек Ургольского палеогайота к юго-западу, в бассейне р. Баянгол, на левобережье р. Эгийнгол изучена Баянгольская аккреционная призма, сложенная разнообразными гипербазитовыми и базальтовыми ассоциациями пород палеогайота, а также массивов габбро, даек пироксенитов, долеритов, лампрофиров

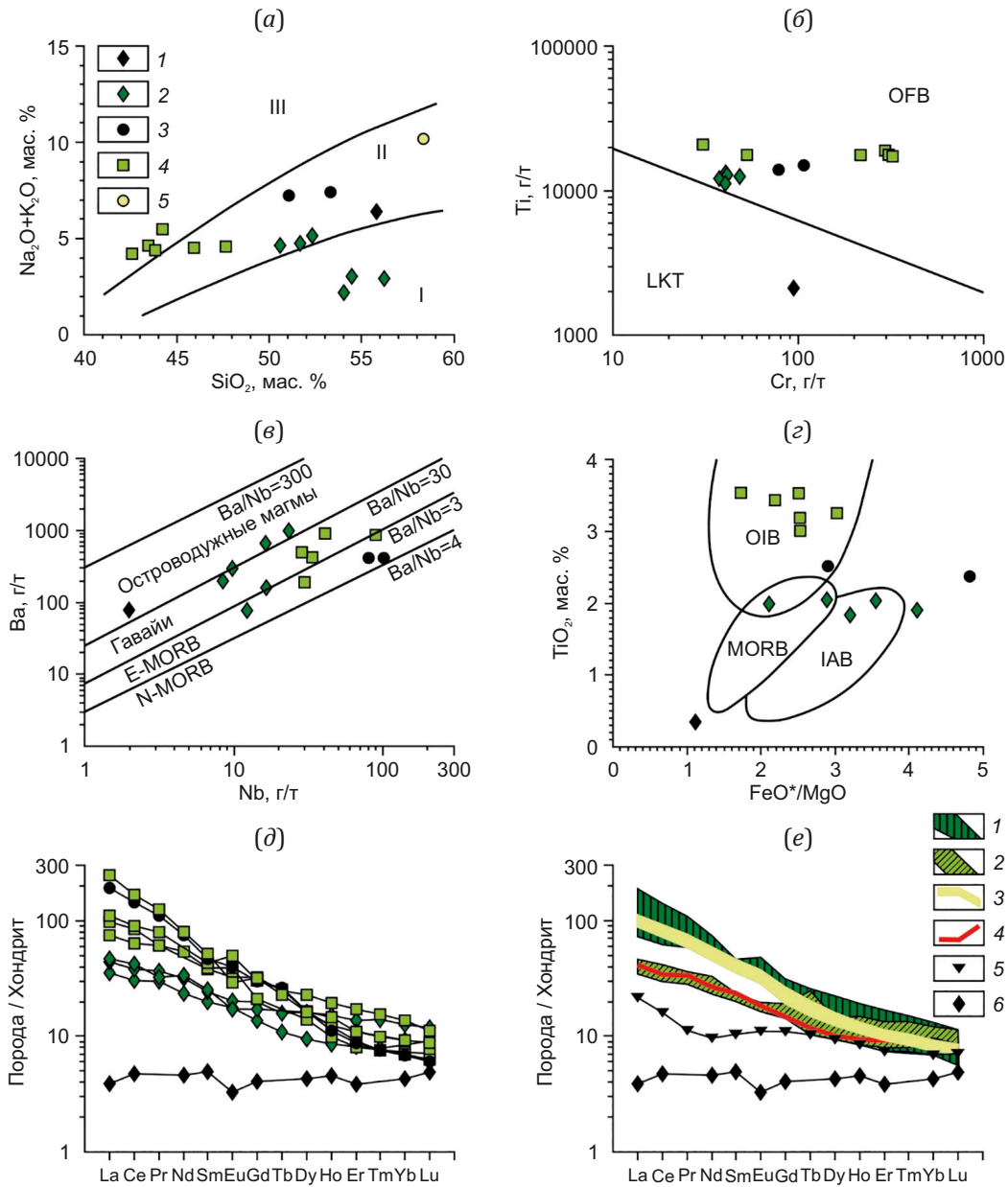


Рис. 11. Диаграммы для вулкаников Джидотского и Ургольского палеогайотов: классификационные (а), дискриминационные (б-г), распределения РЗЭ (д) и (е) сравнительные корреляции РЗЭ в вулканиках океанических островов, островных дуг и срединно-океанических хребтов (по [Gordienko et al., 2006, 2007; Simonov et al., 2014]).

(а) – показатели щелочности серий магматических пород: I – известково-щелочные нормальной щелочности, II – известково-щелочные повышенной щелочности, III – щелочные. Ассоциации пород: 1 – высококремнистые долериты (N-MORB) толщи субщелочных базальтов; 2 – ферробазальты и андезитобазальты; 3–5 – субщелочные базальты (OIB): 3 – низкохромистые, 4 – высокотитанистые, 5 – трахиандезиты. (б-г): поля составов базальтов: OFB – океанического дна, LKT – низкокальциевые толеиты, OIB – океанических островов, N-MORB – срединно-океанических хребтов, IAB – островных дуг. (е): 1 – поля составов РЗЭ в базальтах (OIB); 2 – поля составов РЗЭ в субщелочных базальтах; 3 – средние составы базальтов океанических островов; 4 – базальты островных дуг, в том числе бонинитов; 5 – базальты (E-MORB); 6 – высококремнистые долериты Джидотского палеогайота (N-MORB).

Fig. 11. Diagrams for volcanic rocks of the Dzhidot and Urgol paleoguyots: classification (a), discriminant (b-g), REE patterns (d), and REE correlations in volcanites of oceanic islands, island arcs, and mid-ocean ridges (e) (after [Gordienko et al., 2006, 2007; Simonov et al., 2014]).

(a) – alkalinity indices of igneous rock series: I – calc-alkaline of normal alkalinity, II – calc-alkaline of increased alkalinity, III – alkaline. Rock associations: 1 – high-siliceous dolerite (N-MORB) of tholeiitic basalt; 2 – ferrobasalts and andesibasalts; 3–5 – subalkaline basalts (OIB): 3 – low-chromous, 4 – high-Ti, 5 – trachyandesites. (b-g): composition fields of basalts: OFB – ocean floor basalts, LKT – low-potassium tholeiites, OIB – oceanic island basalts, N-MORB – normal mid-ocean ridge basalts, IAB – island arc basalts. (e): 1 – REE composition fields in basalts (OIB); 2 – REE composition fields in subalkaline basalts; 3 – average compositions of oceanic island basalts; 4 – island arc basalts, including boninites; 5 – tholeiitic basalts (E-MORB); 6 – high-siliceous dolerites of the Dzhidot paleoguyot (N-MORB).

и бонинитов известково-щелочной серии островной дуги [Gordienko et al., 2007; Gornova et al., 2008, 2011; Belyaev et al., 2021] (рис. 12).

Баянгольская (Баянгольско-Нармандалская) аккреционная призма с толеитовыми базальтами и бонинитами представляет собой отдельные блоки тек-

тонического меланжа в пределах крупного аллохтона, показанного на модели формирования Джидотского палеогайота (см. рис. 6). Было установлено, что формирование построек гайотов происходило в конце неопротерозоя – раннем палеозое под действием горячих точек (мантийных плюмов). Это событие было

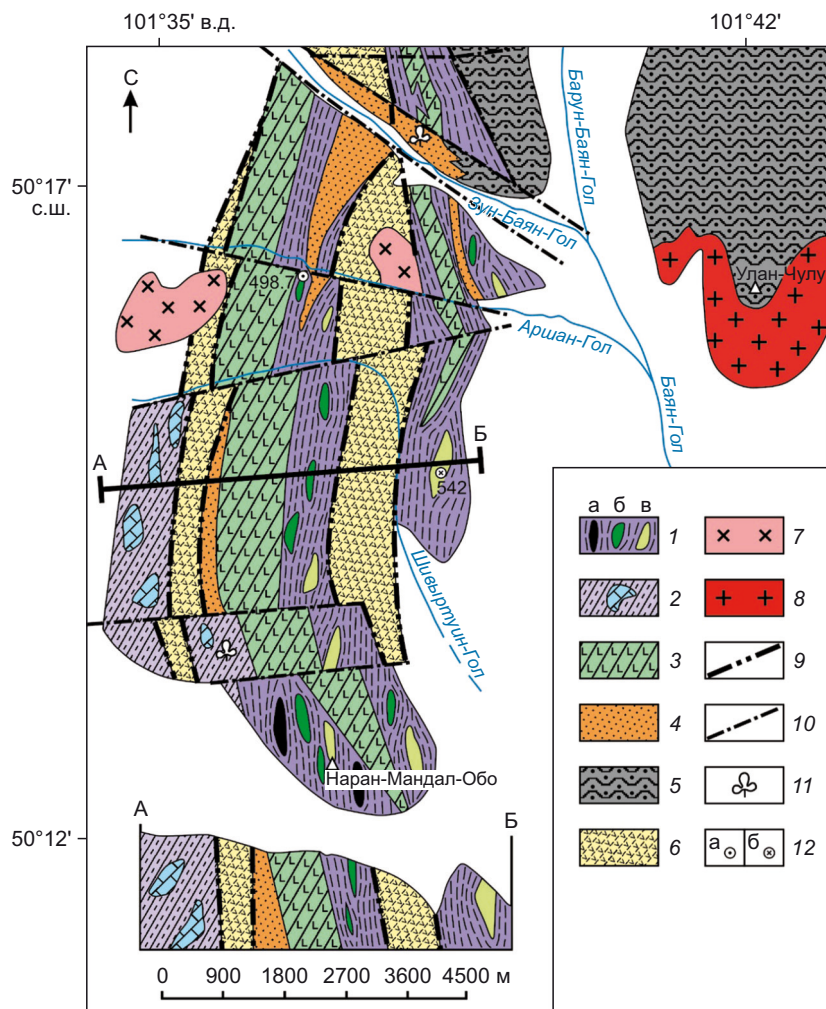


Рис. 12. Схема геологического строения Баянгольской (Баянгольско-Нармандалской) аккреционной призмы с фрагментами структур палеогайота в составе Джидинской островодужной системы (по [Gordienko et al., 2007; Belyaev et al., 2021]).

1–4 – фрагменты структур кембрийского палеогайота: 1 – рассланцованный серпентинитовый меланж с ксеноблоками и дайками пироксенитов (а), габбро-долеритов, лампрофиров (б) и бонинитов (в), 2 – тектонический меланж с матриком апобазитовых тектонитов с блоками карбонатных пород, 3 – деформированная базальтовая толща компактных лав, 4 – тонкослоистые алевропелиты с блоками силицитов, прослоями псаммитовых турбидитов, телами тектоногравитационных микститов; 5 – флишoidная толща; 6 – толща дифференцированных вулканитов основного и среднего состава с линзами известняков; 7–10 – ранне- и позднепалеозойские коллизионные и внутриплитные образования: 7 – диорит-плагиогранитовый комплекс, 8 – гранит-граносиенитовый коомплекс, 9 – крупные коллизионные сдвиговые зоны, 10 – постколлизионные взбросо-сдвиги; 11 – места находок остатков ископаемых водорослей; 12 – точки отбора проб и абсолютный возраст лампрофиров (а – 498.9 млн лет) и бонинитов (б – 542 млн лет).

Fig. 12. Geological structure of the Bayangol (Bayangol-Narmandal) accretionary prism with paleoguyot fragments of the Dzhida island-arc system (after [Gordienko et al., 2007; Belyaev et al., 2021]).

1–4 – Cambrian paleoguyot fragments: 1 – serpentinite mélangé with xenoblocks and dikes of pyroxenites (a), gabbro-dolerites, lamprophyres (б) and boninites (в), 2 – tectonic mélangé with matrix of apobasite tectonites with blocks of carbonate rocks, 3 – deformed basalts, 4 – thin-laminated aleuropelites with blocks of silicites, interlayers of psammitic turbidites, bodies of tectonic-gravitational mixtites; 5 – flyschoid; 6 – series of differentiated volcanics of basic and medium composition with limestone lenses; 7–10 – Early and Late Paleozoic collisional and intraplate formations: 7 – diorite-plagiogranite complex, 8 – granite-granosyenite complex, 9 – large collisional shear zones, 10 – post-collisional upthrust-slip faults; 11 – locations of fossil algae remains; 12 – sampling points and the age of lamprophyres (a – 498.9 Ma) and boninites (б – 542 Ma).

сопряжено с образованием Джидинской энсиматической островной дуги на океаническом фундаменте, где фиксируются неопротерозойские офиолитовые ассоциации, включающие гипербазиты, габброиды, толеитовые и субщелочные базальты и осадочные породы, которые также включены в состав основания палеогайота. В настоящее время они обнаружены в рассланцованном серпентинитовом меланже в виде отдельных ксеноблоков. Позднее их была сформирована базитовая ассоциация пород, состоящая из известково-щелочных базальтов, даек пироксенитов, долеритов, габбро и амфиболовых лампрофиров с $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастом амфиболов 498.9 ± 7.7 млн лет.

Возраст лампрофиров, подверженных зеленокаменным изменениям (эпидотизации и пр.), приближается к 500 млн лет, что сближает его с U-Pb возрастом бонинитов (542 млн лет) [Tomurhuu et al., 2007]. Считается, что эти породы не были связаны с формированием перидотитов [Gornova et al., 2008, 2011; Belyaev et al., 2021].

Ранние базальты толеитового ряда тесно ассоциируют с меланократовым фундаментом, сложенным реститовыми перидотитами, превращенными в серпентинитовый меланж. Вторичные преобразования пород толщи неравномерны и варьируются от зеленокаменных преобразований до зеленосланцевой фации метаморфизма. Базальты толеитовой серии отличаются более низкими содержаниями SiO_2 и обычно более высокими концентрациями MgO, сопровождающимися ростом железистости. Вулканыты характеризуются варьирующимися содержаниями SiO_2 (48–63 вес. %) и низкими концентрациями TiO_2 (менее 0.4 вес. %) по сравнению с субщелочными базальтами. Базальты представлены массивными лавами, лавоагломератами и лавобрекчиями с включениями кремнисто-карбонатного материала. В лавах обнаружены вкрапленники хромшпинелидов, орто- и клинопироксена, редко – плагиоклаза. В толще базальтов обнаружены пироксениты, которые представляют собой линзообразные тела и дайки размерами от 3×4 до 4×8 м с резкими контактными поверхностями и зонами дробления мощностью до ~1.5 м.

Для базальтов известково-щелочной серии характерна постоянная относительно высокая (6–10 %) магнезиальность и отсутствие корреляции между содержаниями SiO_2 и железа. Базальты имеют порфировую структуру, вкрапленники представлены плагиоклазом и небольшим количеством клинопироксена. Породы сильно изменены и содержат большое количество карбоната. По содержанию главных и редких элементов они подобны бонинитам Идзу-Бонинской островной дуги. С другой стороны, в поведении элементов-примесей эти две серии практически не различаются, исключая более низкие содержания Cr и Ni в толеитах [Gordienko et al., 2007; Gornova et al., 2011; Belyaev et al., 2021].

Присутствие пород двух этих индикаторных петрохимических серий позволяет сопоставлять базальто-

вую толщу с образованиями ранних стадий развития энсиматической островной дуги. Это хорошо согласуется с присутствием лав бонинитов и базальтов известково-щелочной серии в составе СВК Баянгольско-Нармандальской аккреционной призмы (рис. 12). Здесь бониниты формируют отдельные крупные (сотни метров) тектонические блоки, сложенные в основном мелкопсефитовыми вулканокластитами. По ряду признаков (наличие сортировки и окатанности, резкое преобладание стекловатых разностей) вулканокластиты типизируются как тефроиды. В наиболее крупном теле бонинитовых вулканокластитов присутствуют также фрагменты лавовой залежи с U-Pb возрастом бонинитов 542.1 ± 4.2 млн лет [Tomurhuu et al., 2007]. Базальты толеитовой серии в составе Баянгольской аккреционной призмы формировались так же, как и известково-щелочные вулканыты Джидинской островной дуги, на больших глубинах в результате плавления деплетированных перидотитов мантийного клина, обогащенных субдукционным компонентом. Таким образом, в серпентинитовом меланже Баянгольской аккреционной призмы присутствуют тектонически совмещенные породы, формировавшиеся в разных геодинамических обстановках [Al'mukhamedov et al., 2001; Belyaev et al., 2021].

Фрагменты Южно-Хубсугульского палеогайота входят в состав Джидинской зоны ЦАСП. В этой зоне обнаружены и описаны породы офиолитовых комплексов, указывающие на ее океаническую природу [Ilyin, 1982; Kepezzhinskas et al., 1987]. По данным этих исследований в районе бассейна р. Алаг-Цари-Гол, впадающей с юга в оз. Хубсугул, вскрываются вулканические породы с геохимическими параметрами островной дуги и гайота (рис. 13).

Для выяснения геодинамической природы вулканических точки их составов были нанесены на дискриминационную диаграмму [Mullen, 1983], которая показывает, что базальты относятся как к островодужным толеитам, так и к толеитам срединно-океанических хребтов (см. рис. 11, в, г). Для конкретизации геодинамических выводов использовались другие классификационные диаграммы [Sun, McDonough, 1989; Tamura et al., 2005; и др.]. Лавовая толща позднего неопротерозоя – раннего кембрия мощностью до 1.5 км участвует в строении интенсивно дислоцированного тектонического покрова площадью около 500 км², надвинутого на западе на песчано-сланцевую толщу с metabазальтами, метаандезитами и метариолитами. Данные вулканыты являются нижней частью офиолитового разреза и представлены толеитовыми базальтами, а в верхних частях разреза появляются пачки субщелочных базальтов, андезитов и андезидацитов. В южной части лавовая толща ассоциирует с расслоенными габброидами офиолитов, прорванными тоналит-плагиогранитовым комплексом островодужного типа.

При сходном содержании петрогенных компонентов базальты островных дуг и океанических островов резко различаются по таким элементам, как Nb, Zr.

В островодужных базальтах отмечается минимум по содержанию Nb, менее выраженные Zr- и La-минимумы и небольшой Sr-максимум. Напротив, в базальтах океанических островов содержание Nb, Zr и La повышено в 10–30 раз относительно N-MORB, а количество Sr, наоборот, понижено. Таким образом, проведенный редкоэлементный анализ показывает, что протолитом изученных metabasalts могли быть породы, формировавшиеся в островных дугах, а также соответствующие фундаменту океанических островов [Medvedev et al., 2008].

Следует подчеркнуть, что изученный район является северо-западным фрагментом, оторванным от основной части Джидотского, Ургольского палеогайотов и Баянгольской аккреционной призмы и полосы

развития офиолитов в бассейне р. Аригийн-Гол (см. рис. 2). Юго-западная часть Южно-Хубсугульского палеогайота представляет собой аккреционную структуру, состоящую из серии крутопадающих тектонических пластин (ширина выходов в сотни метров и протяженность несколько километров), разделенных субмеридионально ориентированными тектоническими швами. В этом фрагменте палеогайота присутствуют почти все члены офиолитовой ассоциации. Лавовая толща бассейна р. Алаг-Цари-Гол достраивает разрез и сложена вулканитами существенно основного состава с прослоями кремнистых туфов и терригенно-карбонатных пород, превращенных в метаморфические сланцы [Gordienko et al., 2007; Medvedev et al., 2008].

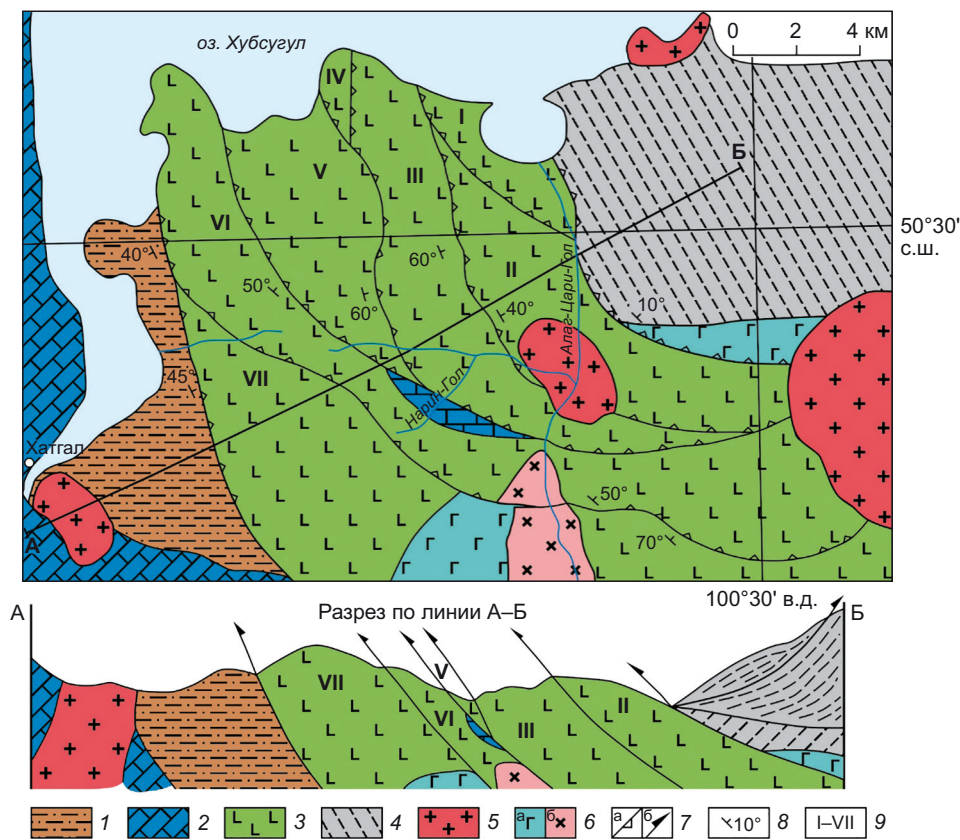


Рис. 13. Схема геологического строения фрагментов Южно-Хубсугульского палеогайота (Северная Монголия) (по [Gordienko, 1994; Medvedev et al., 2008]).

1 – песчано-сланцевая полимиктовая толща с metabasalts, metaandesites и metarhyolites (PR_3-E_1); 2 – siliceous-carbonate sequence of the guyot "cap" fragments ($E_{1,2}$); 3 – variolitic tholeiitic and subalkaline metabasalts and metaandesites ($PR_3-E_{1,2}$); 4 – gneiss-schist sequence with interlayers of black shales and Paleozoic gabbroids, thrusting over the basaltic sequence (PR_3); 5 – intraplate leucocratic granites and granosyenites (γD); 6 – Early Paleozoic gabbroids and granitoids: a – layered gabbro-norite type, b – island-arc tonalite-plagiogranite type; 7 – strike-slip faults and thrusts: a – on the map, b – on the section; 8 – structural elements; 9 – numbers (I–VII) of tectonic slices, thrusting over each other.

Fig. 13. Geological structure of the South-Khubsugul paleoguyot fragments (Northern Mongolia) (after [Gordienko, 1994; Medvedev et al., 2008]).

1 – sandy-shale polymictic sequence with metabasalts, metaandesites and metarhyolites (PR_3-E_1); 2 – siliceous-carbonate sequence of the guyot "cap" fragments ($E_{1,2}$); 3 – variolitic tholeiitic and subalkaline metabasalts and metaandesites (PR_3-E_1); 4 – gneiss-schist sequence with interlayers of black shales and Paleozoic gabbroids, thrusting over the basaltic sequence (PR_3); 5 – intraplate leucocratic granites and granosyenites (γD); 6 – Early Paleozoic gabbroids and granitoids: a – layered gabbro-norite type, b – island-arc tonalite-plagiogranite type; 7 – strike-slip faults and thrusts: a – on the map, b – on the section; 8 – structural elements; 9 – numbers (I–VII) of tectonic slices.

Таким образом, лавовая толща бассейна р. Алаг-Цари-Гол Южной Прихубсугулья Джидинской зоны Северной Монголии представляет собой аккреционную структуру, сложенную метавулканитами и переслаивающимися с ними терригенными, карбонатными и другими осадочными породами (кремнистыми туфами). Рассмотренные метавулканиты в основном состоят из метабазалтов, реже – метаандезитов и метариолитов. Протолитом изученных метабазалтов могли быть габброиды, формировавшиеся в фундаменте океанических островов и островных дуг. Более поздние тектонические движения привели к образованию пластин (покровов) вулканогенных пород и их наведению друг на друга. Этим объясняется нахождение вулкаников разного типа в одних и тех же пласти-

нах. Имеются основания предполагать, что фрагменты океанической коры, вскрытые в Южно-Хубсугульском палеогайте, продолжались на юго-запад и сообщались с Баянхонгорской и Озерной зонами.

В Северной Монголии, в пределах Аригийнгол-Джидинской зоны взбросо-сдвиговых деформаций северо-восточного простирания (см. рис. 2), расположена протяженная (свыше 250 км) полоса развития крупных массивов гипербазитов альпинотипного типа [Pinus et al., 1984; Gordienko, 1987], переходящих на российскую территорию бассейна р. Джида, где эта полоса трассирует, по мнению А.В. Ильина [Ilyin, 1982], границу океанической и континентальной области ЦАСП. Один из таких крупных массивов (Эгийнгольский гипербазитовый ареал-плутон) был детально исследован нами

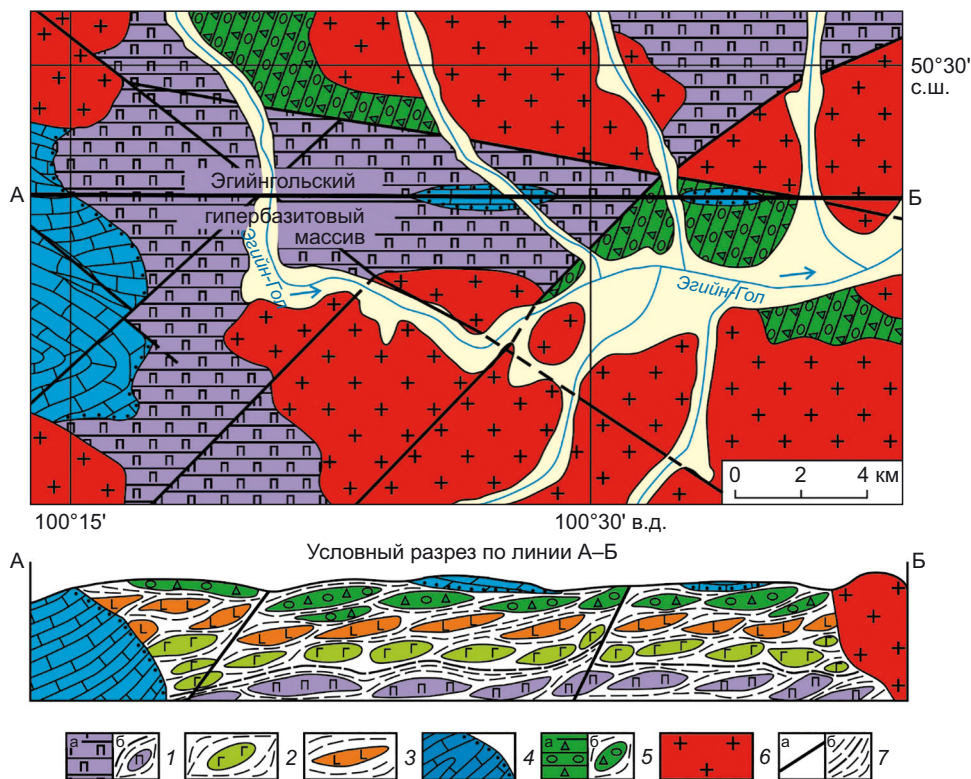


Рис. 14. Геологическое строение Эгийнгольского гипербазитового массива и фрагментов одноименного палеогайта в составе Джидинской островодужной системы и схематизированный разрез по линии А-Б (по [Eengin, 1982; Gordienko, 1987, 1994; Gornova et al., 2008, 2009]).

1 – неопротерозой-нижнекембрийские гипербазиты офиолитового комплекса: а – на карте, б – в составе деформированного разлинзованного выступа меланократового фундамента в разрезе; 2 – кумулятивные и расслоенные габбро и пироксениты; 3 – толеитовые и субщелочные базальты в разрезе; 4 – наложенная кремнисто-карбонатная рифовая толща («шапка» гайота) с органическими остатками в известняках неопротерозоя – нижнего кембрия; 5 – толща мафических брекчий и конгломератовидных пород в тектоническом меланже с окатанными обломками и глыбами пород офиолитового комплекса: а – на карте, б – условно в разрезе; 6 – средневерхнепалеозойские гранитоиды нерасчлененные; 7 – разрывные нарушения на карте (а), зоны расланцевания меланократового фундамента в разрезе офиолитового комплекса Эгийнгольского массива (б).

Fig. 14. Geological structure of the Egiingol ultrabasite massif on the map and in the attached schematized section along line A–B within the Dzhida island-arc system (after [Eengin, 1982; Gordienko, 1987, 1994; Gornova et al., 2008, 2009]).

1 – Neoproterozoic–Lower Cambrian ultrabasites: а – on the map, б – as a part of the deformed boudinage ledge of the melanocratic basement in the section; 2 – cumulate and layered gabbro and pyroxenite; 3 – tholeiitic and subalkaline basalts in the section; 4 – overlying siliceous-carbonate reef sequence (guyot "cap") with organic remains in Neoproterozoic–Lower Cambrian limestones; 5 – mafic breccia of conglomerate-like rocks in the tectonic mélange with rounded fragments and blocks of the ophiolite rocks: а – on the map, б – conditionally in the section; 6 – Middle-Upper Paleozoic granitoids undivided; 7 – discontinuities on the map and in the section (а), stratification zones of melanocratic basement and layers in the section of the Egiingol massif ophiolite complex (б).

в Прихубсугулье в составе офиолитового комплекса, в узле пересечения северо-восточных и субширотных региональных разломов Джидинской зоны каледонид (рис. 14).

Первые данные по гипербазитам Эгийнгольского массива и фрагментам одноименного офиолитового комплекса были получены монгольским геологом Г. Ээнжином [Eengin, 1982] при изучении обнажений гипербазитов в бассейне р. Эгийн-Гол. Им приводятся несколько конкретных разрезов. Так, в обнажениях на слиянии рек Цаган-Бургас и Эгийн-Гол (вблизи угольной шахты) описан следующий разрез. В основании разреза вскрывается мощный серпентинитовый меланж меланократового фундамента Эгийнгольского массива, состоящий из глыб и крупных обломков дунитов, перидотитов, гарцбургитов, габбро-пироксенитов, серпентинитов. Выше обнаружен горизонт сланцев олистостромовой толщи мощностью 30–50 м, состоящей из обломков тектонических брекчий, офикальцитов, лиственитов, кремнистых и известково-глинистых сланцев ультраосновных пород с зернами хромитовой руды. Далее вскрываются слои разной мощности пироксенитов, габбро, даек габбро-диабазов и базальтов в рассланцованном тектоническом меланже. В верхней части разреза наблюдаются горизонты рифовых известняков мощностью от 10 до 100 м с фауной археоциат и строматолитов. Подобный разрез рассланцованных серпентинизированных перидотитов описан нами в процессе полевых работ в бассейне р. Барыкту-Гол, левого притока р. Эгийн-Гол. В последующем в границах Эгийнгольского ареал-плутона и его фрагментов на разных уровнях нами и другими исследователями были изучены крупные массивы эгийнгольской группы ультраосновных пород, которые в настоящее время в значительной степени деформированы (разрушены) взбросо-сдвиговыми перемещениями и погружены на глубину. Они представляют собой протяженные линзовидные тела и блоки нижней части океанической коры, перекрытые рассланцованным тектоническим меланжем, состоящим из глыб и обломков перидотитов, серпентинитов, пироксенитов, различных габброидов, даек диабазов, базальтов толеитового и субщелочного типа, кремнистых пород (гиалокластитов) [Ilyin, 1982; Pinus et al., 1984; Kepezhinskas et al., 1987; Gordienko, 1987, 1994; Al'mukhamedov et al., 1996; Gornova et al., 2008, 2009]. Мощность этой части разреза по аналогии с современными офиолитами океанов и островных дуг, по-видимому, достигает нескольких километров [Coleman, 1979].

В разрезах стратиграфически выше мощного деформированного меланократового фундамента, сложенного гипербазитами, залегает расслоенная серия, представленная габброидами. Она сложена главным образом габбро, в которых выявлены многочисленные дайки диабазов, габбро-диабазов, иногда отмеченные и в пироксенитах. В верхах дайковой серии наблюдались крупноглыбовые диабазовые брекчии и крупные блоки агломератовых лав диабазов и разнообразных

базальтов (субщелочных и толеитовых) с прослоями зеленых сланцев и кремнистых пород. Мощность лавовой толщи, по-видимому не менее 1500 м [Eengin, 1982; Gordienko, 1987, 2023]. Гипербазитовый массив, лавовая толща и тектонический меланж перекрываются терригенно-карбонатной рифовой толщей с фауной археоциат и водорослей, которые, возможно, входили в состав разрушенного барьерного рифа Эгийнгольского палеогайота. По данным [Eengin, 1982], образование крупных массивов гипербазитов происходило в эдиакарии, так как они перекрыты раннекембрийскими археоциатовыми известняками. Магматические, метаморфические и осадочные породы Эгийнгольского ареал-плутона прорваны разнообразными средневерхнепалеозойскими гранитоидами. Проседание постройки Эгийнгольского палеогайота, вероятно, было связано с медленным и длительным процессом метаморфизма, пластического течения, рассланцевания и латерального расползания базит-гипербазитового фундамента. Подобная модель образования фундамента палеогайота хорошо согласуется с моделью тектонической эволюции ископаемых гайотов Южного Тянь-Шаня [Leonov, 1988] и вполне применима к процессу формирования Джидотского, Ургольского, Баянгольского и Эгийнгольского палеогайотов Джидинской зоны. Эгийнгольский массив офиолитового комплекса сравним с массивами апогарцбургитовых серпентинитов фундамента палеогайотов Озерной зоны Западной Монголии [Zonenshain et al., 1985; Yarmolyuk et al., 2002].

Геохимическими исследованиями среди магматических пород Эгийнгольского массива установлены серпентинизированные перидотиты, гарцбургиты, дулиты, редкие пластинообразные тела базальтов, габброиды и дайки, сложенные амфиболом от эденита до эденитовой роговой обманки и тремолита. Присутствует высокохромистая шпинель с содержанием TiO_2 до 0.32 вес. %. Диапазон вариаций магния (7.6–7.9 мас. %), хрома и железа в шпинели в гипербазитах достаточно высок, что указывает на их реститовую природу. Появление повышенных концентраций титана в шпинелях может быть обусловлено взаимодействием перидотитов с более ранними пироксенитовыми расплавами. Амфиболы, развитые в контактах даек, часто замещают пироксены перидотитов и, по-видимому, являются транспортными каналами базальтовых и бонинитовых расплавов. Клинопироксены из перидотитов характеризуются высокой магниальностью, повышенным содержанием CaO и низкими концентрациями Al_2O_3 , Cr_2O_3 , TiO_2 и представляют собой, очевидно, реститовые фазы, образовавшиеся в результате плавления мантийного вещества океанической литосферы. Картина распределения РЗЭ в клинопироксенах Эгийнгольского массива похожа на таковые в клинопироксенах из надсубдукционных перидотитов энзиматических островных дуг. Они сопоставляются с горячей точкой Буве абиссальных гарцбургитов и субдукционных офиолитов Идзу-Бонинской и Марианской

островных дуг. Вполне возможно, что перидотиты Эгийнольского массива были сформированы в пределах основания океанических островов и плато. Впоследствии они оказались в зоне субдукции, что привело к формированию слоев офиолитового меланжа с толеитовыми базальтами, а затем известково-щелочных бонинитов островодужного типа [Gornova et al., 2008, 2011].

Эмптуингольский участок фрагментов Ургольского и, возможно, Эгийнольского палеогайотов расположен по правому борту долины р. Эгийно-Гол, в бассейне ее правого притока – р. Эмптуин-Гол (см. рис. 2). Эмптуингольский участок изучался нами и сотрудниками Геологического института РАН в 80-е годы прошлого столетия при работах в Советско-Монгольской геологической экспедиции. Данные материалы опубликованы с использованием формационного анализа геосинклинальной концепции образования складчатых областей [Kheraskova et al., 1987]. Эмптуингольский фрагмент палеогайота сложен тектоническими пластинами ультраосновных пород и базальтов, находящимися в аллохтонном залегании. Они отделены друг от друга серпентинитовым меланжем и олистограммами. В их составе выделяются карбонатные, калькарениновые и флишоидные отложения в ассоциации с толщами толеитовых базальтов и андезибазальтов с примесью кислой пирокластик. Есть основания предполагать тесную связь фрагментов Эмптуингольского участка с развитием Ургольского, Эгийнольского, Южно-Хубсугульского палеогайотов и островной дуги Джидинской тектонической зоны. В олистолите брекчированных известняков на левом берегу устья р. Урго-Гол ранее была обнаружена фауна археоциат нижнего кембрия [Blagonravov, Zaitsev, 1972]. В последующем подобная фауна была обнаружена в Эгийнольском комплексе офиолитов [Eengin, 1982].

Завершая общую характеристику строения и тектонического положения раннепалеозойских палеогайотов и их фрагментов на огромной территории Джидинской тектонической зоны (см. рис. 2), следует особо остановиться на тесной ассоциации внутриплитных (палеогайоты) и островодужных (надсубдукционные) образований. Практически среди всех исследованных палеогайотов Джидинской зоны обнаружены совмещенные с ними островодужные вулканические, осадочные и плутонические ассоциации пород. Островодужные вулканические толщи сложены андезитами, дацитами и риолитами толеитовой петрохимической серии с горизонтами карбонатов с фауной археоциат и пирокластических пород, характерных для развитых островных дуг. Изученные андезиты и кислые вулканы относятся к умеренно титанистой группе ($TiO_2 = 0.83-1.34$ мас. %). Относительно низкие изотопные $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношения (0.7036–0.7038) и положительные величины $\epsilon_{Nd}(T)$ (от +4.2 до +6.4) в средних и кислых вулканиках, по-видимому, унаследованы от ювенильной коры деплетированной мантии, породы которой могли образоваться в результате дифференциации и

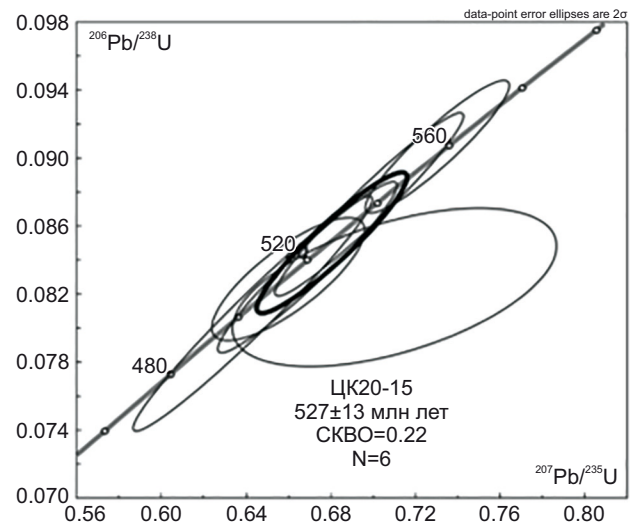


Рис. 15. Диаграмма с конкордией цирконов из дацитов риолит-андезитовой толщи Джидинской тектонической зоны (по [Elbaev et al., 2025]).

Fig. 15. Concordia diagram for zircons from dacite of rhyolite-andesite lava of the Dzhida zone (after [Elbaev et al., 2025]).

подъема мантийных расплавов. Впервые получен раннекембрийский U-Th-Pb возраст островодужных дацитов (527 ± 13 млн лет) этой серии [Elbaev et al., 2025] (рис. 15). Все изученные породы характеризуются положительными значениями $\epsilon_{Nd}(T)$. Это свидетельствует о значительном вкладе деплетированного мантийного источника в их образование или о том, что изотопные значения могли быть унаследованы от ювенильного протолита. Наиболее вероятным механизмом формирования кислых вулкаников является частичное плавление метамагматических пород (амфиболитов) нижней части островодужной коры, которые, в свою очередь, образовались в результате дифференциации мантийных расплавов на ранней стадии развития Джидинской островной дуги.

4. СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СОСТАВА И ВОЗРАСТА ПАЛЕОГАЙОТОВ ДЖИДИНСКОЙ, БАЯНХОНГОРСКОЙ, ОЗЕРНОЙ, ВОСТОЧНО-ТУВИНСКОЙ, ГОРНОАЛТАЙСКОЙ ОСТРОВОДУЖНЫХ СИСТЕМ

По своему структурному положению и строению неопротерозой-раннекембрийские палеогайоты Джидинской зоны (Джидотский, Ургольский и др.) хорошо сопоставляются с неопротерозой-раннепалеозойскими палеосимаунтами (палеогайотами) Баянхонгорской и Озерной зон Западной и Центральной Монголии, а также Восточно-Тувинской и Горноалтайской зон Алтае-Саянской области ЦАСП. Эти зоны в последние годы подробно изучены [Dobretsov et al., 2004; Kovalenko et al., 1996, 2005; Zonenshain et al., 1985; Yarmolyuk et al., 2002; Kovach et al., 2005, 2011; Terent'eva et al., 2010; Gordienko, 2023].

Баянхонгорская островодужная система является одной из крупнейших неопротерозой-раннепалеозойских

структур Центральной Монголии. Она расположена примерно в 300 км южнее Джидинской зоны и во многом сходна по геологическому строению. Баянхонгорская система входит в состав Южно-Хангайской группы террейнов, расположенных к северу от Байгдарикского докембрийского блока – фрагмента Тувино-Монгольского микроконтинента. Среди магматических пород Баянхонгорской зоны преобладают породы, типичные для океанических лавовых плато и океанических островов. В этой структуре практически отсут-

ствуют осадочные породы с изотопными характеристиками древней континентальной коры [Dergunov et al., 1997; Kovalenko et al., 2005; Kozakov et al., 2008; Terent'eva et al., 2010]. На представленной схеме Баянхонгорской зоны показано геологическое строение ее северо-западной и центральной части, где максимально развиты породы, типичные для океанических плато и островов (рис. 16).

Обобщенный разрез офиолитового комплекса этого участка сложен тектоническим меланжем, состоящим

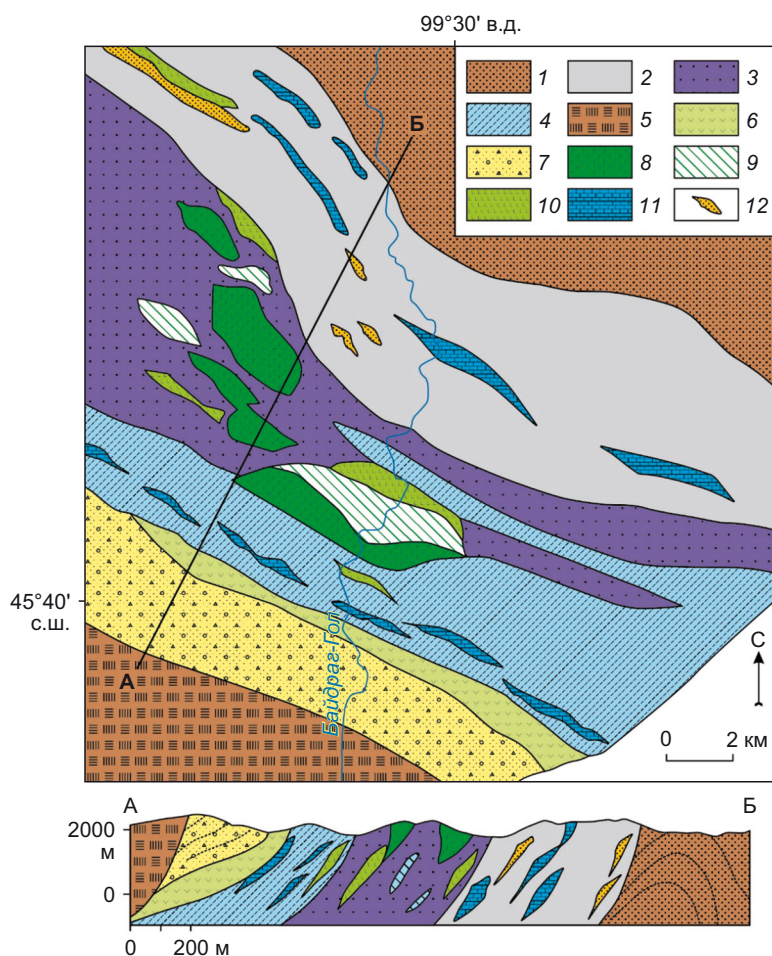


Рис. 16. Геологическое строение и разрез северо-западной и центральной части палеогайота и офиолитов Баянхонгорской складчатой системы (по [Kovalenko et al., 2005; Kozakov et al., 2008]).

1–6 – структурные зоны: 1 – Дзагская зона докембрийских терригенно-сланцевых метаморфических пород, 2–4 – подзоны Баянхонгорской зоны (PR_3-E_1): 2 – Халют-Булакская подзона филлитовых сланцев, карбонатных и терригенных пород с линзами серпентинитового меланжа, 3 – собственно Баянхонгорская зона офиолитового меланжа с блоками перидотитов, габбро и прорывающих их даек долеритов (PR_3-E_1), 4 – Дельб-Хаирханская подзона известняков и сланцев с линзами вулканических пород, 5 – Бурдгольская серия докембрийского Байгдарикского блока метаморфических сланцев, 6 – зона островодужного вулканизма Баянхонгорской системы (PR_3-E_1); 7 – каменноугольная моласса; 8–10 – породы офиолитового комплекса палеогайота (PR_3-E_1): 8 – кумулятивное и расслоенное габбро, 9 – комплекс параллельных даек долеритов, габбро-диабазов, 10 – комплекс шаровых и подушечных базальтов; 11 – карбонатные породы; 12 – линзы терригенных пород.

Fig. 16. Geological structure and section of the paleoguyot and of ophiolite of Bayankhongor folded system (after [Kovalenko et al., 2005; Kozakov et al., 2008]).

1–6 – structural zones: 1 – Dzag zone of Precambrian terrigenous-schist metamorphic rocks, 2–4 – subzones of the Bayankhongor zone (PR_3-E_1): 2 – Khalyut-Bulak subzone of phyllitic schists, carbonate and terrigenous rocks with lenses of serpentinite mélangé, 3 – the Bayankhongor zone of ophiolite mélangé with peridotite blocks, gabbro and cutting dolerite dikes (PR_3-E_1), 4 – Delb-Khairkhan subzone of limestones and schists with lenses of volcanic rocks, 5 – Burdgol series of Precambrian Baigdarik block of metamorphic schists, 6 – zone of island-arc volcanism of the Bayankhongor system (PR_3-E_1); 7 – Carboniferous molasse; 8–10 – rocks of ophiolite complex of paleoguyot of the Bayankhongor island-arc system (PR_3-E_1): 8 – cumulative and layered gabbro, 9 – sheeted dyke complex, 10 – complex of pillow basalts; 11 – carbonate rocks; 12 – lenses of terrigenous rocks.

из серпентинизированных метаперидотитов, кумулятивных и расслоенных габбро (Ханулинский и другие массивы) с жильными телами плагиогранитов, трондjemитов и анортозитов, дайковым габбро-долеритовым комплексом и шаровыми пиллоу-лавами базальтов. Первоначально в пределах Баянхонгорской островодужной системы были выделены офиолитовые комплексы и базальты океанических плато с возрастом 665 ± 15 млн лет [Kovach et al., 2005]. Было установлено, что вначале островодужная система развивалась в режиме крупного гайота и только начиная с возраста 570 млн лет она стала существовать в режиме островной дуги. Позднее был определен U-Pb методом возраст плагиогранитов (577 ± 2 млн лет) из расслоенного габброидного комплекса [Terent'eva et al., 2010]. К островодужному комплексу были отнесены базальты N-MORB типа, андезибазальты, андезиты, дациты и их туфы, а также расслоенное габбро с жильными плагиогранитами с возрастом 577 ± 2 млн лет. Возраст филлитов, связанных с офиолитами, определен в 570 млн лет. Такой же возраст имеют жилы трондjemитов,

анортозитов и породы сланцево-флишоидно-карбонатной толщи, сформированной в режиме гайота, – 570 млн лет. Возраст плагиогранитов островодужного типа офиолитового комплекса, определенный Pb-Pb методом, составляет 539 ± 1 , 545 ± 2 и 474 ± 8 млн лет. Их более молодой возраст указывает на термальные изменения в Sm-Nd изотопной системе в связи с неоднократным проявлением мантийных плюмов.

По геохимическому составу выделенные габброиды, в частности изученный Ханулинский габброидный массив с возрастом 577 ± 2 млн лет, отнесены к надсубдукционным образованиям [Terent'eva et al., 2010]. Таким образом, плюмовый магматизм с образованием океанических плато и островов (гайотов) Баянхонгорской зоны предшествовал островодужному [Kovalenko et al., 2005] (рис. 16).

Геохимические особенности баянхонгорских габброидов и базальтоидов характеризуются средним и высоким содержанием Ti и несовместимых высокозарядных элементов (Nb, Ta, Zr, Hf, Th, U), элементов группы железа и низким содержанием Cs, K, Rb (рис. 17).

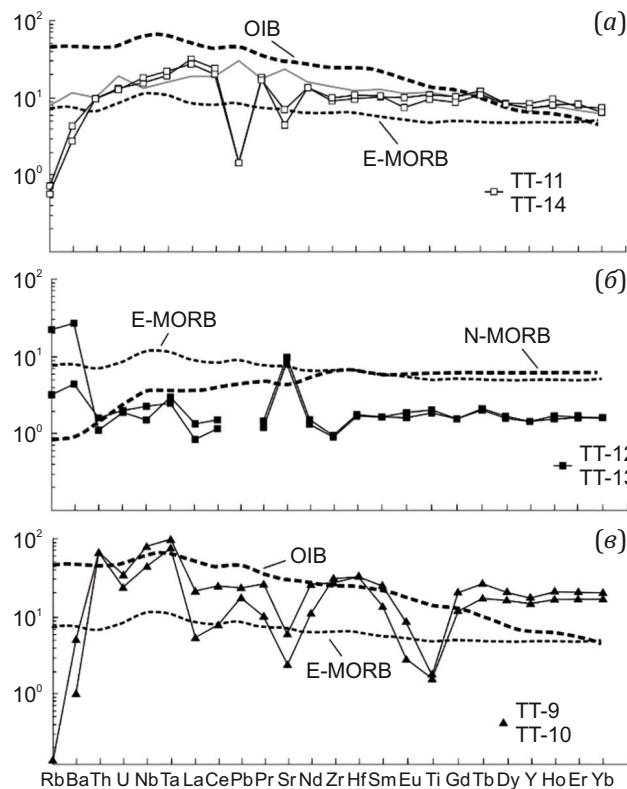


Рис. 17. Спектры распределения несовместимых элементов, нормированных по составу примитивной мантии для пород офиолитового комплекса и базальтов океанических островов Баянхонгорской системы [Kovalenko et al., 2005]. (а) – высокотитанистые базальты (ТТ-11, ТТ-14); (б) – низкотитанистые базальты и габбро (ТТ-12, ТТ-13); (в) – дайки мелкозернистых трондjemитов из габбро расслоенной серии (ТТ-9, ТТ-10). Пунктирными линиями выделены составы базальтов типов OIB, E-MORB, N-MORB по [Sun, Mc.Donough, 1989]. Состав проб в спектрах и возраст опубликованы в таблице к статье [Kovalenko et al., 2005].

Fig. 17. Patterns of incompatible elements normalized to composition of primitive mantle for rocks of ophiolite complex and basalts of oceanic islands of the Bayankhongor system [Kovalenko et al., 2005]. (a) – high-Ti basalts (TT-11, TT-14); (б) – low-Ti basalts and gabbro (TT-12, TT-13); (в) – fine-grained trondjemite dikes from the layered gabbro series (TT-9, TT-10). The dashed lines indicate the compositions of the OIB, E-MORB, N-MORB basalts according to [Sun, McDonough, 1989]. Samples composition in the patterns and the age are published in the table in the paper [Kovalenko et al., 2005].

Трондьемиты и анортозиты в основном низкотитанистые, обогащенные высокотитанистыми элементами. Эдиакарий-раннекембрийский возраст Баянхонгорской офиолитовой зоны оценен на основании Sm-Nd изохроны, полученной из амфиболового габбро (569 ± 21 млн лет) [Dergunov et al., 1997; Kepezhinskas et al., 1991]. Высокотитанистые базальты в Баянхонгорской зоне имеют довольно высокие величины ювенильных источников ($\epsilon_{Nd}(570) = +11.9$ и $+10.3$) и по геохимическим данным занимают промежуточное положение между составами E-MORB и OIB. Гетерогенные мантийные источники имеют состав от деплетированной до обогащенной мантии, что типично для внутриплитного магмообразования океанических островов [Kovalenko et al., 2005].

Озерная островодужная система с крупными фрагментами офиолитовых комплексов и палеогайотов выделена и хорошо изучена среди неопротерозой-раннепалеозойских структур Северо-Западной Монголии. Она продолжает цепочку тектонических сооружений ЦАСП, протягивающихся от Джидинской зоны Юго-Западного Забайкалья, Северной, Центральной и Северо-Западной Монголии до Восточного Саяна, Тувы, Горного Алтая и далее до Кузнецкого Алатау [Gordienko, 2023]. Ниже приводится схема геологического строения фрагментов палеогайота и островной дуги хребта Сейр в пределах Озерной системы Северо-Западной Монголии [Kovach et al., 2011] (рис. 18).

Океанические и островодужные комплексы Озерной системы изучались многими исследователями

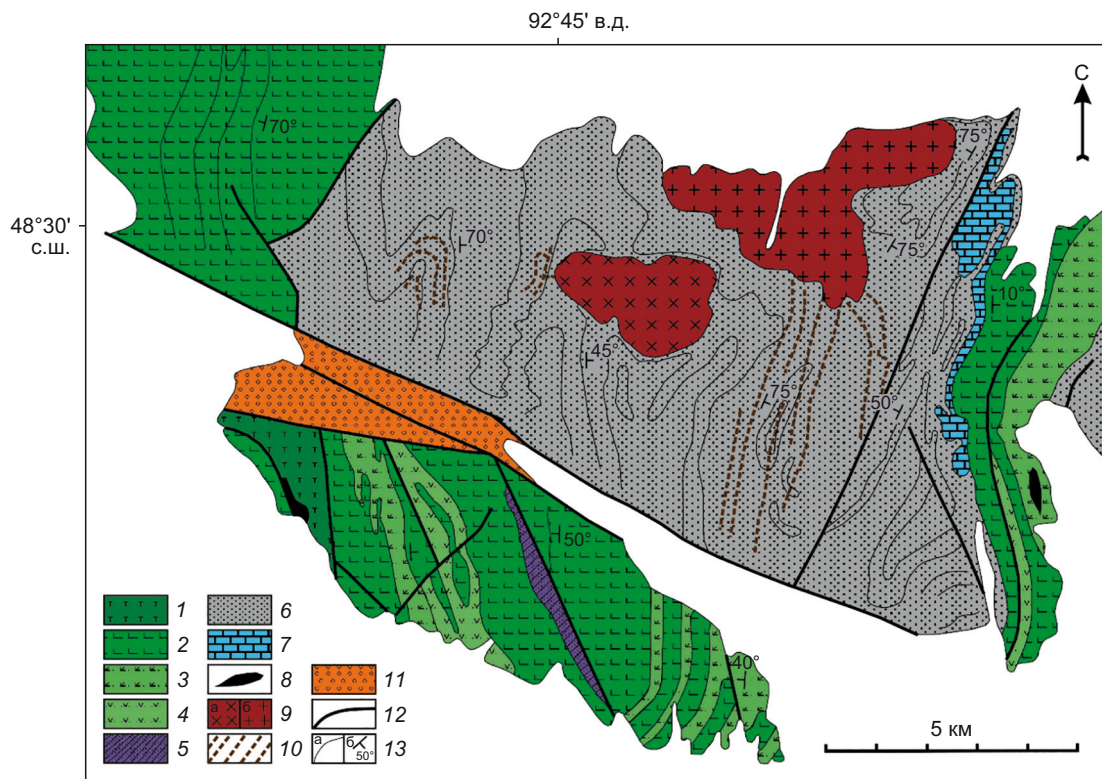


Рис. 18. Схема геологического строения фрагментов палеогайота и островной дуги хребта Сейр в пределах центральной части Озерной системы (по [Kovalenko et al., 1996; Kovach et al., 2011]).

1-3 – фрагменты палеогайота: 1 – подушечные и трубчатые лавы толеитовых базальтов, 2 – субщелочные шаровые pillow-лавы высокотитанистых базальтов и андезитобазальтов, 3 – потоки базальтов с прослоями гиалокластитов и яшм; 4-7 – островодужные образования: 4 – туфы, гиалокластиты, вулканические породы основного и среднего состава, 5 – яшмы, туффиты и покровы базальтов, 6 – кремнистые алевролиты, песчаники, гравелиты, 7 – биогермовые известняки; 8 – базит-ультрабазитовые породы, серпентинитовый меланж; 9 – средне- и верхнепалеозойские гранодиориты (а) и субщелочные граниты (б); 10 – дайки плагиодацитов и гранит-порфиров позднего палеозоя; 11 – девонская моласса с дайками кислых вулканитов и перекрывающие их мезозойские красноцветные отложения; 12 – разломы; 13 – стратиграфические границы (а), элементы залегания пород (б).

Fig. 18. Geological sketch-map of paleoguyot fragments and island arc of the Sayre Ridge within the central part of the Lake island-arc system (after [Kovalenko et al., 1996; Kovach et al., 2011]).

1-3 – fragments of paleoguyot: 1 – pillow and tubular lavas of tholeiitic basalts, 2 – subalkaline spherical pillow lavas of high-titanium basalts and andesite-basalts, 3 – basalt flows with interlayers of hyaloclastites and jaspers; 4-7 – island-arc: 4 – tuffs, hyaloclastites, volcanic rocks of basic and intermediate compositions, 5 – jaspers, tuffites and basalt covers, 6 – siliceous siltstones, sandstones, gritstones, 7 – biohermal limestones; 8 – mafic-ultramafic rocks, serpentinite mélange; 9 – Middle-Upper Paleozoic granodiorites (a) and subalkaline granites (b); 10 – plagioclite and granite-porphyrus dikes of the Late Paleozoic; 11 – Devonian molassa with felsic volcanic dikes and overlying Mesozoic red-colored deposits; 12 – faults; 13 – stratigraphic boundaries (a), rock bedding elements (b).

[Coleman, 1979; Zonenshain et al., 1985; Yarmolyuk et al., 2002; Kovalenko et al., 1996; Tomurhuu et al., 2007; Kozakov et al., 2008; Terent'eva et al., 2010; Kovach et al., 2011; Rudnev, 2013; и др.]. Особое внимание привлекают обнажения пиллоу-лав базальтов хантайширского комплекса западной части Озерной системы. Хантайширский офиолитовый комплекс прослеживается в виде ряда полого шарьированных на юг тектонических пластин пиллоу-лав базальтов, группирующихся в единую полосу (ширина до 10–11 км и длина до 30 км) северо-западного простирания [Gordienko, 2023]. В целом, здесь присутствуют две группы пород, близких по составу [Kovalenko et al., 1996]. К первой группе отнесены магматические породы базит-ультрабазитовой ассоциации с массивами расслоенных габброидов, комплексов даек диабазов, габбро-диабазов с Sm-Nd возрастом 527 ± 43 млн лет и кремнистых отложений. Вторую группу образуют породы дифференцированной базальт-андезит-дацитовый серии с дайками андезитов, долеритов, телами интрузивных гранитоидов с U-Pb возрастом 522 ± 13 млн лет и толщами терригенных (граувакковых) и карбонатных пород. Для базитовой ассоциации первой группы характерны повышенные содержания титана. Для дифференцированной серии отмечается пониженное содержание титана и наличие общего ниобиевого минимума.

Ультрабазиты представлены апоперидотитовыми, аподунитовыми и апогарцбургитовыми серпентинитами, испытавшими полифазную деформацию с образованием серпентинитового меланжа. Гипсометрически и стратиграфически выше ультраосновных пород фундамента залегает расслоенная серия, сложенная пироксенитами и габбро. В габбро выявлены многочисленные субпараллельные дайки диабазов (долеритов, габбро-долеритов). Дайки диабазов сильно сближены и образуют мощную серию пластин, похожую на комплекс параллельных даек Троодосского офиоли-

тового массива на о. Кипр [Coleman, 1979]. Среди даек диабазов выделены афировые, пироксеновые и пироксен-плаггиоклазовые разновидности. В верхах дайковой серии наблюдались крупноглыбовые диабазовые брекчии, связанные постепенными переходами с дайками и перекрывающими подушечными пиллоу-лавами диабазов. Последние представляют собой наслоение трубообразных потоков, разбитых на подушки диаметром до 1 м. В верхних частях лавовой толщи появляются агломератовые лавы и прослои кремнистых пород. Мощность лавовой толщи 1000–1500 м [Zonenshain et al., 1985].

По химическому составу подушечные лавы базальтов соответствуют кварцевым толеитам, в то же время в них присутствуют высокотитанистые базальты палеогайота и островодужные низкотитанистые андезиты марианит-бонинитовой серии. В офиолитах Монголии широко распространены породы с повышенными содержаниями Zr, Nb, Ta и других несовместимых элементов, близких к базальтам океанических островов. На представленных диаграммах корреляции концентраций различных химических элементов с $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)/\text{MgO}$ и Zr, Y, Ti хорошо заметно что поля составов изученных пород практически совпадают с полями океанических базальтов различных геодинамических обстановок (рис. 19).

На тройной диаграмме Zr/4 – Y – 2Nb (рис. 20, а) породы Озерной зоны соответствуют E-MORB и N-MORB. На тройной диаграмме Zr – Sr/2 – Ti/100 (рис. 20, б) породы базитовой толщи занимают промежуточное положение между составами срединно-океанических базальтов, толеитовых базальтов примитивных островных дуг и океанических островов [Kovalenko et al., 1996].

Озерная островодужная система с широким участием андезитов, дацитов и бонинитов была сформирована 545 млн лет назад, то есть после образования

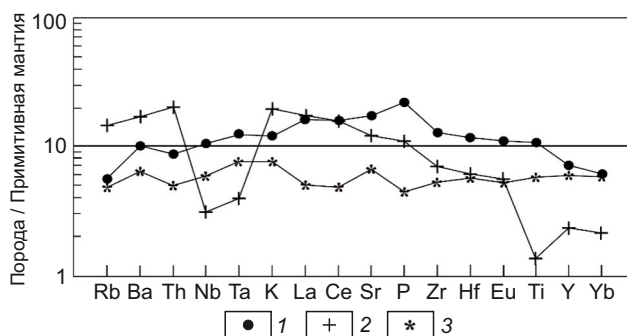


Рис. 19. Спайдердиаграмма магматических пород Озерной зоны, нормированных к примитивной мантии (по [Yarmolyuk et al., 2002]).

1 – толща высокотитанистых трубчато-шаровых лав базальтов с дайками габбро-диабазов и долеритов океанических островов; 2 – дифференцированные базальты, андезиты и дациты карбонатно-терригенно-вулканогенной толщи островодужного типа; 3 – состав пород Карибского океанического плато.

Fig. 19. Spider diagram of igneous rocks of the Lake island-arc system normalized to primitive mantle (after [Yarmolyuk et al., 2002]).

1 – high-Ti tubular-spherical basalt lavas with gabbro-diorite and dolerite dikes of oceanic islands; 2 – differentiated basalts, andesites and dacites of the carbonate-terrigenous-volcanogenic sequence of the island-arc type; 3 – composition of rocks of the Caribbean oceanic plateau.

палеогайота. Аккреция дуги с докембрийскими блоками началась в среднем кембрии (510 млн лет) и закончилась в ордовике (460 млн лет) [Kovach et al., 2011].

Изучение хантайширских офиолитов Озерной зоны позволило сделать вывод о том, что все магматические породы офиолитового комплекса, за исключением гипербазитов, сформировались за счет дифференциации единого магматического очага [Kuzmin et al., 1983; Kuzmin, 1985; Zonenshain et al., 1985]. При этом гипербазиты являлись той вмещающей средой (камерой), где скапливался расплав, а расслоенная серия представляет собой кумулаты, отложившиеся на дне магматической камеры. В верхах очага за счет наращивания кровли камеры образовалось габбро, а дайки и лавы питались из остаточного расплава в центральной части камеры. Офиолиты хантайширского комплекса отвечают по составу океанической коре междугловых окраинных бассейнов, поскольку они перекрыты глубоководными осадками. Выводы названных исследователей по детально изученным офиолитам Озерной зоны имеют принципиальное значение для расшифровки природы других окраинных спрединговых бассейнов ранних палеозойских складчатого обрамления юга Сибирской платформы.

Тувинская островодужная система сформировалась на ранней стадии развития неопротерозой-раннепалеозойских структур ЦАСП в составе следующих зон: Каахемской, Агардакской, Каахемской, Улугуйской, Бурень-Ондумской, Хамсаринской [Gordienko, 1987, 2004, 2019; Simonov et al., 2004; Mongush et al., 2011].

Породы вулканических и дайковых комплексов офиолитовой ассоциации Каахемской зоны Восточной

Тувы по своим петро- и геохимическим параметрам располагаются в поле толеитовых базальтов (E-MORB) задуговых океанических бассейнов. Кроме того, среди них присутствуют аномально обогащенные высокотитанистые базальты, характерные для океанических островов бассейна Вудларк (западная часть Тихого океана) [Simonov et al., 2004]. В Каахемской зоне, как и в бассейне Вудларк, наблюдается обратный ход эволюции базальтового магматизма, то есть при рифтогенезе вначале образуются вулканы типа ABAB, затем BABB и далее NMORB.

В Улугуйской зоне после формирования базальтоидов офиолитовой ассоциации в составе оттугтайгинской свиты в нижнем кембрии образовались вулканические гряды, где из вулканов центрального типа происходило извержение базальтов, дацитов, риолитов и их туфов, выделяемых в тумат-тайгинскую свиту. На склонах вулканов, на суше и мелководье в условиях расчлененного вулканического рельефа происходило образование туфогенных и кремнистых пород. Залегающая выше сыынакская осадочно-вулканогенная толща представлена туфоконгломератами, известняками, песчаниками, алевролитами, кремнистыми и углесто-кремнистыми сланцами с горизонтами и линзами андезитов, андезибазальтов и риолитов. Общая мощность островодужной ассоциации Улугуйской зоны составляет 4000–4700 м.

В Бурень-Ондумской зоне в эдиакарии – нижнем кембрии образовалась дифференцированная серия андезит-дацит-риолитового состава (ондумская свита) в результате деятельности вулканов центрального типа, возвышающихся над мелководьем, где формировались

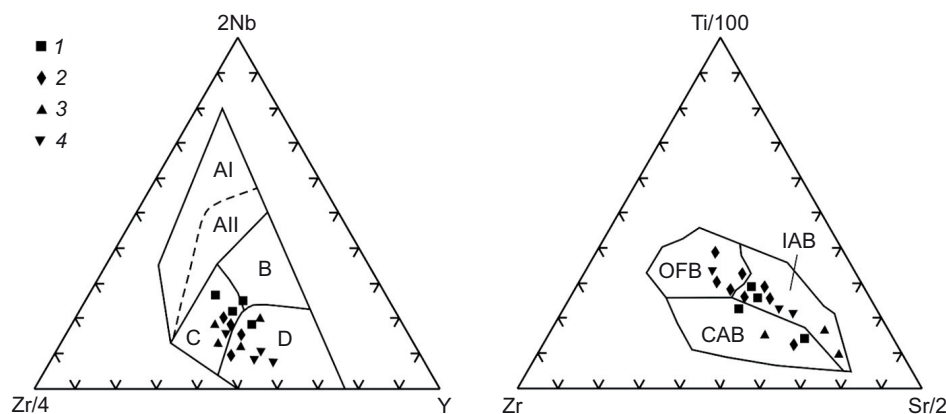


Рис. 20. Составы пород офиолитовых комплексов Озерной зоны на тройных дискриминантных диаграммах Zr/4 – Y – 2Nb (а) и Zr – Sr/2 – Ti/100 (б) (по [Kovalenko et al., 1996]).

1 – дайки диабазов в ассоциации с кремнистыми отложениями; 2 – дайки габбро-долеритов в пиллоу-лавах базальтов; 3 – массивные базальты, переслаивающиеся с кремнисто-карбонатными осадками; 4 – потоки и покровы трубчатых базальтов. Поля: AI, AII – внутриплитный толеитовый магматизм; B – MORB; C – примитивные островные дуги E-MORB; D – N-MORB. OFB – базальты океанического дна; IAB – базальты океанических островов; CAB – известково-щелочные базальты.

Fig. 20. Rock compositions of ophiolite complexes of the Lake Zone on triple discriminant diagrams Zr/4 – Y – 2Nb (a) and Zr – Sr/2 – Ti/100 (b) (after [Kovalenko et al., 1996]).

1 – diabase dikes in association with siliceous sediments; 2 – gabbro-dolerite dikes in pillow lavas of basalts; 3 – massive basalts interbedded with siliceous-carbonate sediments; 4 – flows and covers of tubular basalts. AI, AII – intraplate tholeiitic magmatism; B – MORB; C – primitive island arcs E-MORB; D – N-MORB. OFB – ocean floor basalts; IAB – ocean island basalts; CAB – calc-alkaline basalts of island-arc type.

грубообломочные породы и рифовые постройки. Последние перекрыты туфогенно-карбонатными отложениями субаэрального типа. Мощность всех этих образований составляет 2600–4000 м.

Вулканы офиолитовой ассоциации Агардакской зоны Южной Тувы по своим характеристикам в основном отвечают N-MORB. Однако среди них есть также высокотитанистые базальты, которые по составу расплавленных включений соответствуют внутриплитным базальтам океанических плато и островов (гайотов).

Типичные островодужные ассоциации вулканитов формировались в Хамсаринской зоне Восточной Тувы и юго-западных склонов Восточного Саяна. В верховье р. Хамсары, в бассейне рек Чаваша, Бедья в эдиакарий-нижнекембрийское время протекала интенсивная вулканическая деятельность. Таким образом, в океанических комплексах Восточной и Южной Тувы наблюдаются вулканические серии, образованные в различных геодинамических обстановках [Bukharov, 1983]. Вначале в условиях возникшего спрединга глубоководного моря происходили трещинные излияния базальтовых и андезибазальтовых лав, сопровождаемых образованием кремнисто-глинистых илов. На втором этапе возникла зона субдукции и образовались вулканы центрального типа, из которых извергались лавы и пирокласты кислого и среднего состава. В условиях расчлененного рельефа на прибрежных мелководных склонах вулканических построек шло накопление вулканокластических пород, алевролитов, сланцев и археоциатовых известняков. На третьем этапе из вулканов центрального типа извергались лавы и пирокласты андезитов. Последние по латерали замещались туффитами и туфопесчаниками. В настоящее время они совмещены в аккреционных призмах и тектонических пластинах. Общая мощность осадочно-вулканогенных отложений хамсаринской серии Восточной Тувы составляет 7000–8000 м.

Восточно-Тувинская островодужная система прекратила свое развитие к началу кембрия, хотя процесс субдукции развивался и позднее, до конца кембрия [Mongush et al., 2011]. В это время островодужная система трансформировалась в активную континентальную окраину, на которой образовались магматические породы как с островодужными, так и с внутриплитными геохимическими параметрами. Островодужные магматические породы представлены базальтами с отрицательными аномалиями по Nb, Ta, Ti и положительными величинами $\epsilon_{Nd}(T)$ от +6.4 до +8.4, а также габброидами и гранитоидами (кварцевыми диоритами) с островодужными метками и возрастом около 563 млн лет.

В Восточной Туве в кембрии – ордовике сформировались габбро-монзонит-граносиенитовые и клинопироксенит-габбровые комплексы (зубовский – 510 млн лет и мажалькский – 484.2 ± 2.3 млн лет), которые являются продуктами смешения субдукционного и плюмового магматизма. Об этом свидетельствует повышенная щелочность пород, высокие содержания R3Э, Nb и

Ta, сопоставимые с параметрами OIB [Rudnev, 2013]. Однако типичные симаунты здесь не обнаружены.

Горноалтайская островодужная система является продолжением к северо-западу Восточно-Тувинской островодужной системы (см. рис. 2). Она представляет в настоящее время один из хорошо изученных объектов древней океанической коры ПАО с океаническими островами и энсиматическими островными дугами (рис. 21). По данным [Buslov et al., 1993; Dobretsov et al., 2004; Safonova et al., 2011; и др.] тектоническая структура включает Курайский (Баратальский) и Катунский аккреционные комплексы Кузнецко-Алтайской островной дуги, в составе которых присутствуют неопротерозой-кембрийские высокотитанистые субщелочные и щелочные базальты гавайского типа, реже – толеиты в ассоциации с кремнисто-карбонатными породами склоновых и покровных фаций с фауной нижнего кембрия.

В Курайской зоне Горного Алтая в аккреционной призме наблюдаются фрагменты эдиакарий-кембрийских внутриокеанических островов и примитивной островной дуги с разнообразными по составу базальтами и бонинитами. Выявленный дайковый комплекс по своему химическому составу разбивается на две группы: с океаническими (срединно-океанических хребтов и океанических островов) и с островодужными (островодужные толеиты и бониниты) характеристиками [Dobretsov et al., 2004]. Описанный в Курайской зоне крупный (120 на 40 км) Баратальский палеосимаунт представлен всеми фаціальными аналогами современных вулканических островов, состоящих из трех частей (тектонических пластин). Верхняя часть, мощностью около 12 км, представлена кремнисто-карбонатными породами, олистоострововыми комплексами, олистолитами с кремнистыми осадками. Средняя часть сложена подушечными и вариолитовыми лавами базальтов типа OIB и MORB, дайково-силловыми телами диабазов и габбро-диабазов с покровами миндалекаменных субщелочных андезибазальтов с линзами мраморизованных известняков и доломитов, слагающих верхи («шапки») палеогайота. Нижняя часть (фундамент) представлена чешуйчато-меланжевой зоной мощностью около 3 км. В пределах этой зоны в серпентинитовом меланже обнаружены массивные серпентиниты, перидотиты, родингиты, гранатовые амфиболиты, эклогиты, деформированные расслоенные габброиды с дайками габбро-диабазов.

По данным вышеназванных исследователей крупные океанические острова и подводные плато обнаружены также севернее, в Катунской аккреционной зоне Горного Алтая. Катунский палеосимаунт по размерам сопоставим с Баратальским (длиной более 120 км при ширине до 30–40 км) и представлен также тремя типами пород, слагающими отдельные тектонические пластины (от верхней до нижней): 1) верхняя пластина сложена склоновыми фациями известняков, силицитов, глинисто-кремнистых сланцев, доломитов (карбонатная «шапка»); встречаются редкие потоки базальтов;

2) средняя часть представлена высоко- и низкотитанистыми щелочными и толеитовыми базальтами, пакетами даек диабазов, габбро-диабазов, оливниновыми базальтами гавайского типа, их туфолавами и лавокластитами; 3) нижняя пластина сложена слоистыми рифогенными известняками и доломитами с прослоями туфов. Тектонический меланж развит в фундаменте разреза и представлен фрагментами офиолитов, кремнистыми отложениями, базальтами океанического дна, габброидами и сланцами хризотил-антигоритового состава, включающими глыбы гипербазитов

и пироксенитов [Dobretsov et al., 2004; Safonova et al., 2011].

Составы магматических пород Курайского и Катунского ареалов соответствуют полям океанических базитов различных геодинамических обстановок. Базальты разделяются на высокотитанистые ($TiO_2=2.81$ мас. %), среднетитанистые ($TiO_2=1.05$ мас. %) и низкотитанистые ($TiO_2=0.65$ мас. %). Разделение базальтов на три группы подтверждается различными концентрациями HFSE и REE и разным отношением Zr/Nb. Эдиакарий-раннекембрийские базальты, ассоциирующие

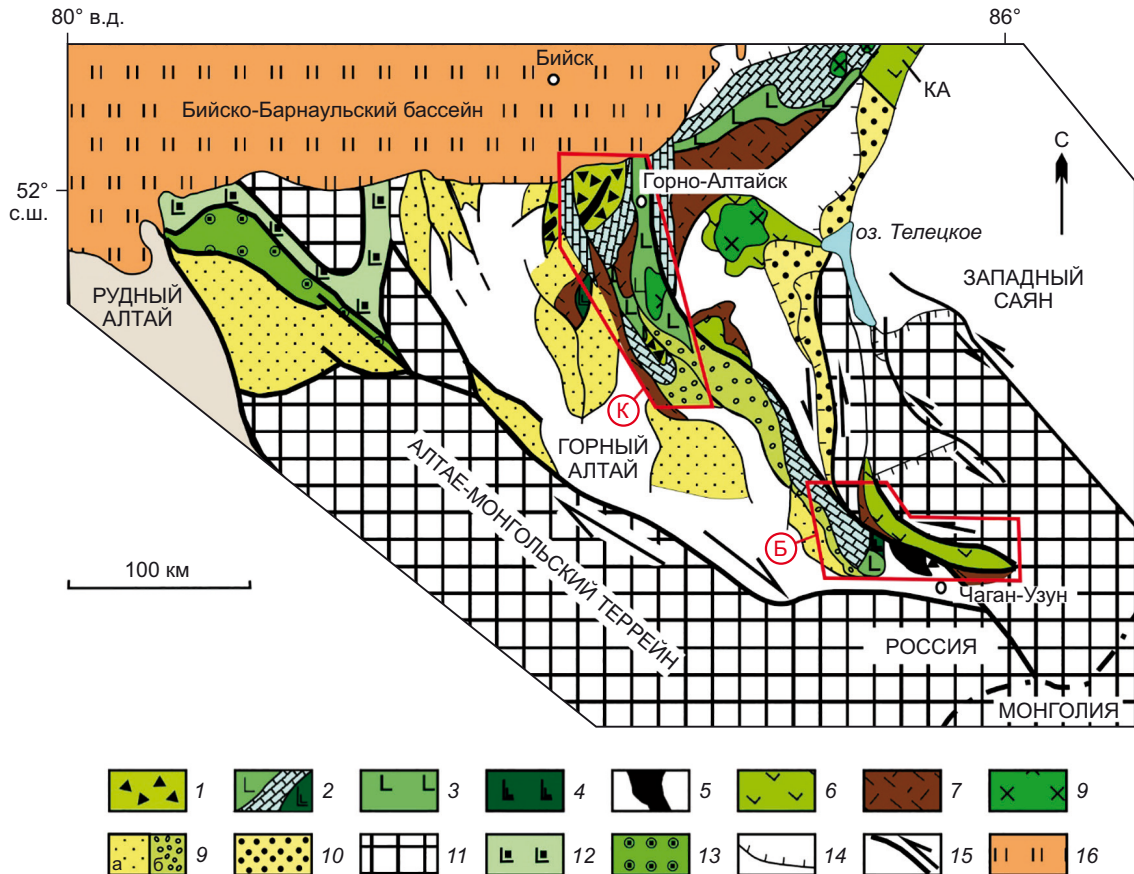


Рис. 21. Схема геологического строения Курайского (Баратальского) и Катунского аккреционных комплексов Горноалтайской системы (по [Dobretsov et al., 2004; Safonova et al., 2011]).

1–5 – неопротерозой-раннекембрийский аккреционный комплекс: 1 – олистострома, 2 – образования океанических островов – палеосимаунтов (в красных рамках и кружочках: К – Катунский, Б – Баратальский), 3 – базальты ОИВ океанических островов, 4 – толеитовые базальты N-MORB, 5 – базит-гипербазитовый комплекс; 6–10 – неопротерозой-раннекембрийская примитивная островная дуга: 6 – толеит-бонинитовые серии, 7 – известково-щелочные серии, 8 – габброидные комплексы, 9 – преддуговой бассейн (а – флиш, б – гравелиты, моласса), 10 – ордовикско-девонские турбидитовые отложения окраинных морей; 11 – докембрийский Алтай-Монгольский террейн с перекрывающими ордовикско-девонскими породами; 12 – позднекембрийско-раннеордовикская океаническая кора; 13 – раннеордовикский преддуговой бассейн; 14 – надвиги по разломам; 15 – сдвиги; 16 – неоген-четвертичные отложения.

Fig. 21. Geological sketch-map of the Kurai (Baratal) and Katun accretion complexes of the Gornoaltay system (after [Dobretsov et al., 2004; Safonova et al., 2011]).

1–5 – Neoproterozoic–Early Cambrian accretionary complex: 1 – olistostrome, 2 – composition and structure of oceanic islands – paleoseamounts (in red frames and circles: К – Katun, Б – Baratal), 3 – MORB, subalkaline E-MORB and OIB, 4 – tholeiitic basalts N-MORB, 5 – mafic-ultramafic complex; 6–10 – Neoproterozoic–Early Cambrian primitive island arc: 6 – tholeiite-boninitic series, 7 – calc-alkaline series, 8 – gabbroid complexes, 9 – fore-arc basin (a – flysch, б – gritstones, molassa), 10 – Ordovician-Devonian turbidite deposits of marginal seas; 11 – Precambrian Altai-Mongolian terrane with overlying Ordovician-Devonian rocks; 12 – Late Cambrian–Early Ordovician oceanic crust; 13 – Early Ordovician fore-arc basin; 14 – thrusts along faults; 15 – strike-slips; 16 – Neogene-Quaternary deposits.

с кремнистыми породами, характеризуются средними концентрациями TiO_2 и отношением Zr/Nb , плоскими редкоземельными спектрами базальтов, соответствующими породам срединно-океанических хребтов. Ранне- и среднекембрийские высокотитанистые базальты манжерокской свиты образовались в результате эволюции горячих точек. Они формируют разрезы, представленные базальтами основного тела палеогайота, и чередуются с кремнисто-терригенно-карбонатными породами его склоновых фаций [Dobretsov et al., 2004; Safonova et al., 2011].

На тройной дискриминационной диаграмме $Zr/4 - Y - 2Nb$ породы отчетливо коррелируют с базитами островной дуги и палеогайотов Горного Алтая (С – E-MORB; D – N-MORB) (рис. 22). Здесь, так же как в Джидинской островодужной системе, наблюдаются постепенные переходы от базальтов офиолитовой ассоциации (N-MORB) до субщелочных базальтов океанических островов (E-MORB). Рифтогенные известняки и доломиты эдиакария залегают на базальтах в виде карбонатных «шапок».

В целом, с учетом приведенных данных о составе и строении Джидинской, Баянхонгорской, Озерной, Восточно-Тувинской, Кузнецко-Алтайской зон Центральной, Западной Монголии и Алтае-Саянской области можно сделать вывод о сложной тектонической структуре и генезисе этих зон. Считается, что общая площадь,

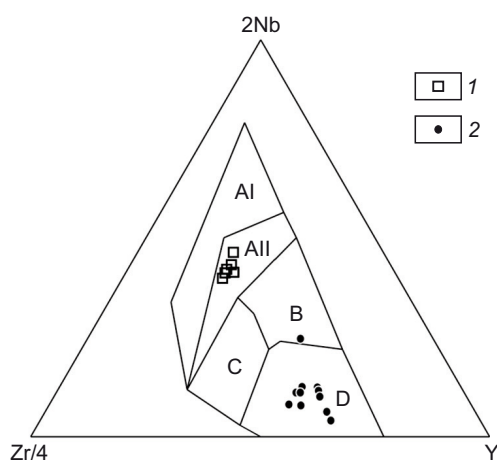


Рис. 22. Дискриминационная диаграмма метабазальтов палеогайотов Горного Алтая: $Zr/4 - Y - 2Nb$ (по [Dobretsov et al., 2004]).

AI – внутриплитные щелочные базальты палеогайотов; AII – внутриплитный толеитовый и субщелочной магматизм океанических островов и дуг; B – E-MORB, D – N-MORB, C – примитивные островные дуги (MORB). Составы метабазальтов в условных обозначениях палеогайотов: 1 – Курайского, 2 – Катунского.

Fig. 22. $Zr/4 - Y - 2Nb$ discrimination diagram for metabasalts of paleoguyots of the Gornyy Altay (after [Dobretsov et al., 2004]). AI – intraplate alkaline basalts of paleoguyots; AII – intraplate tholeiitic and subalkaline magmatism of oceanic islands and arcs; B – E-MORB, D – N-MORB, C – primitive island arcs (MORB). Compositions of metabasalts in legend of paleoguyots: 1 – Kurai, 2 – Katun.

на которой были распространены магматические породы мантийного происхождения, родственные породам вулканических поднятий и лавовых плато, составляет около 1200000 км² [Kovalenko et al., 1996; Kovach et al., 2011].

5. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЭДИАКАРИЙ-ПАЛЕОЗОЙСКИХ ЭНСИМАТИЧЕСКИХ ОСТРОВНЫХ ДУГ И ПАЛЕОГАЙОТОВ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Изучение западно-тихоокеанской активной континентальной окраины показало, что субдукционная мантия имеет гетерогенную природу. Ее формирование происходило под влиянием как субдукционных, так и несубдукционных (плюмовых) процессов. Имеется целый ряд работ о связи островодужного магматизма с плюмовым. С. Маруяма с соавторами [Maruyama et al., 2007, 2014] провели детальное исследование западной окраины Тихого океана и показали, что формирование конвергентных границ западно-тихоокеанского типа происходило в условиях взаимодействия континентальной литосферы с горячей областью мантии (рис. 23). Было выделено более 26 мантийных провинций с диаметром ~1000 км. Ширина этой зоны достигает нескольких тысяч километров в поперечнике. Горячие регионы были сформированы как в Восточной Азии вплоть до Байкала, так и в западной части тихоокеанской окраины в результате влияния тихоокеанской океанической плиты. Был выявлен режим трансформного скольжения литосферных плит в областях субдукционного вулканизма, что приводило к формированию субдукционных окон (слэб-виндоу), смене источника в результате внедрения в континентальную литосферу деплетированной океанической астеносферной мантии и формированию обширных полей с внутриплитным магматизмом. Эти процессы поддерживались восходящими мантийными плюмами, образованными на границе ядра и мантии Земли [Yarmolyuk et al., 2002; Gordienko, 2019, 2023; Kuzmin et al., 2021].

Боле 60 лет назад в нашей стране были разработаны модели магматической эволюции островных дуг западно-тихоокеанской окраины, которые не потеряли своей актуальности до настоящего времени (рис. 24) [Bogatikov, Tsvetkov, 1988]. Это дало толчок к детальному изучению островодужного магматизма в древних дугах Палеоазиатского, Уральского, Монголо-Охотского и других палеоокеанов. В настоящее время среди древних дуг выделяются примитивные энсиматические дуги и зрелые энсиалические дуги.

По вещественному составу субдукционный магматизм отличается от внутриплитного и характеризуется известково-щелочной дифференцированной серией вулканических пород от базальтов до риолитов, с преобладанием андезитов, при широких вариациях кремнекислотности, щелочности и железистости. В большинстве своем это низкотитанистые, низко- и умеренно-щелочные и высокоглиноземистые образования.

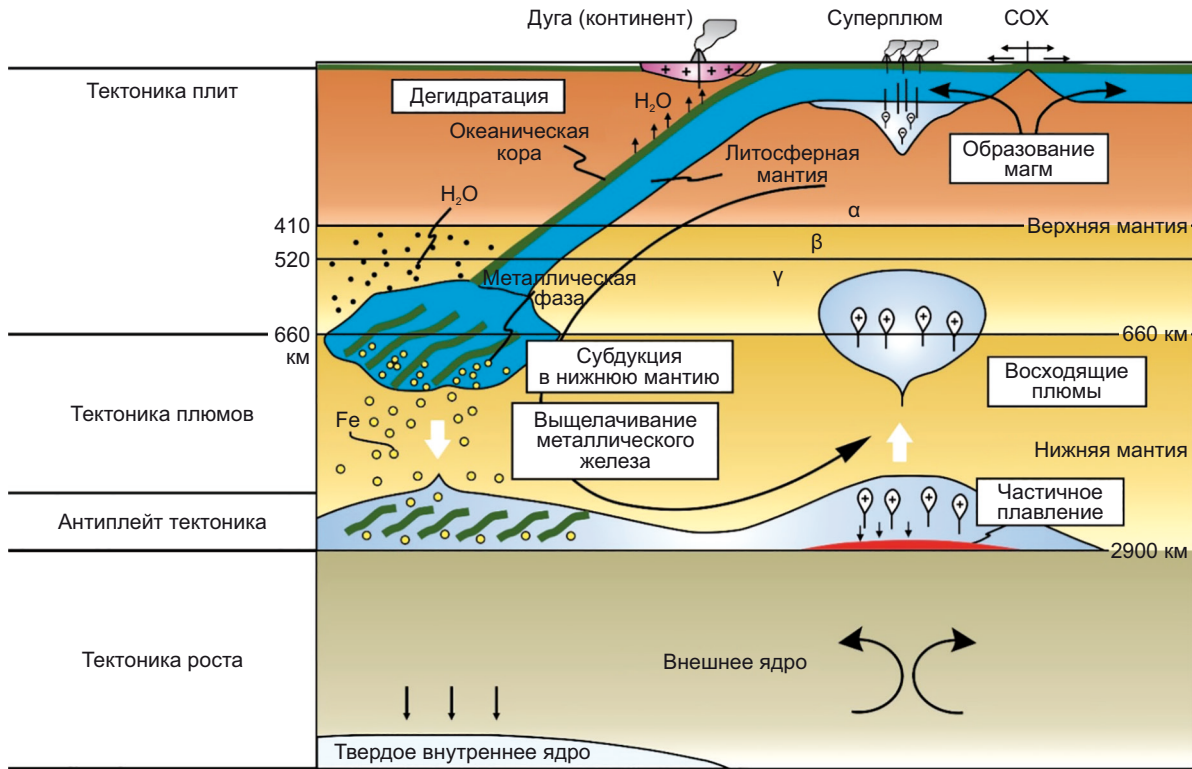


Рис. 23. Глобальная циркуляция вещества слэбов от верхней до нижней мантии и механизм зарождения плюмов (горячих точек) на границе ядра и нижней мантии с формированием островодужного и внутриплитного магматизма (по [Maruyama et al., 2014]).

Fig. 23. Global circulation of slab matter from upper to lower mantle and mechanism of plume (hot spot) generation at core-lower mantle boundary with formation of island-arc and intraplate magmatism (after [Maruyama et al., 2014]).

Редкими, но характерными членами островодужных ассоциаций являются бонинитовая (марианитовая), адакитовая и шошонит-латитовая серии. В настоящее время геохимия этих процессов в островодужных системах и на активных континентальных окраинах изучена довольно подробно, особенно в пределах Курило-Камчатской системы и Сихотэ-Алинского вулканического пояса [Kuzmin, 1985; Bogatikov, Tsvetkov, 1988; Avdeiko et al., 2001; Bogatikov et al., 2010; Dobretsov, 2010; Dobretsov et al., 2012; Martynov, Khanchuk, 2013]. В частности, было установлено, что в энсиматических примитивных вулканических дугах в результате адиабатического перехода амфиболизированных базитов и ультрабазитов субдуцируемой океанической плиты в кварцевые эклогиты на глубине 60–70 км высвобождается около 2–5 % воды, которая, поднимаясь вверх, вызывает ее частичное плавление и появление инициальных толеитовых магм с очень низким содержанием РЗЭ (меньше, чем в N-MORB). Повторное проплавление субдуцируемой внутриокеанической плиты приводит к появлению более деплетированных надсубдукционных бонинитовых расплавов [Sklyarov et al., 2016].

Изучение очагов вулканогенных пород вулканов Ключевского, Безымянного и Камень на Камчатке свидетельствует о том, что их родоначальными расплавами являлись пикриты (MgO 13–14 мас. %) с предельным

насыщением SiO₂ (45–50 мас. %), высоким содержанием H₂O (2.2–2.9 мас. %) и несовместимыми элементами (Sr, Rb, Ba, Hf). При этом четвертичные базальты и андезиты островных дуг часто близки к N-MORB по изотопии, хотя ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отношения в них выше, величины ($\epsilon_{Nd}(T) < 9$) в андезитах меньше по сравнению с MORB, а отношения ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb и локально ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb часто выше, чем отношение ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb. Также известно, что субдукционные андезитовые расплавы по сравнению с исходными базальтами обогащены La в 9–10 раз, Cs, Rb, Ba, U, Th, K, Sr, Zr, Hf – в 2–4 раза, умеренно обогащены или не обогащены Nb, Nd, Ti, Sm, Eu, заметно обеднены тяжелыми лантаноидами от Dy до Lu. Поведение многих других элементов (U, Nb, Ti, Sr, Eu) сильно зависит от окислительных условий, прежде всего от доли H₂O и CO₂ во флюиде. Значение имеют также гидротермальные изменения лав, что характерно для большинства субдукционных магм [Dobretsov et al., 2012] (рис. 25).

Одной из фундаментальных задач является происхождение крупных океанических структур и связанных с ними океанических плато и островов (гайотов). Формирование базальтовых комплексов джидинских палеогайотов происходило с ярко выраженным влиянием обогащенных плюмовых расплавов. Об этом свидетельствуют петрохимические и геохимические данные, показывающие развитие магматических систем

типа ОИВ на океаническом фундаменте. Комплексное изучение Идзу-Бонинской и Марианской островодужных систем показало, что «базальтовые комплексы океанических островов задугового бассейна формируются при начале субдукции, практически одновременно или даже раньше, чем базальтовые комплексы островной дуги» [Chekhovich et al., 2019, с. 35]. Было установлено, что за время существования ПАО в его

пределах формировались и исчезали тектонические структуры различной геодинамической природы: энсиматические и энсиалические островные дуги, внутриокеанические вулканические острова (симаунты, гайоты) и рифтовые долины с различной скоростью спрединга океанической коры, окраинные и внутренние моря, пассивные и активные континентальные окраины [Gordienko, 2004, 2006, 2023]. Формирование

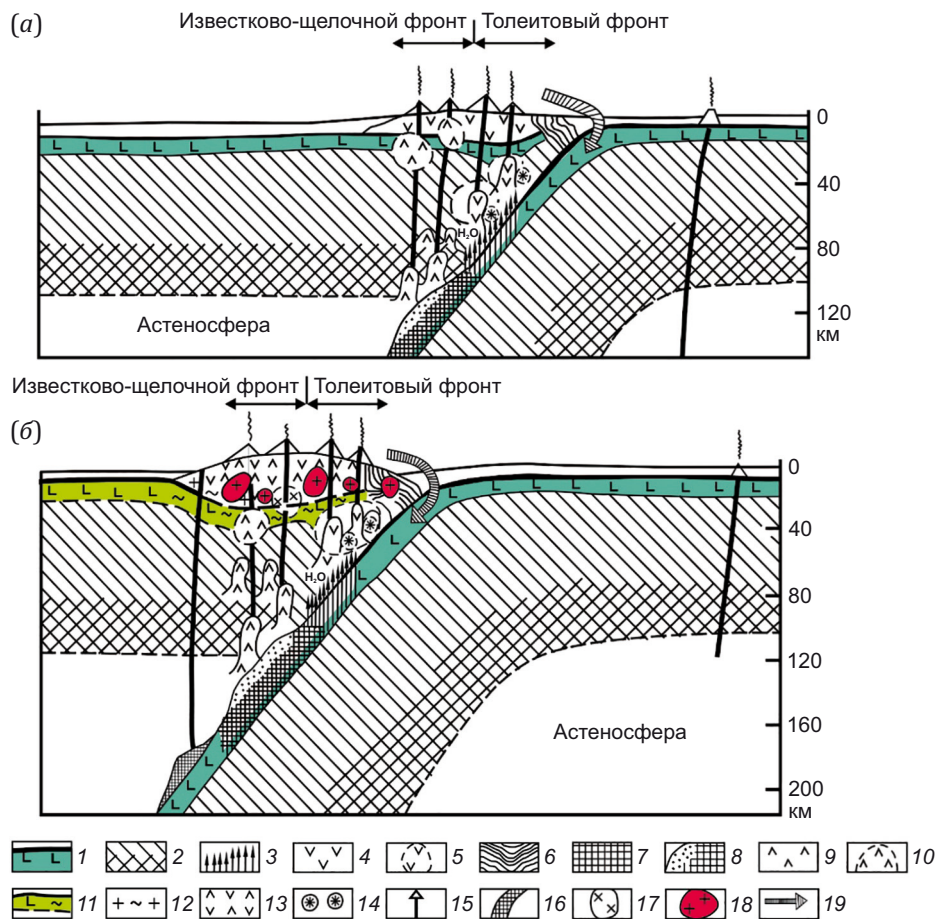


Рис. 24. Схема магматической эволюции островных дуг: (а) – юная и развитая стадии энсиматической дуги, (б) – зрелая стадия энсиалической дуги (по [Bogatikov, Tsvetkov, 1988]).

1 – океаническая кора; 2 – гарцбургитовая (деплетированная) мантия, переходящая на глубине в лерцолитовую (недеплетированную); 3 – область дегидратации субдуцируемой океанической коры; 4 – магматические расплавы и породы толеитовой серии; 5 – магматические очаги толеитовой серии; 6 – осадочные образования в составе аккреционной призмы; 7 – кварцевый эколгит; 8 – область частичного плавления кварцевого эколгита; 9 – магматические расплавы и породы известково-щелочной серии; 10 – магматические очаги известково-щелочной серии; 11 – преобразованная магматическими и метасоматическими процессами океаническая кора в фундаменте островной дуги; 12 – «гранитно-метаморфический» слой земной коры островной дуги; 13 – островная дуга, сложенная породами толеитовой и известково-щелочной магматических серий; 14 – магматические расплавы бонинитовой ассоциации; 15 – подводные вулканы (гайоты), сложенные субщелочными базальтами; 16 – область зарождения «горячих точек» и генерации субщелочных магм; 17 – породы щелочной серии; 18 – известково-щелочные плутонические породы; 19 – направление сноса терригенных пород и их субдукция под островную дугу.

Fig. 24. Scheme of the magmatic evolution of island arcs: (a) – juvenile and developed ensimatic arc; (b) – mature ensialic arc (after [Bogatikov, Tsvetkov, 1988]).

1 – oceanic crust; 2 – harzburgite (depleted) mantle passing at depth to lherzolite (non-depleted) mantle; 3 – dehydration of subducting oceanic crust; 4 – tholeiitic magmas and rocks; 5 – tholeiitic magma chambers; 6 – sedimentary rocks in accretionary prism; 7 – quartz eclogite; 8 – partial melting of quartz eclogite; 9 – calc-alkaline magmas and rocks; 10 – calc-alkaline magma chambers; 11 – recycled and metasomatically altered oceanic crust in the island arc basement; 12 – granite-metamorphic crust of the island arc; 13 – island arc (tholeiitic and calc-alkaline magmatic rocks); 14 – boninite magmas; 15 – submarine volcanoes composed of subalkaline basalts; 16 – generation of subalkaline magmas; 17 – alkaline rocks; 18 – calc-alkaline plutonic rocks; 19 – direction of terrigenous sediment transport and subduction beneath the island arc.

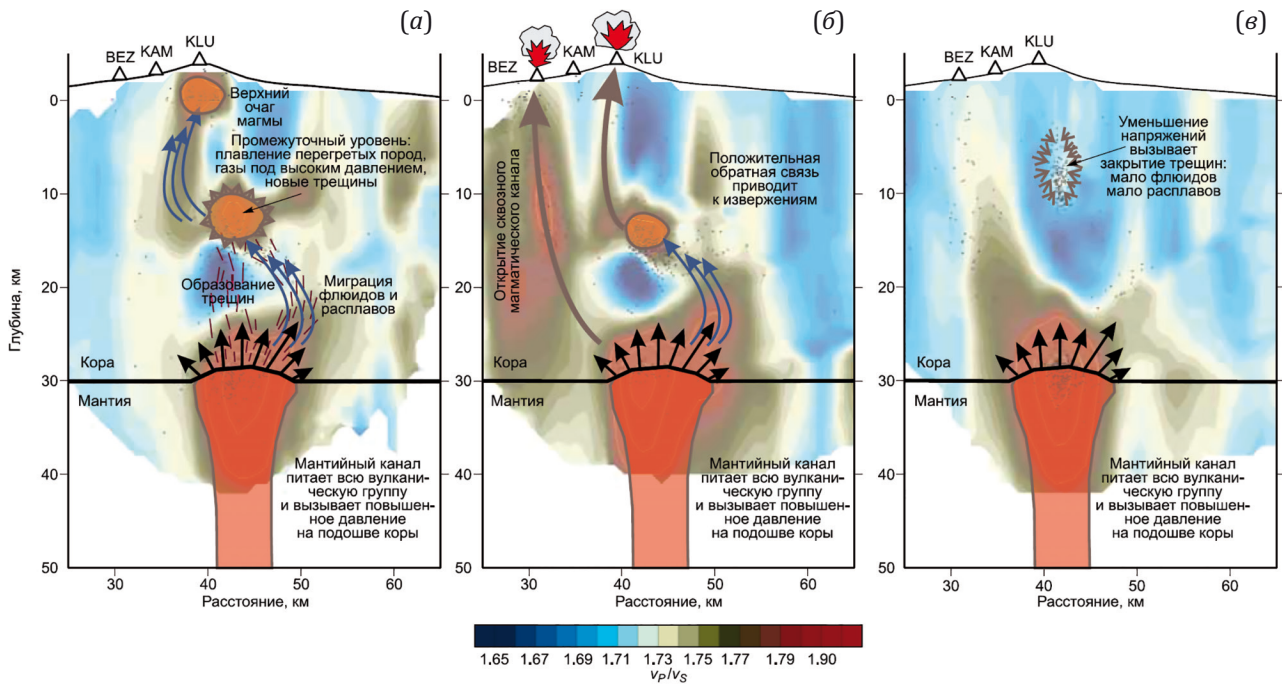


Рис. 25. Стадии цикла активизации вулканов Ключевской группы на основе 4D томографии (по [Dobretsov et al., 2012]). Пути миграции флюидов и магматических расплавов между очагами по профилю соотношения V_p/V_s вкрест Ключевского и Безымянного вулканов Камчатки. (а) – стадия перед извержением; (б) – стадия активизации Ключевского и Безымянного вулканов; (в) – фаза релаксации. Вулканы: KLU – Ключевской, BEZ – Безымянный. KAM – Камень.

Fig. 25. Stages of the Klyuchevskoy volcano activation cycle based on 4D tomography (after [Dobretsov et al., 2012]). Migration paths of fluids and magmatic melts between foci along the profile of the V_p/V_s ratios across the Klyuchevskoy and Bezmyanny volcanoes of Kamchatka. (a) – prior to eruption; (б) – eruptions of Klyuchevskoy and Bezmyanny; (в) – relaxation. Volcanoes: KLU – Klyuchevskoy, BEZ – Bezmyanny. KAM – Kamen.

вышеназванных структур сопровождалось и во многом было обусловлено образованием разнообразных вулканических и вулканоплутонических комплексов, реликты которых идентифицируются сейчас в разных частях ЦАСП. По имеющимся данным формирование гайотов в древних океанах было тесно связано с развитием срединно-океанических хребтов (СОХ). В этом процессе выделяется несколько стадий преобразования океанической коры под действием глобальных глубинных мантийных плюмов [Kuzmin et al., 2021].

Мы считаем возможным, что на сибирской окраине ПАО уже на ранней неопротерозойской стадии его развития существовала система разнообразных по типу магматизма островных дуг и серия океанических островов (гайотов). При этом можно с уверенностью говорить о тектоническом совмещении на сибирской конвергентной границе ПАО вулканических комплексов островодужного и плюмового типа [Gordienko, Metelkin, 2016]. Эдиакарий-раннепалеозойские островодужные ассоциации на юге Сибирского палеоконтинента эволюционировали в режиме, соответствующем современной западно-тихоокеанской окраине [Buslov et al., 1993; Dobretsov et al., 2004; Gordienko, 2006, 2019, 2023; Zorin et al., 2009; Gordienko, Metelkin, 2016; Sklyarov et al., 2016].

В качестве примера рассмотрим более подробно модели геодинамического развития Джидинской и

Горноалтайской островодужных систем, включающих крупные гайоты.

Модель геодинамического развития Джидинской островной дуги. Наиболее ранними ассоциациями Джидинской палеоостроводужной системы по имеющимся датировкам являются эдиакарий-раннекембрийские базальты палеогайотов, базит-гипербазитовые и андезибазальтовые серии (U-Pb, 560 млн лет), расслоенный кумулятивный и дайковый комплекс, примитивные толеиты с участием бонинитов (U-Pb, 542 млн лет) и андезидациты известково-щелочной серии (U-Pb, 527 млн лет) [Tomurhuu et al., 2007; Elbaev et al., 2025] (рис. 26).

Согласно построенной модели, в неопротерозое на краю океана была сформирована Джидинская островная дуга с магматизмом, характерным для примитивных энсиматических дуг. Образование вулканических построек Джидотского и Ургольского гайотов в эдиакарии – кембрии произошло за ее пределами, внутри океана [Gordienko et al., 2006, 2007; Simonov et al., 2014]. Комплекс основания гайотов представлен типичными подушечными лавами низкотитанистых толеитовых базальтов; средний комплекс, соответствующий самой вулканической постройке, сложен толщей субщелочных высокотитанистых вулканитов основного и среднего состава с телами известняков и силицитов, а верхний образован карбонатной толщей (карбонатная

шапка) с участием субщелочных базальтов и вулканокластических пород. Петролого-геохимические характеристики субщелочных базальтов джидинских гайотов дуги сходны с океаническими платобазальтами поднятий Онтгон-Джава и Кастор, а также с палеогайотами Алтае-Саянской области [Dobretsov et al., 2004; Simonov et al., 2004, 2014; Safonova et al., 2011].

Следующий этап развития Джидинской дуги связан с перемещением и последующей аккрецией гайотов к островной дуге. В это время изливаются лавы среднего и кислого состава (риолит-дацит-андезитовая толща), формировавшие морфологически выраженные вулканические постройки, окруженные рифовыми известняками, содержащими раннекембрийские ар-

хеоциаты. Переход островной дуги от юной к зрелой стадии развития после вхождения гайота в структуры аккреционной призмы фиксируется началом массовых излияний и эксплозий вулканитов основного и среднего состава. Формирование базальтовых расплавов на ранней стадии развития океанической дуги связано с появлением новой области магмогенерации за счет частичного плавления мантийных диапиров нижней части деплетированной океанической коры [Elbaev et al., 2025].

На заключительном этапе в ходе вулканической деятельности сформировалась мощная толща преимущественно псаммитовых тефротурбидитов андезибазальтового состава. Почти одновременно образовались

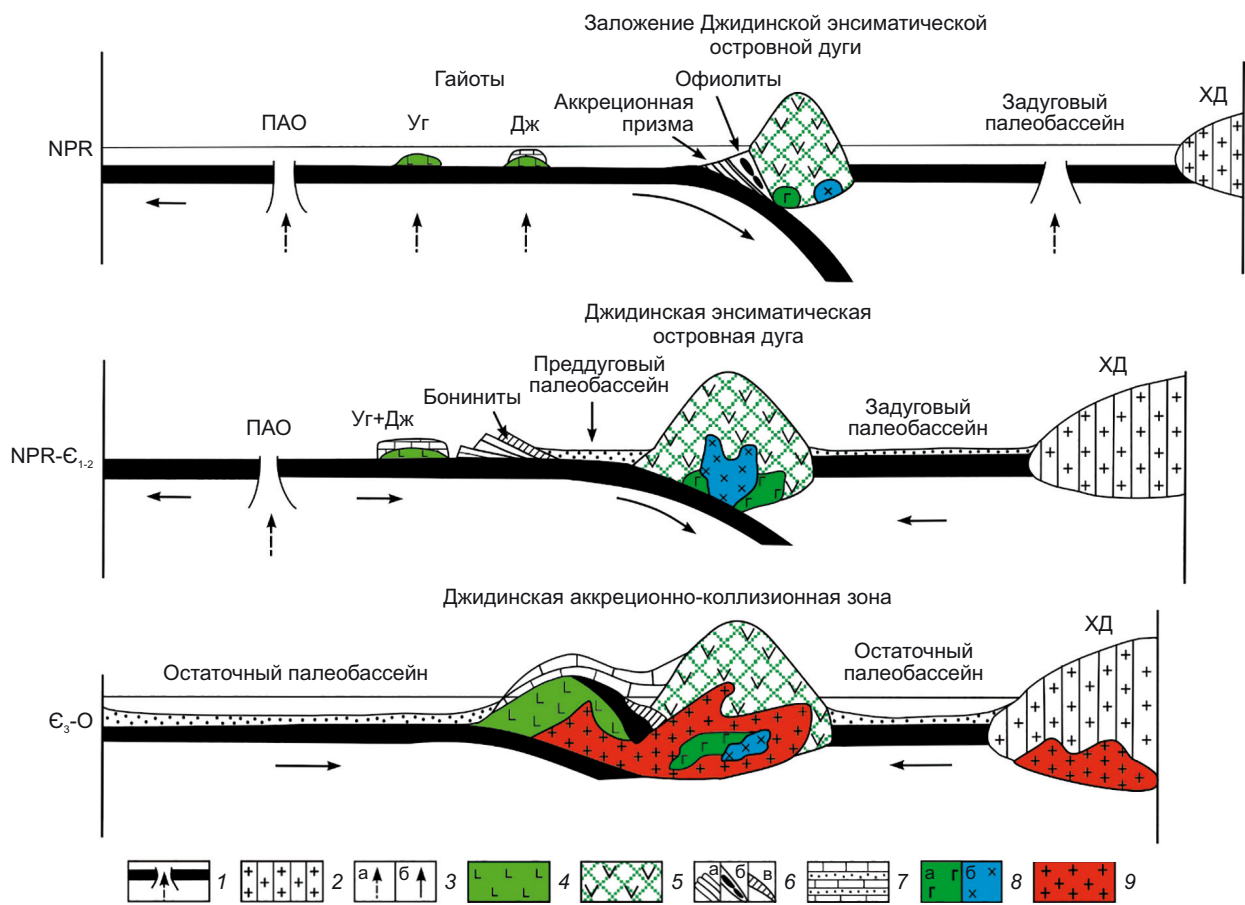


Рис. 26. Модель геодинамического развития Джидинской островодужной системы в эдиакарии – раннем палеозое (по [Gordienko, 2019, 2023]).

1 – океаническая кора ПАО, задуговых и остаточных палеобассейнов со спрединговыми зонами; 2 – континентальная кора Хамар-Дабанского микроконтинента (ХД); 3 – потоки магм и флюидов в спрединговых зонах и горячих точках мантийных плюмов (а) и направления движения океанических и континентальных плит (б); 4 – гайоты: Дж – Джидотский, Уг – Ургольский; 5 – Джидинская вулканическая дуга; 6 – аккреционная призма (а), с офиолитами (б) и бонинитами (в); 7 – осадочные карбонатно-терригенные отложения гайотов, преддугового и задугового палеобассейнов; 8 – островодужные габброиды (а) и гранитоиды (б); 9 – коллизийные гранитоиды.

Fig. 26. Geodynamic evolution model of the Dzhida island-arc system in the Neoproterozoic – Early Paleozoic (after [Gordienko, 2019, 2023]).

1 – oceanic crust of PAO and backarc basin with spreading zones; 2 – continental crust of the Khamar-Daban microcontinent (XH); 3 – flows of magma and fluids in spreading zones and hot spots of mantle plumes (a) and movement directions of the oceanic and continental plates (b); 4 – guyots: Дж – Dzhidot, Уг – Urgol; 5 – Dzhida ensimatic volcanic arc; 6 – accretionary prism (a) with ophiolites (b) and boninites (в); 7 – sedimentary carbonate-terrigenous rocks of guyots, forearc and back-arc paleobasins; 8 – island-arc gabbroids (a) and granitoids (б); 9 – collisional granitoids.

многочисленные интрузивные тела габбро, диоритов, кварцевых диоритов и плагиогранитов (джидинский комплекс) с возрастом 508–504 млн лет (U-Pb метод). Совокупность геологических, петро- и геохимических данных позволяет отнести эти гранитоиды к надсубдукционному типу, формировавшемуся в условиях зрелых островных дуг.

Таким образом, на примере Джидинской островной дуги можно проследить все этапы эволюции островодужной системы от примитивного толеитового до зрелого андезит-дацит-риолитового магматизма после тектонического скучивания и аккреции гайотов с характерным OIB магматизмом и формированием туфотурбидитов и гранитоидов на заключительной стадии.

Модель развития палеогайотов Горноалтайской островодужной системы. Для характеристики модели геодинамического развития палеогайотов Горноалтайской системы в данной работе использованы результаты комплексных исследований неопротерозой-кембрийских палеосимаунтов (палеогайотов) аккреционного комплекса северной части Горного Алтая [Buslov et al., 1993; Dobretsov et al., 2004; Safonova et

al., 2011; и др.]. Авторами опубликованных работ приводится подробное описание этапов развития Горноалтайской островодужной системы, которая в целом имеет схожую с Джидинской тектоническую историю. Выделены этапы эволюции Горноалтайской островной дуги (рис. 27). Неопротерозой-раннекембрийский этап (рис. 27, а) характеризуется новообразованием океанической коры, которая на краю ПАО субдуцирует под Кузнецко-Алтайскую островную дугу, функционирующую в режиме энзиматической островной дуги. В раннем – среднем кембрии (рис. 27, б) под воздействием мантийного плюма внутри океанического пространства формируются гайоты (обогащенные базальты манжерокской свиты), которые постепенно перемещаются к дуге и входят в структуру ее аккреционной призмы. В позднем кембрии – ордовике (рис. 27, в) островодужный магматизм приобретает черты развитого и в зону субдукции погружаются фрагменты срединного хребта.

Таким образом, по данным исследователей Горного Алтая, в неопротерозое – раннем кембрии происходило образование океанической коры в зонах спрединга. Продолжалась субдукция океанической коры

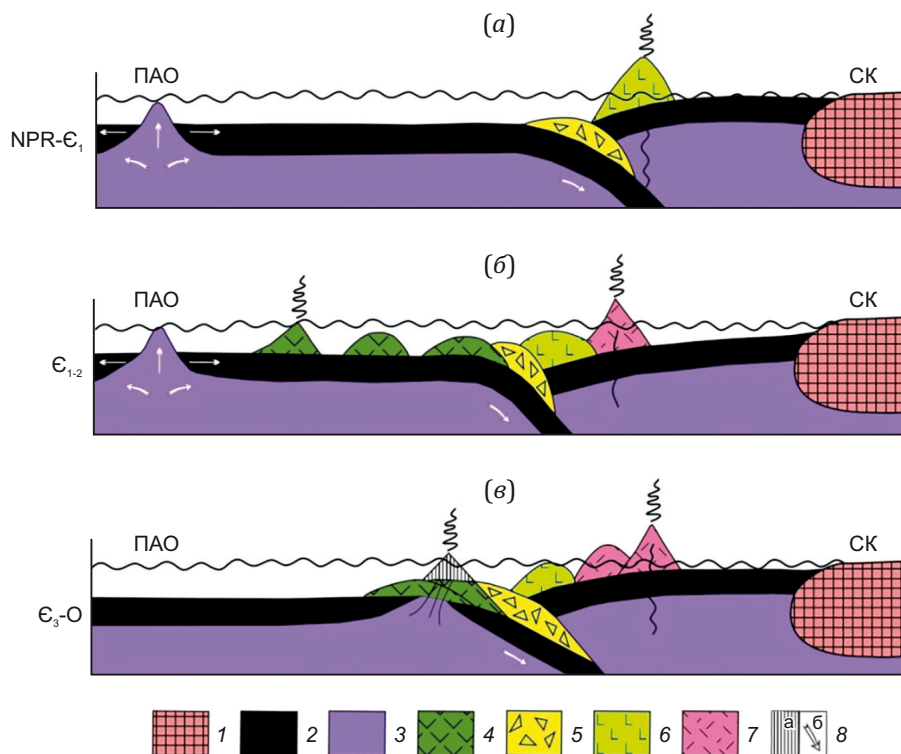


Рис. 27. Модель геодинамического развития Горноалтайской островодужной системы в эдиакарии – раннем палеозое (по [Dobretsov et al., 2004; Safonova et al., 2011]).

1 – Сибирский континент (СК); 2 – океаническая кора; 3 – верхняя мантия; 4 – океанические острова; 5 – аккреционный комплекс; 6 – примитивная островная дуга; 7 – нормальная островная дуга; 8 – надсубдукционные вулканические постройки (а), направления движения плюмов в спрединговых и субдукционных зонах верхней мантии (б).

Fig. 27. Model of geodynamic evolution of the Gornoaltay island-arc system in the Ediacaran – Early Paleozoic (after [Dobretsov et al., 2004; Safonova et al., 2011]).

1 – Siberian continent (СК); 2 – oceanic crust; 3 – upper mantle; 4 – oceanic islands; 5 – accretionary complex; 6 – primitive island arc; 7 – normal island arc; 8 – supra-subduction volcanic edifices (a), directions movements of the plume magmatism in spreading and subduction zones of the upper mantle (б).

Палеоазиатского океана под окраину Сибирского континента, сопровождавшаяся образованием примитивной островной дуги. В раннем кембрии под воздействием мантийного плюма в Палеоазиатском океане образовались острова и/или подводные горы. В процессе субдукции такие океанические поднятия были аккрецированы к примитивной островной дуге и вместе с фрагментами океанической литосферы СОХ вошли в состав аккреционного комплекса Кузнецко-Алтайской островодужной системы.

При дальнейшем анализе геодинамических моделей связи субдукционного и плюмового магматизма на активной окраине западно-тихоокеанского и калифорнийского типа было установлено, что в островодужных системах древних океанов плюмовый магматизм с формированием палеогайотов (палеосимаунтов) может проявиться по-разному.

1. В виде крупных плюмов, возникших на границе ядра (слой D") и нижней мантии в результате плавления комплексов магматических пород, отмерших на границе верхней и нижней мантии ранее существовавших слэбов островных дуг. Такие плюмы образуют крупные области или провинции (LIP) мантийного магматизма как на континентальных (рифты, провинции траппов и щелочных пород), так и на океанических (океанические острова и плато) литосферных плитах. Кроме того, плюмы, идущие от слоя D", определяют также образование спрединговых зон в океанах и горячих точек – плюмов (гавайского или исландского типа) – на океанических и континентальных литосферных плитах. Считается, что при распаде суперплюмов происходит их расчленение на отдельные, более мелкие импульсы плюмов, которые в виде струй (диапиров) мантийного вещества проникают в верхние слои литосферы вне зависимости от ее состава и геологического строения фундамента [Gordienko, 2019, 2023].

2. В виде отдельных полей и ареалов внутриплитного магматизма, связанного с отмиранием (стагнацией) слэбов преимущественно в переходной зоне нижней и верхней мантии с образованием слэб-виндью, куда внедряется горячая астеносферная мантия и материал расплавленных слэбов океанической коры, который не успел проникнуть до границы ядра и нижней мантии. С участием этих продуктов происходит плавление и внедрение в задуговую область разнообразных внутриплитных магматитов с субдукционными и плюмовыми метками.

3. Третий путь возможен, когда образованные на границе ядра и нижней мантии мантийные суперплюмы благодаря высокому содержанию летучих компонентов в его кровле быстро проплавляют мантию подобно газовой горелке, в которой скорость проплавления под влиянием флюида на порядок больше максимальной скорости конвекции в мантии. Предложенная модель термохимического плюма объясняет подъем струи плюма диаметром около 100 км до подошвы литосферы за время 1.5–5.0 млн лет. При этом форми-

рование грибообразной «шляпки» плюма океанического острова и его растекание вдоль подошвы литосферы происходят в течение 7–15 млн лет [Dobretsov, 2008].

Считается, что подошва литосферы может быть сложена сильно истощенными ультраосновными породами типа дунит-гарцбургит, поэтому плюму, даже в условиях высокого содержания летучих, трудно проплавить эту подошву и он будет растекаться вдоль тугоплавкой подошвы, пока не появится ослабленная зона. В эту зону проникает уже вторичный плюм, скорость всплывания которого 1–2 см/год. Этот вторичный плюм (серия «капельных» плюмов или мантийных струй), благодаря своему термальному эффекту, может проплавить подошву континентальной литосферы и внедриться в преддуговую или задуговую область островодужной системы, формируя разнообразные силлы и интрузии внутриплитного магматизма [Dobretsov, 2008, 2010; Kuzmin et al., 2021].

Все эти выводы важны для интерпретации субдукционного и плюмового магматизма с формированием палеогайотов на неопротерозойской и эдиакарий-раннепалеозойской активных окраинах Палеоазиатского океана.

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В современной складчатой структуре ЦАСП комплексы палеогайотов вместе с офиолитами и островодужными ассоциациями образуют сложные системы тектонических чешуй и покровов. Совмещение этих образований на неопротерозойско-раннепалеозойском этапе обусловлено эволюцией субдукционных систем, которые могут быть сопоставлены с современными обстановками западно-тихоокеанской окраины. Океаническая кора ПАО вместе с расположенными на ней палеогайотами субдуцировала под островные дуги преимущественно энсиматического типа.

В геодинамической истории Джидинской зоны ЦАСП можно видеть закономерное превращение океанического бассейна в покровно-складчатое аккреционно-коллизийное сооружение. Реставрируемый палеобассейн имел все элементы типичного развитого океана, включая спрединговый хребет, абиссальное плато с океаническими островами (гайоты), островные дуги и связанные с ними окраинные бассейны. В аккреционной призме островных дуг оказались совмещены примитивные базальт-бонинитовые и дифференцированные базальт-андезидацитовые лавы островных дуг, субщелочные базальты симаунтов (гайотов), крупные тела базитов-гипербазитов области СОХ и другие океанические комплексы.

Формирование базальтовых и базит-гипербазитовых комплексов изученного нами Джидотского палеогайота и фрагментов других океанических структур происходило при ярко выраженном влиянии обогащенных плюмовых расплавов. Об этом свидетельствуют петрохимические и геохимические данные, показывающие развитие магматических систем типа OIB на

океаническом фундаменте. Палеоокеанические структуры района Ургольского палеогайота формировались в процессе эволюции под влиянием мантийных плюмов на океаническую кору с образованием океанических базальтовых плато и внутриплитных океанических островов. Все эти структуры в последующем были аккрецированы к типично островодужным вулканогенно-осадочным ассоциациям.

По своему структурному положению и строению неопротерозой-кембрийские палеогайоты Джидинской зоны сопоставляются с одновозрастными палеосимаунтами Центральной и Западной Монголии, Горного Алтая и других районов Алтае-Саянской области, отвечающими эволюции Палеоазиатского океана. Анализ опубликованных работ по палеосимаунтам ЦАСП и современным симаунтам (гайотам) Тихого, Индийского и Атлантического океанов подтверждает правомерность этого сопоставления и требует дальнейшего изучения этих индикаторных структур в истории развития Земли.

7. БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают признательность и благодарность главному редактору журнала за помощь, рецензентам за конструктивные замечания и рекомендации по доработке, а также сотрудникам Геологического института им. Н.Л. Добрецова СО РАН (проект № АААА-А21-121011890029-4) и Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (проект № 0284-2021-0066) за участие в техническом оформлении работы.

8. ЗАЯВЛЕННЫЙ ВКЛАД АВТОРОВ / CONTRIBUTION OF THE AUTHORS

Все авторы внесли эквивалентный вклад в подготовку рукописи, прочли и одобрили финальную версию перед публикацией.

All authors made an equivalent contribution to this article, read and approved the final manuscript.

9. РАСКРЫТИЕ ИНФОРМАЦИИ / DISCLOSURE

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов, связанного с этой рукописью.

The authors declare that they have no conflicts of interest relevant to this manuscript.

10. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

Al'mukhamedov A.I., Gordienko I.V., Kuzmin M.I., Tomurtogoo O., Tomurkhuu D., 1996. The Dzhida Zone: A Fragment of the Paleoasian Ocean. *Geotectonics* 30 (4), 279–294.

Al'mukhamedov A.I., Gordienko I.V., Kuz'min M.I., Tomurtogoo O., Tomurkhuu D., 2001. Boninites from the Caledonian Dzhida Zone, Northern Mongolia. *Doklady Earth Sciences* 377A, 333–336.

Avdeiko G.P., Popruzhenko S.V., Palueva A.A., 2001. Modern Structure of the Kurile-Kamchatka Region and Magma Forming Conditions. In: B.V. Ivanov (Ed.), *Geodynamics*

and Volcanism of the Kuril-Kamchatka Island-Arc System. Institute of Volcanic Geology and Geochemistry FEB RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky, p. 9–33 (in Russian) [Авдейко Г.П., Попруженко С.В., Палуева А.А. Современная тектоническая структура Курило-Камчатского региона и условия магмообразования // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы / Ред. Б.В. Иванов. Петропавловск-Камчатский: ИВГиГ ДВО РАН, 2001. С. 9–33].

Belichenko V.G., Geletii N.K., Letnikova E.F., 1996. Carbonate Sediments of the Vendian-Cambrian Island-Arc Series of the Dzhida Zone (Eastern Siberia). *Doklady Earth Sciences* 348 (1), 78–81 (in Russian) [Беличенко В.Г., Гелетий Н.К., Летникова Е.Ф. Карбонатные отложения островодужных серий венда-кембрия Джидинской зоны (Восточная Сибирь) // Доклады АН. 1996. Т. 348. № 1. С. 78–81].

Belyaev V.A., Gornova M.A., Gordienko I.V., Karimov A.A., Medvedev A.Ya., Ivanov A.V., Dril S.I., Grigoriev D.A., Belozeroва O.Yu., 2021. Late Cambrian Calc-Alkaline Magmatism During Transition from Subduction to Accretion: Insights from Geochemistry of Lamprophyre, Dolerite and Gabbro Dikes in the Dzhida Terrain, Central Asian Orogenic Belt. *Lithos* 386–387, 106044. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106044>.

Blagonravov V.A., Zaitsev N.S., 1972. Dzhida Zone of Early Caledonides in Mongolia. *Geotectonics* 6, 55–64 (in Russian) [Благонравов В.А., Зайцев Н.С. Джидинская зона каледонид Монголии // Геотектоника. 1972. № 6. С. 55–64].

Bogatikov O.A., Kovalenko V.I., Sharkov E.V., 2010. Magmatism, Tectonics, Geodynamics of Earth. Time and Space Relationship. Nauka, Moscow, 606 p. (in Russian) [Богатиков О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В. Магматизм, тектоника, геодинамика Земли. Связь во времени и пространстве. М.: Наука, 2010. 606 с.].

Bogatikov O.A., Tsvetkov A.A., 1988. Evolution of Island Arc Magmatism. Nauka, Moscow, 248 p. (in Russian) [Богатиков О.А., Цветков А.А. Магматическая эволюция островных дуг. М.: Наука, 1988. 248 с.].

Boynnton W.V., 1984. Cosmochemistry of the Rare Earth Elements: Meteorite Studies. *Rare Earth Element Geochemistry. Developments in Geochemistry* 2, 63–114. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3>.

Bukharov N.S., 1983. Lower Cambrian of Eastern Tuva (Stratigraphy, Facies, Conditions of Rock Formation, Metallogeny). Brief PhD Thesis (Candidate of Geology and Mineralogy). Novosibirsk, 16 p. (in Russian) [Бухаров Н.С. Нижний кембрий Восточной Тувы (Стратиграфия, фации, условия формирования пород, металлогения): Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Новосибирск, 1983. 16 с.].

Buslov M.M., Berzin N.A., Dobretsov N.L., Simonov V.A., 1993. Geology and Tectonics of Gorny Altai. In: *Geodynamic Evolution of the Paleoasian Ocean. Guidebook for the Post-Symposium Excursion of the 4th International Symposium of IGCP Project 283*. Novosibirsk, 122 p.

Chekhovich V.D., Sukhov A.N., Kononov M.V., Shermmet O.G., 2019. Comparative Geodynamics of Aleutian and

Izu-Bonin-Mariana Island-Arc Systems. *Geotectonics* 53 (1), 24–41. <https://doi.org/10.1134/S0016852118050023>.

Coleman R.G., 1979. *Ophiolites*. Mir, Moscow, 262 p. (in Russian) [Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.].

Condie K.C., 2001. *Mantle Plumes and Their Record in Earth History*. Cambridge University Press, 305 p.

Dergunov A.B., Ryazantsev A.V., Luneva O.I., Richter A.V., 1997. Structure and Development of the Bayankhongor Zone of Central Mongolia. *Geotectonics* 2, 53–62 (in Russian) [Дергунов А.Б., Рязанцев А.В., Лулева О.И., Рихтер А.В. Структура и развитие Баянхонгорской зоны Центральной Монголии // Геотектоника. 1997. № 2. С. 53–62].

Dobretsov N.L., 2008. Geological Implications of the Thermochemical Plume Model. *Russian Geology and Geophysics* 49 (7), 441–454. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2008.06.002>.

Dobretsov N.L., 2010. Distinctive Petrological, Geochemical, and Geodynamic Features of Subduction-Related Magmatism. *Petrology* 18 (1), 84–106. <https://doi.org/10.1134/S0869591110010042>.

Dobretsov N.L., Buslov M.M., Safonova I.Yu., Kokh D.A., 2004. Fragments of Oceanic Islands in the Kurai and Katun' Accretionary Wedges of Gorny Altai. *Russian Geology and Geophysics* 45 (12), 1381–1403.

Dobretsov N.L., Koulakov I.Yu., Litasov Yu.D., 2012. Migration Paths of Magma and Fluids and Lava Compositions in Kamchatka. *Russian Geology and Geophysics* 53 (12), 1253–1275. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2012.10.001>.

Eengin G., 1982. New Data on the Ancient Age of Ultrabasic Rocks of Northern Mongolia. *Khaiguulchin (The Explorer, in Mongolian)* 3, 50–53.

Elbaev A.L., Gordienko I.V., Bayanova T.B., Gorokhovskiy D.V., Orsoev D.A., Badmatsyrenova R.A., Zarubina O.V., 2018. U-Pb Age and Geochemical Characteristics of Ultramafic-Mafic Rocks of the Dzhida Zone Ophiolite Association (Southwestern Transbaikalia). *Doklady Earth Sciences* 478 (2), 208–210. <https://doi.org/10.1134/S1028334X18020022>.

Elbaev A.L., Gordienko I.V., Savatenkov V.M., 2025. U-Pb Age and Sr-Nd Isotopic Characteristics of the Dzhida Island-Arc System Felsic and Intermediate Volcanites (Southwestern Transbaikalia): Transition to the Mature Arc Stage. *Doklady Earth Sciences* 520 (1), 19. <https://doi.org/10.1134/S1028334X24604292>.

Filimonov A.V., 2003. Geological Formations and Formation Series of Paleozoic Southwestern Transbaikalia (Conditions of Formation and Geodynamic Interpretation). Brief PhD Thesis (Candidate of Geology and Mineralogy). Irkutsk, 21 p. (in Russian) [Филимонов А.В. Геологические формации и формационные ряды палеозоя Юго-Западного Забайкалья (условия формирования и геодинамическая интерпретация): Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Иркутск, 2003. 21 с.].

Gordienko I.V., 1987. Paleozoic Magmatism and Geodynamics of the Central Asian Folded Belt. *Nauka*, Moscow, 240 p. (in Russian) [Гордиенко И.В. Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Наука, 1987. 240 с.].

Gordienko I.V., 1994. Paleooceanic and Island-Arc Complexes of the Dzhida Zone of Caledonides (Southwestern Transbaikalia, Northern Mongolia). In: *Yearbook 94. Iss. 1. Buryatia Scientific Center SB RAS, Ulan-Ude*, p. 8–10 (in Russian) [Гордиенко И.В. Палеоокеанические и островодужные комплексы Джидинской зоны каледонид (Юго-Западное Забайкалье, Северная Монголия) // Ежегодник-94. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 1994. Вып. 1. С. 8–10].

Gordienko I.V., 2003. Indicator Igneous Formations of the Central-Asian Fold Belt and Their Role in Geodynamic Reconstructions of the Paleoasian Ocean. *Russian Geology and Geophysics* 44 (12), 1294–1304.

Gordienko I.V., 2004. Volcanism in Various Geodynamic Settings of the Central Asian Orogenic Belt. *Lithosphere* 3, 4–16 (in Russian) [Гордиенко И.В. Вулканизм различных геодинамических обстановок Центрально-Азиатского складчатого пояса // Литосфера. 2004. № 3. С. 4–16].

Gordienko I.V., 2006. Geodynamic Evolution of Late Baikalides and Paleozooids in the Folded Periphery of the Siberian Craton. *Russian Geology and Geophysics* 47 (1), 51–67.

Gordienko I.V., 2019. Relationship Between Subduction-Related and Plume Magmatism at the Active Boundaries of Lithospheric Plates in the Interaction Zone of the Siberian Continent and Paleoasian Ocean in the Neoproterozoic and Paleozoic. *Geodynamics & Tectonophysics* 10 (2), 405–457 (in Russian) [Гордиенко И.В. Связь субдукционного и плюмового магматизма на активных границах литосферных плит в зоне взаимодействия Сибирского континента и Палеоазиатского океана в неопротерозое и палеозое // Геодинамика и тектонофизика. 2019. Т. 10. № 2. С. 405–457]. <https://doi.org/10.5800/GT-2019-10-2-0420>.

Gordienko I.V., 2023. Neoproterozoic-Paleozoic Magmatism and Geodynamic of the Central Asian Foldbelt. SB RAS Publishing House, Novosibirsk, 345 p. (in Russian) [Гордиенко И.В. Неопротерозой-палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2023. 345 с.]. <https://doi.org/10.53954/9785604859629>.

Gordienko I.V., Filimonov A.V., Minina O.R., 2004. Early and Late Paleozoic Collision Settings and Their Role in the Formation of Lithosphere in the Sayan-Baikal Folded Area. In: *Evolution of Tectonic Processes in the Earth's History. Proceedings of the XXXVII Tectonic Meeting (February 10–13, 2004)*. Vol. 1. GEO, Novosibirsk, p. 107–110 (in Russian) [Гордиенко И.В., Филимонов А.В., Минина О.Р. Ранне- и позднепалеозойские коллизионные обстановки и их роль в формировании литосферы Саяно-Байкальской складчатой области // Эволюция тектонических процессов в истории Земли: Материалы XXXVII тектонического совещания (10–13 февраля 2004 г.). Новосибирск: Гео, 2004. Т. 1. С. 107–110].

Gordienko I.V., Filimonov A.V., Minina O.R., Gornova M.A., Medvedev A.Ya., Klimuk V.S., Elbaev A.L., Tomurtogoo O., 2007. Dzhida Island-Arc System in the Paleoasian Ocean:

Structure and Main Stages of Vendian-Paleozoic Geodynamic Evolution. *Russian Geology and Geophysics* 48 (1), 91–106. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2006.12.009>.

Gordienko I.V., Gorokhovskiy D.V., Elbaev A.L., Bayanova T.B., 2015. New Data on the Early Paleozoic Gabbroid and Granitoid Magmatism Age Within the Dzhida Zone of Caledonides (Southwestern Transbaikalia, North Mongolia). *Doklady Earth Sciences* 463 (2), 817–821. <https://doi.org/10.1134/S1028334X15080103>.

Gordienko I.V., Kovach V.P., Gorokhovskiy D.V., Sal'nikova E.B., Kotov A.B., Yakovleva S.Z., Zagornaya N.Yu., Fedosenko A.M., Plotkina Yu.V., 2006. Composition, U-Pb Age, and Geodynamic Setting of Island-Arc Gabbroids and Granitoids of the Dzhida Zone (Southwestern Transbaikalia, Northern Mongolia). *Russian Geology and Geophysics* 47 (8), 948–955.

Gordienko I.V., Metelkin D.V., 2016. The Evolution of the Subduction Zone Magmatism on the Neoproterozoic and Early Paleozoic Active Margins of the Paleasian Ocean. *Russian Geology and Geophysics* 57 (1), 69–81. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2016.01.005>.

Gordienko I.V., Mikhal'tsov N.E., 2001. Position of Vendian – Early Cambrian Ophiolitic and Island-Arc Complexes of the Dzhida Zone of Caledonides in Paleasian Oceanic Structures: Interpretation of Paleomagnetic Data. *Doklady Earth Sciences* 379A (5), 622–626.

Gordienko I.V., Minina O.R., Vetluzhskikh L.I., Medvedev A.Ya., Odgerel D., 2018. Hentei-Dauria Fold System of the Mongolia-Okhotsk Belt: Magmatism, Sedimentogenesis, and Geodynamics. *Geodynamics & Tectonophysics* 9 (3), 1063–1097 (in Russian) [Гордиенко И.В., Минина О.Р., Ветлужских Л.И., Медведев А.Я., Одгэрэл Д. Хэнтей-Дурская складчатая система Монголо-Охотского пояса (магматизм, седиментогенез, геодинамика) // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 3. С. 1063–1097]. <https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-3-0384>.

Gornova M.A., Gordienko I.V., Medvedev A.Ya., 2011. Geochemistry and Petrology of Restite Peridotites and Volcanites of Bayangol Accretionary Prism. In: *Volcanism and Geodynamics. Proceedings of the V All-Russian Symposium on Volcanology and Paleovolcanology* (November 21–25, 2011). IGG UB RAS, Ekaterinburg, p. 120–122 (in Russian) [Горнова М.А., Гордиенко И.В., Медведев А.Я. Геохимия и петрология реститовых перидотитов и вулканитов Баянгольской аккреционной призмы // Вулканизм и геодинамика: Материалы V всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии (21–25 ноября 2011 г.). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2011. С. 120–122].

Gornova M.A., Kuzmin M.I., Gordienko I.V., Medvedev A.Ya., Al'mukhamedov A.I., 2009. Geochemistry and Petrology of Egiingol Peridotites: Reconstruction of Melting and Interaction with Boninitic Melt. In: *Mafic-Ultramafic Complexes of Folded Regions and Related Deposits. Proceedings of the Third International Conference* (August 28 – September 2, 2009). Vol. 1. IGG UB RAS, Ekaterinburg, p. 147–151 (in Russian) [Горнова М.А., Кузьмин М.И., Гордиенко И.В., Медведев А.Я., Альмухамедов А.И. Геохимия и петроло-

гия Эгийгольского перидотитового массива: реставрация условий плавления и взаимодействия с бонинитовым расплавом // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения: Материалы Третьей международной конференции (28 августа – 2 сентября 2009 г.). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. Т. 1. С. 147–151].

Gornova M.A., Kuz'min M.I., Gordienko I.V., Medvedev A.Ya., Al'mukhamedov A.I., 2008. Specific Features of the Composition of Suprasubduction Peridotites with Reference to the Egiingol Massif. *Doklady Earth Sciences* 421 (1), 782–786. <https://doi.org/10.1134/S1028334X08050152>.

Ilyin A.V., 1982. Late Precambrian – Cambrian of South Siberia and Mongolia. Nauka, Moscow, 114 p. (in Russian) [Ильин А.В. Геологическое развитие Южной Сибири и Монголии в позднем докембрии – кембрии. М.: Наука, 1982. 114 с.].

Ivanov A.V., Demonterova E.V., Dymshits A.M., Pisarevsky S.A., Kamenetsky V.S., Foulger J.R., Fotean J., 2024. The Paradox of Trap Provinces: The Presence of a Thick Continental Lithosphere and the Absence of a Garnet Mark in Low-Titanium Basalts. In: *Geodynamic Evolution of the Lithosphere of the Central Asian Mobile Belt (from Ocean to Continent). Proceedings of Scientific Meeting* (October 15–19, 2024). Iss. 22. IEC SB RAS, Irkutsk, p. 130–131 (in Russian) [Иванов А.В., Демонтерова Е.В., Дымшиц А.М., Писаревский С.А., Каменецкий В.С., Фулджер Дж.Р., Фотенан Дж. Парадокс трапповых провинций: наличие мощной континентальной литосферы и отсутствие гранатовой метки у низкотитанистых базальтов // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научной конференции (15–19 октября 2024 г.). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2024. Вып. 22. С. 130–131].

Kazansky A.Yu., 2002. Evolution of Structures of Western Margin of Siberian Platform After Paleomagnetic Data. Brief PhD Thesis (Doctor of Geology and Mineralogy). Novosibirsk, 40 p. (in Russian) [Казанский А.Ю. Эволюция структур западного обрамления Сибирской платформы по палеомагнитным данным: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. Новосибирск, 2002. 40 с.].

Kepezhinskas K.B., Kepezhinskas V.V., Pukhtel I.S., 1991. Sm-Nd Age of the Bayankhongor Zone Oceanic Ophiolites (NMR). *Doklady of the USSR Academy of Sciences* 316 (3), 718–721 (in Russian) [Кежежинскас П.К., Кежежинскас К.Б., Пухтель И.С. Sm-Nd возраст океанических офиолитов Баянхонгорской зоны (МНР) // Доклады АН СССР. 1991. Т. 316. № 3. С. 718–721].

Kepezhinskas K.B., Kepezhinskas V.V., Zaitsev N.S., 1987. Earth's Crust Evolution of Mongolia in the Precambrian – Cambrian. Iss. 44. Nauka, Moscow, p. 168 (in Russian) [Кежежинскас К.Б., Кежежинскас В.В., Зайцев Н.С. Эволюция земной коры Монголии в докембрии – кембрии. М.: Наука, 1987. Вып. 44. 168 с.].

Kheraskova T.N., Iljinskaya M.N., Luvsandanzan B., Dazhdavaa Z., 1987. Vendian–Early Paleozoic Formations of Caledonides in Northern Mongolia. In: *Early Geosynclinal Formations and Structures*. Nauka, Moscow, p. 67–100 (in

Russian) [Хераскова Т.Н., Ильинская М.Н., Лувсанданзан Б., Дашдаваа З. Венд-нижнепалеозойские формации каледонид Северной Монголии // Раннегеосинклинальные формации и структуры. М.: Наука, 1987. С. 67–100].

Kovach V.P., Jian P., Yarmolyuk V.V., Kozakov I.K., Liu D., Terent'eva L.B., Lebedev V.I., Kovalenko V.I., 2005. Magmatism and Geodynamics of Early Stages of the Paleoasian Ocean Formation: Geochronological and Geochemical Data on Ophiolites of the Bayanhongor Zone. *Doklady Earth Sciences* 404 (7), 1072–1077.

Kovach V.P., Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Kozlovsky A.M., Kotov A.B., Terent'eva L.B., 2011. Composition, Sources, and Mechanisms of Formation of the Continental Crust of the Lake Zone of the Central Asian Caledonides. II. Geochemical and Nd Isotope Data. *Petrology* 19 (4), 399–425. <https://doi.org/10.1134/S0869591111030064>.

Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Pukhtel I.S., Stosch H., Jagoutz E., Korikovskiy S.P., 1996. Igneous Rocks and Magma Sources of the Ozernaya Zone Ophiolites, Mongolia. *Petrology* 4 (5), 420–459.

Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Tomurtogoo O., Antipin V.S., Kovach V.P., Kotov A.B., Kudryashova E.A., Sal'nikova E.B., Zagornaya N.Yu., 2005. Geodynamics and Crust-Forming Processes in the Early Caledonides of the Bayanhongor Zone, Central Mongolia. *Geotectonics* 39 (4), 298–316.

Kozakov I.K., Sal'nikova E.B., Kovach V.P., Yarmolyuk V.V., Anisimova I.V., Kozlovskii A.M., Plotkina Yu.V., Myskova T.A., Fedoseenko A.M., Yakovleva S.Z., Sugorakova A.M., 2008. Vendian Stage in Formation of the Early Caledonian Superterrane in Central Asia. *Stratigraphy and Geological Correlation* 16 (4), 360–382. <https://doi.org/10.1134/S0869593808040023>.

Kuzmin M.I., 1985. Geochemistry of Magmatic Rocks of Phanerozoic Mobile Belts. Nauka, Novosibirsk, 199 p. (in Russian) [Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985. 199 с.].

Kuzmin M.I., Gordienko I.V., Almkhamedov A.I., Antipin V.S., Bayanov V.D., Filimonov A.V., 1995. Paleo-Oceanic Complexes: The Dzhida Zone of Caledonides (Southwestern Transbaikalia). *Russian Geology and Geophysics* 36 (1), 1–16. <https://doi.org/10.2113/RGG.1995.36.1.1>.

Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., Gladkochub D.P., Goryachev N.A., Derevyanko A.P., Didenko A.N., Donskaya T.V., Kravchinsky V.A., Oganov A.R., Pisarevsky S.A., 2021. Geological Evolution of the Earth: From Space Dust to the Home of Mankind. GEO, Novosibirsk, 327 p. (in Russian) [Кузьмин М.И., Ярмолук В.В., Гладkochуб Д.П., Горячев Н.А., Деревянко А.П., Диденко А.Н., Донская Т.В., Кравчинский В.А., Оганов А.Р., Писаревский С.А. Геологическая эволюция Земли: от космической пыли до обители человечества. Новосибирск: Гео, 2021. 327 с.].

Kuzmin M.I., Zonenshain L.P., Tomurtogoo O., Baranov B.V., 1983. The Position of Ultrabasic-Basic Layered Rocks and Dyke Series in Ophiolitic Sequences of Mongolia. *Russian Geology and Geophysics* 24 (4), 15–24 (in Russian) [Кузь-

мин М.И., Зоненшайн Л.П., Томуртоого О., Баранов Б.В. Положение ультраосновных и основных расчлененных пород и дайковой серии в офиолитовых разрезах Монголии // Геология и геофизика. 1983. Т. 24. № 4. С. 15–24].

Leonov M.G., 1988. Greenschist Metamorphism – Experience in Geodynamic Analysis. Nauka, Moscow, 134 p. (in Russian) [Леонов М.Г. Зеленосланцевый метаморфизм – опыт геодинамического анализа. М.: Наука, 1988. 134 с.].

Martynov Y.A., Khanchuk A.I., 2013. Cenozoic Volcanism of the Eastern Sikhote Alin: Petrological Studies and Outlooks. *Petrology* 21 (1), 85–99. <https://doi.org/10.1134/S0869591113010049>.

Maruyama S., Santosh M., Zhao D., 2007. Superplume, Supercontinent, and Post-Perovskite: Mantle Dynamics and Antiplate Tectonics on the Core–Mantle Boundary. *Gondwana Research* 11 (1–2), 7–37. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2006.06.003>.

Maruyama S., Sawaki Y., Ebisuzaki T., Ikoma M., Omori S., Komabayashi T., 2014. Initiation of Leaking Earth: An Ultimate Trigger of the Cambrian Explosion. *Gondwana Research* 25 (3), 910–944. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.03.012>.

Medvedev A.Ya., Gordienko I.V., Gornova M.A., Al'mukhamedov A.I., 2008. Geochemistry of Metavolcanics in the Southern Hövsgöl Area (Northern Mongolia): Geodynamic Implications Available to Purchase. *Russian Geology and Geophysics* 49 (4), 325–334. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2007.09.009>.

Metelkin D.V., 1998. Structural Position of an Island Arc in the Central Part of the Altai-Sayan Folded Area According to Paleomagnetic Data. Brief PhD Thesis (Candidate of Geology and Mineralogy). Novosibirsk, 22 p. (in Russian) [Метелкин Д.В. Структурное положение островных дуг центральной части Алтае-Саянской складчатой области в кембрии по палеомагнитным данным: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Новосибирск, 1998. 22 с.].

Metelkin D.V., 2013. Kinematic Reconstruction of the Early Caledonian Accretion in the Southwest of the Siberian Paleocontinent Based on Paleomagnetic Results. *Russian Geology and Geophysics* 54 (4), 381–398. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2013.03.002>.

Mongush A.A., Lebedev V.I., Kovach V.P., Sal'nikova E.B., Druzhkova E.K., Yakovleva S.Z., Plotkina Yu.V., Zagornaya N.Yu., Travin A.V., Serov P.A., 2011. The Tectonomagmatic Evolution of Structure-Lithologic Complexes in the Tannu-Ola Zone, Tuva, in the Late Vendian – Early Cambrian (from Geochemical, ND Isotope, and Geochronological Data). *Russian Geology and Geophysics* 52 (5), 503–516. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2011.04.003>.

Morgan W.J., 1971. Convection Plumes in the Lower Mantle. *Nature* 230, 42–43. <https://doi.org/10.1038/230042a0>.

Mullen E.D., 1983. MnO/TiO₂/P₂O₅: A Minor Element Discrimination for Basaltic Rocks of Oceanic Environments and Its Implications for Petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters* 62 (1), 53–62. [http://doi.org/10.1016/0012-821X\(83\)90070-5](http://doi.org/10.1016/0012-821X(83)90070-5).

- Nur A., Ben-Abraham Z., 1982. Oceanic Plateaus, the Fragmentation of Continents, and Mountain Building. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 87 (B5), 3644–3661. <https://doi.org/10.1029/JB087iB05p03644>.
- Pinus G.V., Agafonov L.V., Lesnov F.G., 1984. Alpin-Type Ultrabasites of Mongolia. Nauka, Moscow, 200 p. (in Russian) [Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Леснов Ф.П. Альпинотипные гипербазиты Монголии. М.: Наука, 1984. 200 с.].
- Rudnev S.N., 2013. Early Paleozoic Granitoid Magmatism in the Altai-Sayan Folded Area and the Lake Zone in Western Mongolia. SB RAS Publishing House, Novosibirsk, 300 p. (in Russian) [Руднев С.Н. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2013. 300 с.].
- Safonova I.Yu., Buslov M.M., Simonov V.A., Izokh A.E., Komiya Ts., Kurganskaya E.V., Ohno T., 2011. Geochemistry, Petrogenesis and Geodynamic Origin of Basalts from the Katun' Accretionary Complex of Gorny Altai (Southwestern Siberia). *Russian Geology and Geophysics* 52 (4), 421–442. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2011.03.005>.
- Sharaskin A.Ya., 1992. Tectonics and Magmatism of the Marginal Seas in Connection with the Problems of the Evolution of the Crust and Mantle. Nauka, Moscow, 163 p. (in Russian) [Шараськин А.Я. Тектоника и магматизм окраинных морей в связи с проблемами эволюции коры и мантии. М.: Наука, 1992. 163 с.].
- Simonov V.A., Gordienko I.V., Stupakov S.I., Medvedev A.Ya., Kotlyarov A.V., Kovyazin S.V., 2014. Conditions of Basalt Formation in the Dzhida Zone of the Paleasian Ocean. *Russian Geology and Geophysics* 55 (8), 929–940. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2014.07.001>.
- Simonov V.A., Zolotukhin V.V., Kovyazin S.V., Al'mukhamedov A.I., Medvedev A.Ya., 2004. Petrogenesis of Basaltic Series of the Ontong Java Oceanic Plateau and the Nauru Basin, Pacific Ocean. *Petrology* 12 (2), 163–175.
- Sklyarov E.V., Kovach V.P., Kotov A.B., Kuzmichev A.B., Lavrenchuk A.V., Perelyaev V.I., Shchipansky A.A., 2016. Boninites and Ophiolites: Problems of Their Relations and Petrogenesis of Boninites. *Russian Geology and Geophysics* 57 (1), 127–140. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2016.01.009>.
- Sobolev A.V., Nikogosyan I.K., 1994. Petrology of Magmatism of Long-Lived Mantle Plumes: Hawaii Islands (Pacific Ocean) and Reunion Island (Indian Ocean). *Petrology* 2 (2), 111–144.
- Sorokhtin O.G., Ushakov S.A., 1991. Global Evolution of the Earth. MSU Publishing House, Moscow, 447 p. (in Russian) [Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Глобальная эволюция Земли. М.: Изд-во МГУ, 1991. 447 с.].
- Sun S.-S., McDonough W.F., 1989. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. *Geological Society of London Special Publications* 42 (1), 313–345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>.
- Tamura Y., Tani K., Ishizuka O., Chang Q., Shukuno H., Fiske R.S., 2005. Are Arc Basalt Dry, Wet or Both? Evidence from the Sumisu Caldera Volcano, Izu-Bonin Arc, Japan. *Journal of Petrology* 46 (9), 1769–1803. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi033>.
- Terent'eva L.B., Kozakov I.K., Yarmolyuk V.V., Anisimova I.V., Kovach V.P., Kozlovsky A.M., Kudryashova E.A., Sal'nikova E.B., Yakovleva S.Z., Fedoseenko A.M., Plotkina Yu.V., 2010. Convergent Processes in the Evolution of the Early Caledonian Bayan-Khongor Zone of Central Asia: Evidence from Geological and Geochronological Investigations of the Khan-Ula Gabbroid Pluton. *Doklady Earth Sciences* 433 (1), 937–943. <https://doi.org/10.1134/S1028334X10070202>.
- Tomurhuu D., Bolorjargal P., Jian Ping, 2007. New Dating and Geochemistry of Dzhida Boninite Series Rocks and Its Tectonic Constrains. In: *Structural and Tectonic Correlation Across the Central Asian Orogenic Collage: Implication for Continental Growth and Intracontinental Deformation. Proceedings of the Third International Workshop and Field Excursion for IGCP-480*. Beijing, China, p. 33.
- Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Kovach V.P., Kozakov I.K., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., 2002. Isotopic Composition, Sources of Crustal Magmatism, and Crustal Structure of Caledonides of the Ozernaya Zone, Central Asian Foldbelt. *Doklady Earth Sciences* 387 (9), 1043–1047.
- Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., 1993. Paleogeodynamics. Nauka Publishing House, Moscow, 192 p. (in Russian) [Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Изд-во Наука, 1993. 192 с.].
- Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Tomurtogoo O., Kopteva V.V., 1985. Ophiolites of Western Mongolia. In: N.L. Dobretsov (Ed.), *Riphean – Lower Paleozoic Ophiolites of North Eurasia*. Nauka, Novosibirsk, p. 7–19 (in Russian) [Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Томуртоого О., Коптева В.В. Офиолиты Западной Монголии // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии / Ред. Н.Л. Добрецов. Новосибирск: Наука, 1985. С. 7–19].
- Zorin Yu.A., Sklyarov E.V., Belichenko V.G., Mazukabzov A.M., 2009. Island Arc-Back-Arc Basin Evolution: Implications for Late Riphean – Early Paleozoic Geodynamic History of the Sayan-Baikal Folded Area. *Russian Geology and Geophysics* 50 (3), 149–161. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2008.06.022>.