

ДЖИДИНСКАЯ ОСТРОВОДУЖНАЯ СИСТЕМА ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА: СТРОЕНИЕ И ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ В ВЕНДЕ—ПАЛЕОЗОЕ

**И.В. Гордиенко, А.В. Филимонов, О.Р. Минина, М.А. Горнова*,
А.Я. Медведев*, В.С. Климук, А.Л. Елбаев, О. Томуртоого****

Геологический институт СО РАН, 670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а, Россия

** Институт геохимии СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия*

*** Institute of Geology and Mineral Resources, Mongolian Academy of Sciences,
63 Peace Ave., Ulaan Baatar, Mongolia*

В рассмотренной модели геодинамической эволюции Джидинской островодужной системы окраины Палеоазиатского океана прослежена трансформация океанического бассейна в аккреционно-коллизийный ороген. В строении системы установлены и охарактеризованы следующие венд-палеозойские структурно-вещественные комплексы: развитой энсиматической островной дуги с аккреционной призмой, океанических островов (гайотов), окраинных и остаточных палеобассейнов, а также раннеордовикских коллизийных гранитоидов. В составе структурно-вещественных комплексов выделен ряд подразделений (осадочных толщ, магматических комплексов) с реконструкциями геодинамических обстановок их формирования. В геодинамической эволюции Джидинской островодужной системы выделены пять этапов: 1) раскрытия палеоокеанического бассейна (поздний рифей); 2) субдукционный с формированием юной островной дуги (венд—ранний кембрий); 3) субдукционный с формированием развитой островной дуги (средний—верхний кембрий); 4) аккреционный с формированием локальных коллизийных зон в сочетании с остаточными палеобассейнами (ранний ордовик—девон); 5) постколлизийный с ведущей ролью сдвиговой тектоники (карбон—пермь).

Островные дуги, гайоты, краевые прогибы, океаническая кора, спрединг, субдукция, коллизия, осадконакопление, магматизм, Палеоазиатский океан.

DZHIDA ISLAND-ARC SYSTEM IN THE PALEOASIAN OCEAN: STRUCTURE AND MAIN STAGES OF VENDIAN-PALEOZOIC GEODYNAMIC EVOLUTION

**I.V. Gordienko, A.V. Filimonov, O.R. Minina, M.A. Gornova, A.Ya. Medvedev,
V.S. Klimuk, A.L. Elbaev, and O. Tomurtoogo**

We suggest a model of the geodynamic evolution of the Dzhida island-arc system of the Paleasian ocean margin which records transformation of an ocean into an accretionary-collisional orogenic belt. The system includes several Vendian-Paleozoic complexes that represent a mature island arc upon oceanic crust with an accretionary prism, oceanic islands, marginal and remnant seas, and Early Ordovician collisional granitoids. We have revealed a number of subunits (sedimentary sequences and igneous complexes) in the complexes and reconstructed their geodynamic settings. The tectonic evolution of the Dzhida island-arc system included five stages: (1) ocean opening (Late Riphean); (2) subduction and initiation of an island arc (Vendian-Early Cambrian); (3) subduction and development of a mature island arc (Middle-Late Cambrian); (4) accretion and formation of local collision zones and remnant basins (Early Ordovician-Devonian); (5) postcollisional strike-slip faulting (Carboniferous-Permian).

Island arc, oceanic islands, back-arc basins, oceanic crust, spreading, subduction, collision, sedimentation, magmatism, Paleasian ocean

ВВЕДЕНИЕ

В современной структуре складчатого обрамления юга Сибирской платформы Джидинская зона палеозойского Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) рассматривается как область развития венд-палеозойских океанических, островодужных, окраинно-морских структурно-вещественных комплексов (СВК), составлявших Джидинскую островодужную систему на активной окраине Палеоазиатского океана [Гордиенко, 1994, 2006; Кузьмин и др., 1995; Альмухамедов и др., 1996]. Территориально Джидинская зона охватывает бассейны рек Джиды (Юго-Западное Забайкалье) Ури-Гол и Эгийн-Гол (Северная Монголия) (рис. 1). В традиционных схемах стратиграфии Джидинской зоны ЦАСП в качестве основания ее палеозойского разреза выделялись раннекембрийские осадочно-вулканогенные толщи (хохюртовская свита и ее аналоги). Выше помещались карбонатно-терригенные флишевые толщи (джидинская свита и ее аналоги). Их возраст оценивался разными авторами от раннего—среднего кембрия до ордовика—силура. Завершали разрез грубообломочные молассоидные толщи (хурликская свита и ее аналоги), условно датировавшиеся в разные годы интервалом от позднего кембрия до девона включительно

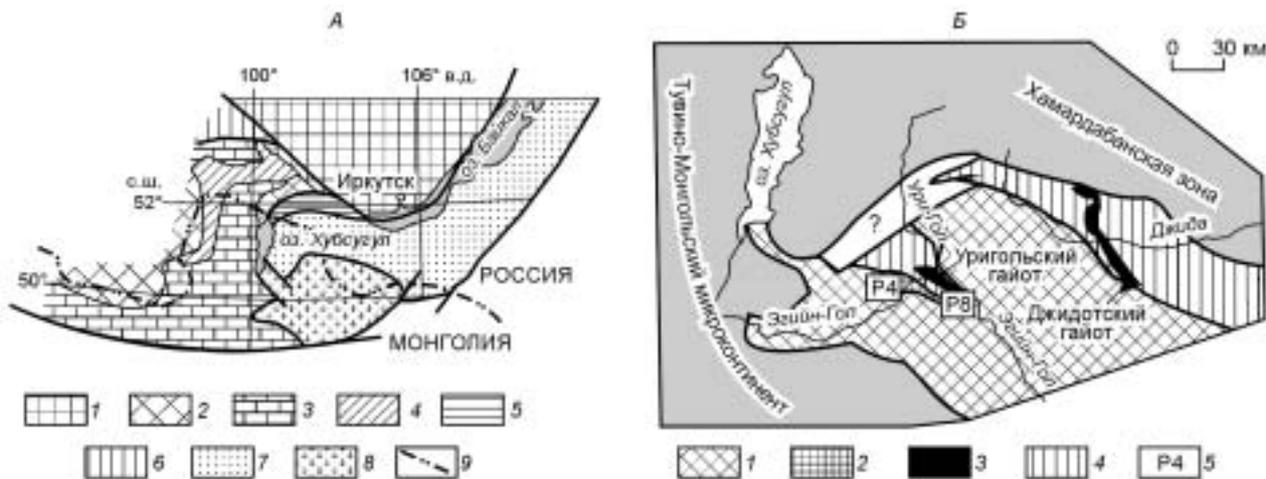


Рис. 1. Положение Джидинской зоны палеозой в структуре складчатого обрамления Сибирской платформы (А) и распространение основных типов структурно-вещественных комплексов в строении Джидинской зоны (Б).

А: 1 — Сибирская платформа; 2, 3 — Тувино-Монгольский микроконтинент; 2 — докембрийский метаморфический фундамент; 3 — венд-кембрийский карбонатный чехол; 4–8 — структурно-формационные зоны палеозой: 4 — Окинская; 5 — Ильчирская; 6 — Хамсаринская; 7 — Хамардабанская; 8 — Джидинская; 9 — региональные разломы.
 Б: 1–4 — структурно-вещественные комплексы: 1 — без расчленения, 2 — аккреционной призм; 3 — гейзот, 4 — флишевые; 5 — номера рисунков-врезок.

[Налетов, 1961; Беличенко, 1969; Благодрагов, Зайцев, 1972; Хераскова и др., 1987; Беличенко, Боос, 1988]. Данные о возрасте стратоподразделений ограничивались определениями раннекембрийских водорослей и археоциат, остатки которых в основном были установлены в обломках и блоках известняков среди обломочных и микститовых образований осадочно-вулканогенных толщ. В пределах зоны было установлено широкое распространение тел гипербазитов, пироксенитов, габбро, долеритов, бонинитов, базальтов с широкими вариациями составов и в различной степени измененных и метаморфизованных. Таким образом, было установлено, что здесь присутствуют почти все члены типичной офиолитовой ассоциации [Альмухамедов и др., 1989]. Кроме того, в строении зоны значительную роль играют палеозойские гранитоиды, выходы которых занимают более половины ее площади [Дистанова, 1975; Гордиенко, 1987]. В последние годы традиционные стратиграфические схемы Джидинской зоны подверглись значительной трансформации. Так, было установлено, что хохюртовская свита представляет собой „сборный“ гетерогенный покровно-складчатый комплекс, включающий в себя образования, связанные с островодужными, океаническими и коллизионными геодинамическими обстановками [Гордиенко, 1994; Хераскова и др., 1987; Альмухамедов и др., 1989; 1996; Филимонов, 2003]. В осадочных частях этого комплекса выявлены остатки микрофауны и флоры кембрия, девона и карбона [Руженцев и др., 2005]. В отложениях флиша было установлено широкое распространение миоспорных комплексов девона [Минина, 2003]. При этом надежные данные о присутствии в составе Джидинской зоны осадочных отложений ордовика и силура до настоящего времени отсутствуют.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И СОСТАВ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ ДЖИДИНСКОЙ ЗОНЫ ПАЛЕОЗОЙ

Джидинская зона палеозой располагается между Тувино-Монгольским микроконтинентом и Хамардабанской зоной (см. рис. 1). В пределах микроконтинента выделяются фундамент, сложенный метаморфитами докембрия, и осадочный чехол, сложенный карбонатными отложениями венда—кембрия [Ильин, 1982; Кузьмичев, 2004]. Хамардабанская зона является областью распространения осадочных комплексов зонально метаморфизованных от зеленосланцевой до гранулитовой фаций регионального метаморфизма. В последние годы получены изотопно-геохронологические данные, свидетельствующие об ордовикском возрасте этого метаморфизма [Резницкий и др., 2000; Донская и др., 2000; Ковач и др., 2004; Бараш и др., 2004]. Основную часть Хамардабанской зоны составляют метаморфизованные терригенные и карбонатно-терригенные отложения венд—раннепалеозойской хамардабанской серии. Серия имеет ритмичное строение, слагает очень крупное осадочное тело, первично сложенное, вероятно, преимущественно тонкообломочными осадками. В южном и восточном обрамлении Хамардабанской зоны широко распространен хаотический комплекс (удунгинская толща), сформировавшийся, вероятно, в позднем палеозое в ходе континентальной коллизии. В его состав входят крупные тектонические блоки

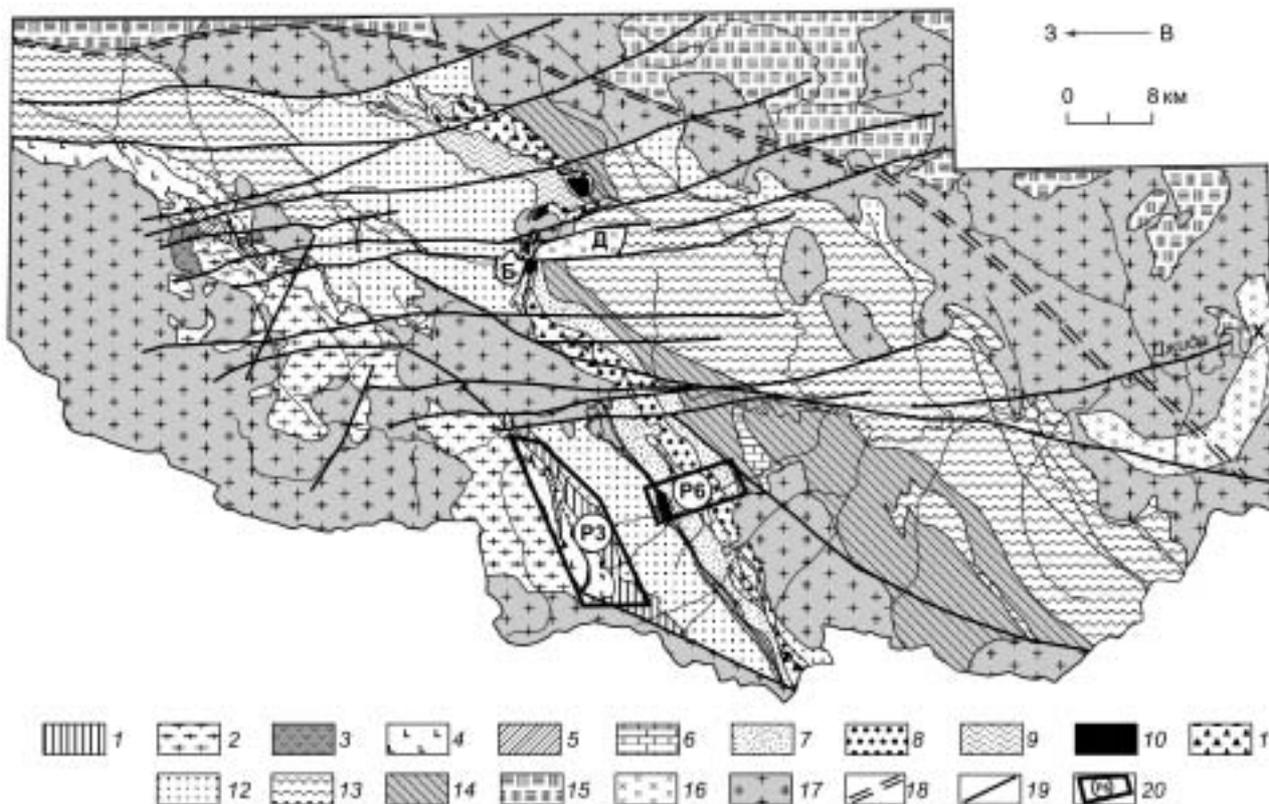


Рис. 2. Геологическая схема российской части Джидинской зоны.

1—8 — островодужный структурно-вещественный комплекс: 1 — туфовая толща ($C_3 - O_1$), 2 — плагиогранит-диоритовый комплекс (C_2), 3 — риолит-андезитовая толща (C_{1-2}), 4 — базальтовая толща ($V - C_1$), 5 — базит-гипербазитовый комплекс ($R_3 - V$); 6—11 — структурно-вещественный комплекс Джидотского гайота: 6 — доломитовая толща (PZ), 7 — толща субщелочных базальтов (PZ), 8 — толща толеитовых базальтов (PZ), 9 — толща мафических брекчий ($V - C_1$), 10 — базит-гипербазитовый комплекс ($R_3 - V$), 11 — тектонические меланжи; 12—14 — структурно-вещественный комплекс краевого палеобассейна: (флишевая толща) (PZ): 12 — терригенная ассоциация, 13 — карбонатно-терригенная ассоциация, 14 — карбонатная ассоциация; 15 — хамардабанская серия нерасчлененная ($V - C$); 16 — плагиогранит-тоналитовый комплекс (O_1), массивы: Б — Барунгольский, Д — Дархинтуйский, Х — Хулдатский. 17 — гранитоидный комплекс (PZ₂); 18 — граница структурно-формационных зон; 19 — крупные разломы; 20 — номера рисунков-врезок.

отложений раннепалеозойских шельфов и континентальных склонов, а также прибрежно-морские и континентальные осадки мелких палеобассейнов позднего девона—карбона [Филимонов, 2003].

В настоящее время Джидинская зона рассматривается в качестве аккреционно-коллизийного орогена, геологическая структура которого определяется позднеколлизийными дислокациями со значительной сдвиговой компонентой. В качестве основных элементов структуры орогена можно выделить четыре типа структурно-вещественных комплекса (СВК): 1) островодужные СВК; 2) СВК гайотов; 3) флишевые СВК окраинных палеобассейнов; 4) коллизийные СВК (см. рис. 1, Б). Время их формирования охватывает, по имеющимся данным, период от конца позднего докембрия до конца палеозоя [Филимонов, 2003; Гордиенко, Филимонов, 2003; Гордиенко, 2003, 2004]. Современная геологическая структура Джидинской зоны сформировалась, вероятно, в результате коллизии в позднем карбоне—перми [Гордиенко и др., 2004]. Имеются палеомагнитные свидетельства крупноамплитудных сдвиговых перемещений Джидинской зоны относительно Сибирской платформы и примыкающих к ней структур в конце палеозоя [Гордиенко и др., 2003].

В российской части Джидинской зоны стратифицированные образования островодужного СВК сконцентрированы в узкой полосе вдоль региональной сдвиговой зоны северо-западного простирания (см. рис. 1, Б, 2). Западнее сдвига развиты в основном магматические породы островодужного плагиогранит-тоналит-диоритового комплекса. В монгольской части зоны островодужные СВК слагают ее основную центральную часть. СВК гайотов приурочены к границам островодужного и флишевого СВК, располагающегося в основном по периферии Джидинской зоны. Взаимоотношения флиша с СВК островной дуги и гайотов везде тектонические. В качестве коллизийных СВК ниже рассматриваются только магматические комплексы гранитоидов раннего палеозоя.

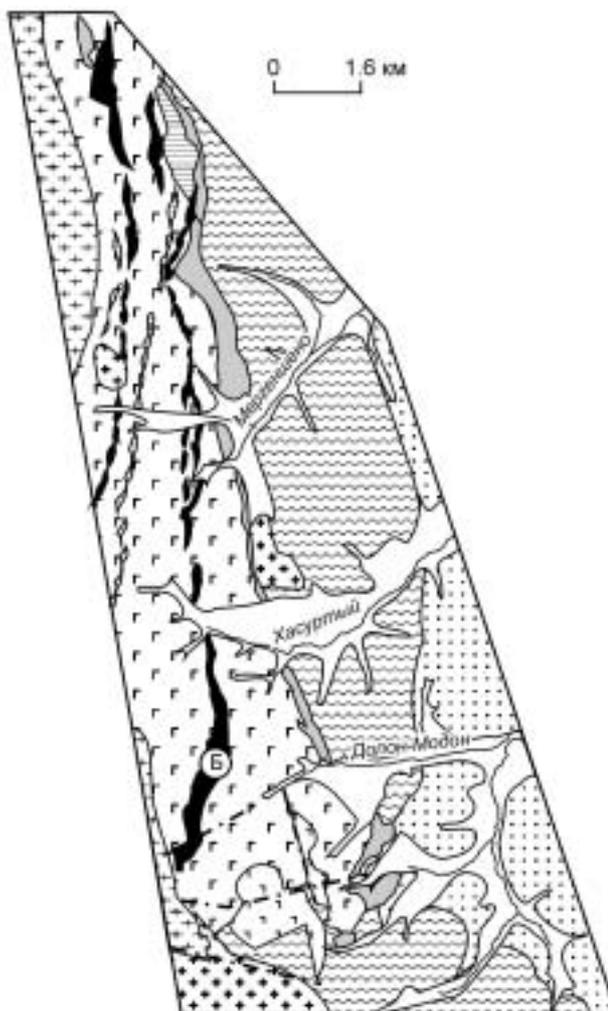
1. Структурно-вещественные комплексы энсиматической островной дуги. В качестве основных элементов островодужного СВК выделяются базит-гипербазитовый и гранитоидный магматические комплексы, бонинит-базальтовая, риолит-андезитовая, карбонатная и туфовая толщи.

Базит-гипербазитовый комплекс в составе островодужного СВК представлен в виде разрозненных линзовидных тел и будин, приуроченных к узким и протяженным полосам апобазитовых тектонитов. Массивы комплекса сложены преимущественно апогипербазитовыми серпентинитами, метапироксенитами, метагаббро, серпентин-карбонатными, тальк-карбонатными породами, измененными габбро и пироксенитами. Редко встречаются небольшие тела плагиогранитов толеитового ряда. Типовой Бугуриктайский массив является наиболее крупным и сложен наименее измененными породами. Он представляет собой разлинзованную на блоки тектоническую пластину, наклоненную к западу под углом 60° (рис. 3). Внутри него и по его границам с вмещающей базальтовой толщей развиты зоны рассланцевания, милолитизации и брекчирования. Массив сложен преимущественно серпентинитами, в его строении различается поперечная полосчатость в виде чередования серпентинитов, блоков пироксенитов и габбро. По составу породы массива отчетливо разбиваются на три группы, отличающиеся по ряду петрохимических параметров: аподунитовых и апогарцбургитовых серпентинитов, аполерцолитовых и аповерлитовых серпентинитов, метапироксенитов и метагаббро [Gordienko, Filimonov, 2005]. В целом образования рассматриваемого базит-гипербазитового комплекса можно интерпретировать как фрагменты нижних частей офиолитового разреза. В наиболее крупных массивах российской части Джидинской зоны всегда присутствуют породы расслоенного кумулятивного комплекса. По-видимому, тела пород комплекса представляют собой фрагменты океанической коры из фундамента вулканической дуги. Фрагменты базит-гипербазитового комплекса с участием реститов описаны в составе СВК Баянгольской аккреционной призмы бассейна р. Эгийн-Гол (см. рис. 1, Б, 4; табл. 1). Его описание приведено ниже. По своему составу и строению комплекс может быть сопоставлен с офиолитами Баянхонгорской или Озерной зон Центральной Монголии, возраст которых определен в пределах 665 ± 15 и 570 млн лет соответственно [Коваленко и др., 2005].

Бонинит-базальтовая толща сложена базальтами, бонинитами и долеритами с включениями тел габбро-долеритов, мелкозернистых габбро, мелких тел пироксенитов. Вторичные преобразования пород толщи неравномерны и варьируют от зеленокаменных преобразований до зеленосланцевой фации метаморфизма. Базальты толщи разделяются на две натровые серии — толеитовую и известково-щелочную [Gordienko, Filimonov, 2005]. Базальты толеитовой серии отличаются более низкими содержаниями SiO_2 , Al_2O_3 и обычно более высокими концентрациями TiO_2 , сопровождающимися ростом железистости. Для базальтов известково-щелочной серии характерно постоянное относительно высокое содержание MgO (6—10 %) и отсутствие корреляции между содержаниями SiO_2 и железа. В поведении элементов

Рис. 3. Геологическая схема междуречья Мергеншено—Долон-Модон (см. РЗ на рис. 2). Составлена с использованием материалов геологических съемок (В.Д. Баянов и др., 1992 г.).

1 — четвертичные отложения; 2 — флишевая толща (PZ); 3—9 — островодужный структурно-вещественный комплекс: 3 — туфовая толща ($\text{C}_3 - \text{O}?$), 4 — карбонатная толща (C_1), 5 — риолит-андезитовая толща (C_{1-2}), 6, 7 — базальтовая толща ($\text{V} - \text{C}_1?$), ассоциации: 6 — базальтовая, 7 — габбро-долеритовая, 8 — базит-гипербазитовый комплекс ($\text{R}_3 - \text{V}?$), 9 — плагиогранит-диоритовый комплекс (C_2); 10 — гранитоиды PZ₂—MZ; 11 — разломы; 12 — Бугуриктайский массив (Б).



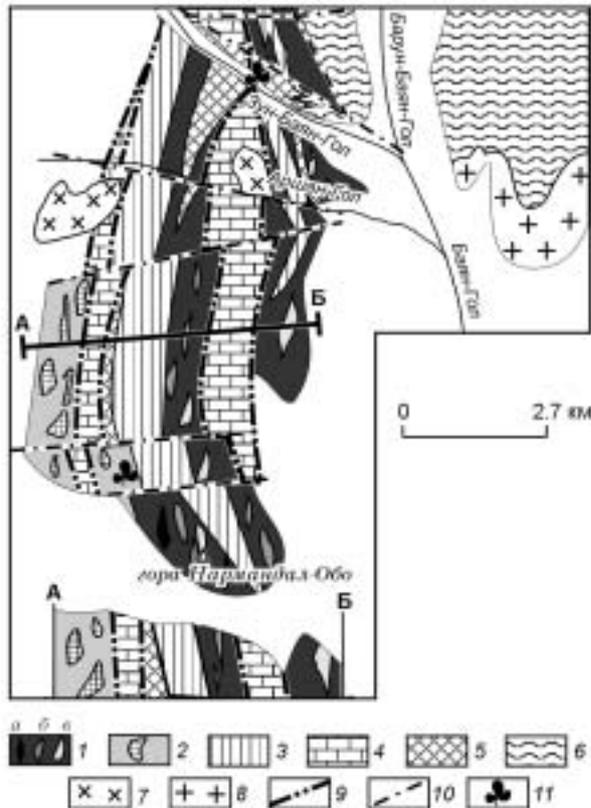


Рис. 4. Схема геологического строения Баянгольской аккреционной призмы (среднее течение р. Эгийн-Гол, Северная Монголия (см. Р4 на рис. 1, Б).

1 — Нармандалский серпентинитовый меланж с ксеноблоками пироксенитов (а), габбро и metabазальтов (б), бонинитов (в); 2 — тектонический меланж с матриксом из апобазитовых тектонитов и с крупными ксеноблоками карбонатных пород; 3 — толща metabазальтов; 4 — тектониты, формировавшиеся по толще дифференцированных вулканитов; 5 — терригенная толща; 6 — флиш; 7 — островодужный диорит-гранодиоритовый комплекс; 8 — позднепалеозойские гранитоиды; 9 — сдвиговые зоны; 10 — сбросовые зоны; 11 — места находок остатков ископаемых водорослей.

примесей эти две серии практически не различаются, исключая более низкие содержания Sr и Ni в толеитах. Присутствие пород двух этих индикаторных петрохимических серий позволяет сопоставлять базальтовую толщу с образованиями ранних стадий развития энзиматической островной дуги. Это хорошо согласуется с присутствием бонинитов и базальтов известково-щелочной серии [Альмухамедов и др., 2001] в составе СВК Баянгольской аккреционной призмы (см. рис. 4). Здесь бониниты формируют дайки и отдельные крупные (сотни метров) тектонические блоки, сложенные в основном мелкокосефитовыми вулканокластитами. По ряду признаков (на-

личие сортировки и окатанности, резкое преобладание стекловатых разностей) вулканокластиты типизируются как тефроиды. В наиболее крупном теле бонинитовых вулканокластитов присутствуют также фрагменты лавовой залежи, сложенной серией маломощных потоков флюидалных лав бонинитов и базальтов. На этом основании можно предполагать, что бонинит-базальтовая толща формировалась в обстановках фронтальной дуги с субаквальными лавовыми излияниями. Возраст толщи оценивается интервалом венд—ранний кембрий.

Риолит-андезитовая толща сложена андезибазальтами, андезитами, дацитами, низкощелочными риодацитами, риолитами, кислыми вулканокластитами, а также метаморфизованными разновидностями всех перечисленных пород. Метаморфические преобразования пород толщи аналогичны преобразованиям пород базальтовой толщи. Вулканиты относятся к нормальному ряду и также разделяются на толеитовую и известково-щелочную серии [Gordienko, Filimonov, 2005]. Толеитовая серия представлена андезитами и низкощелочными риодацитами, а известково-щелочная — непрерывным рядом андезибазальт—андезит—риолит. Формирование толщи связывается с мелководными обстановками. Возраст толщи оценивается интервалом ранний кембрий—низы среднего кембрия, так как толща имеет фациальные переходы с карбонатной толщей, содержащей остатки фауны археоциат [Налетов, 1961; Благонравов, Зайцев, 1972].

Плагиогранит-диоритовый (джидинский) комплекс представлен интрузиями габбро, диоритов, кварцевых диоритов и плагиогранитов. Совокупность геологических, петро- и геохимических данных позволяет отнести эти гранитоиды к надсубдукционному I типу. Изученные габброиды и гранитоиды джидинского комплекса характеризуются низкими величинами $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в интервале 0.7031—0.7038, высокими положительными величинами $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ от +6.4 до +7.6 и значениями Nd модельного возраста $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 0.80—0.74$ млрд лет. Изотопные и геохимические данные свидетельствуют о формировании габброидов и гранитоидов джидинского комплекса при плавлении деплетированного мантийного источника и подчиненном вкладе корового материала. По своим изотопным характеристикам породы комплекса сопоставимы с гранитоидами каледонской изотопной провинции Центральной Азии [Жоваленко и др., 2003]. Возраст комплекса — верхи среднего кембрия (506—504 млн лет, U-Pb метод) [Гордиенко и др., 2006].

Туфовая толща приурочена к границам островодужного СВК и флиша (см. рис. 3). В ее составе резко преобладают псаммитовые и псефитопсаммитовые туфы и тефроиды. Очень редко наблюдаются прослои тефроидов с отчетливой градационной слоистостью (тефротурбидиты). Основные обломочные компоненты пород представлены средними вулканитами (70—95 % всех обломков) и кристаллокластами пла-

Таблица 1. Содержания петрогенных (мас.%) и редких (г/т) элементов в метаперидотитах Хасуртинского массива и Нармандальского серпентинитового меланжа

Компонент	1	2	3	4	5
SiO ₂	38.6	38.83	39.79	39.02	39.28
TiO ₂	0.022	0.044	0.056	0.068	0.06
Al ₂ O ₃	1.25	1.18	1.01	1.09	0.73
Fe ₂ O ₃	7.77	7.16	7.49	6.946	7.54
FeO	0.62	0.52	0.72	0.9	0.54
MnO	0.146	0.077	0.117	0.137	0.11
MgO	39.138	39.523	38.835	39.716	39.34
CaO	0.059	0.041	0.129	0.18	0.15
Na ₂ O	<0.2	<0.2	0.25	0.24	0.15
K ₂ O	<0.01	<0.01	0.01	0.01	0.01
P ₂ O ₅	<0.01	0.011	0.01	0.01	0.01
П.п.п.	13.46	13.5	12.5	12.69	13.14
Сумма	101.065	100.886	100.917	101.007	101.06
Rb	0.05	0.039	0.32	0.17	0.46
Ba	2.03	1.155	—	—	—
U	0.005	0.003	0.03	0.02	0.02
Nb	0.03	0.03	0.07	0.04	0.04
Ta	0.002	0.001	0.64	1.12	0.11
La	0.105	0.019	—	0.5	—
Ce	0.16	0.077	—	1.36	0.03
Sr	1.637	0.436	—	0.01	0.19
Nd	0.035	0.047	—	0.5	0.03
Sm	0.006	0.025	—	0.08	0.02
Zr	0.059	0.896	1.10	1	1.08
Hf	0.002	0.008	0.03	0.035	0.02
Eu	0.002	0.01	0.003	0.011	0.01
Ti	71	194	80	180	110
Gd	0.009	0.047	0.002	0.1	0.03
Tb	0.004	0.013	0.001	0.02	0.01
Dy	0.041	0.11	0.03	0.11	0.05
Y	0.287	0.52	0.05	0.44	0.15
Ho	0.013	0.026	0.007	0.03	0.01
Er	0.049	0.082	0.02	0.09	0.045
Tm	0.01	0.013	—	—	—
Yb	0.08	0.088	0.055	0.09	0.065
Lu	0.012	0.014	—	—	—
V	44	30	56	52	58
Sc	9.42	6.3	4.67	4.15	3.81
Cr	2777	3640	2300	2700	2300
Co	120	108	—	—	—
Ni	2187	1985	2300	2200	2300

Примечание. 1, 2 — Нармандальский серпентинитовый меланж; 3—5 — Хасуртинский массив; прочерк — не определялось. Анализы выполнены в Институте геохимии СО РАН методами РФА, атомной абсорбции, ICP-MS.

гиоклаза (до 20—25 %). В незначительном количестве присутствуют обломки основных и кислых вулканитов, известняков, интрузивных пород (диориты, тоналиты, плагиограниты). Вторичные изменения ограничиваются условиями зеленокаменных преобразований с сохранением первичных структур и минералов. По химическому составу туфы и тефроиды в подавляющем большинстве отвечают андезибазальтам и андезитам. По своим фаціальным характеристикам эти вулканокластиты очень хорошо сопоставляются с отложениями промежуточной зоны островодужного вулканизма. Основной объем отложений толщи формировался в результате перемещения тефры высокоплотностными турбидитными потоками. Обломочный материал перемещался на незначительное расстояние и отлагался на склонах

вулканических построек в подводных условиях. Подобные крупные шлейфы вулканогенного обломочного материала широко распространены у подножия и на подводных склонах современных островодужных поднятий. Отложения толщи в целом являются частью построек вулканической дуги в период ее максимальной активности в развитую стадию эволюции островной дуги. В составе обломочной части тефроидов присутствуют блоки известняков с остатками фауны археоциат нижнего кембрия и обломки пород плагиогранит-диоритового комплекса верхов среднего кембрия. Учитывая эти данные, время накопления туфовой толщи оценивается верхним кембрием, возможно, ранним ордовиком [Gordienko, Filimonov, 2005].

Островодужные вулканы бонинит-базальтовой и риолит-андезитовой толщ, а также интрузии диорит-плагиогранитного комплекса широко развиты в монгольской части Джидинской зоны [Гордиенко, 1987]. Фрагменты туфовой толщи описаны в нижнем течении р. Эгийн-Гол [Хераскова и др., 1987]. В этих районах впервые установлен СВК *Баянгольской аккреционной призмы* (см. рис. 1, Б, 4). Этот СВК состоит из серии крутопадающих тектонических пластин (ширина выходов — сотни метров, протяженность — километры), разделенных субмеридионально ориентированными тектоническими швами, которые маркируются зонами интенсивной тектонизации (милониты, бластомилониты) и метасоматоза (пропилитизация, лиственитизация). Тектонические пластины сложены следующими породными ассоциациями (см. рис. 4).

1. Серпентинитовый меланж, матрикс которого представлен тектонизированными серпентинитами с включениями тектонических блоков и линз массивных апоперидотитовых серпентинитов, бонинитов, метабазальтов, метагаббро, пироксенитов. В серпентинитах сохраняются хромшпинелиды с характеристиками шпинелей реститовых перидотитов, формирующихся в срединно-океанических хребтах. Для хромшпинелидов характерны низкие концентрации Fe^{3+} , высокая хромистость ($Cr/[Cr+Al] \sim 0.45—0.53$) и магнезиальность ($Mg/[Mg+Fe] \sim 0.7—0.75$). Метаперидотиты обеднены магнезиальными элементами и обогащены MgO относительно примитивной мантии (см. табл. 1). Содержание суммарного железа варьирует от 7.5 до 8.5 мас.%, что говорит об образовании в условиях низких давлений. Составы пород соответствуют абиссальным перидотитам. На рис. 5 показаны нормированные к примитивной мантии содержания редких и некоторых главных элементов в ультрамафитах. Уровень концентраций несовместимых элементов ниже, чем в примитивной мантии. Закономерное уменьшение нормированных содержаний элементов от совместимых Cr, Mg до LREE отражает этап образования пород как реститов в результате частичного плавления. Это подтверждается и наличием положительных корреляций HREE, Y с MgO, концентрация которого зависит от степени плавления. Корреляции между сильно несовместимыми элементами и петрогенными оксидами отсутствуют. Высокие концентрации литофильных элементов с большими ионными радиусами (Rb, Ba, Sr, Th, U) и легких редких земель обусловлены наибольшей подвижностью этих элементов в водных условиях и их привнесом на метасоматическом этапе преобразования пород. Концентрации главных и редких элементов в перидотитах отражают условия их образования в результате экстракции расплавов из мантийного вещества [Горнова и др., 2001; Herzberg, 2004]. Геохимические особенности состава изученных пород хорошо согласуются с моделью их образования как реститов в результате фракционного полибарического плавления примитивной мантии от 30—25 кбар и степенях плавления около 0.15—0.2. Начальные давления плавления соответствуют потенциальным мантийным температурам около 1450—1350° в соответствии с *P-T* диаграммой декомпрессионного плавления примитивной мантии [Herzberg, O'Hara, 2002, Горнова и др., 2005]. Таким образом, эти перидотиты представляют собой холодные реститы, сформировавшиеся в срединно-океанических хребтах.

2. Тектонический меланж с блоками известняков, метабазальтов и метагабброидов. Матрикс меланжа представлен апобазитовыми, участками апогипербазитовыми тектонитами (бластомилониты). Извест-

няки и доломиты в тектонических блоках представлены различными фациями карбонатной платформы, включая приливно-отливные фации с водорослевыми матами, а также тонкослоистые известняки с прослоями туфов и туффитов основного состава.

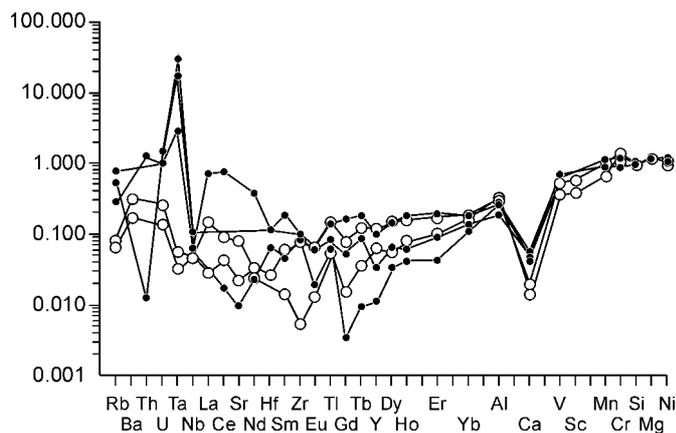


Рис. 5. Нормированные к примитивной мантии содержания редких и некоторых главных элементов в метаперидотитах Хамсуртинского массива (залитый кружок) и Баянгольской аккреционной призмы (кружок).

3. Базальтовая толща, представленная амфиболовыми, хлорит-амфиболовыми, альбит-хлорит-амфиболовыми порфиробластовыми апобазитовыми ортосланцами. Метабазальты представлены породами известково-щелочной серии [Альмухамедов и др., 2001].

4. Ассоциация дифференцированных метавулканитов (аналог риолит-андезитовой толщи) формирует отдельную тектоническую пластину, сложенную интенсивно тектонизированными полосчатыми ортопородами (сланцы, бластомилониты) с включениями линз известняков. По составу вулканиды варьируют от метабазальтов до метариолитов.

5. Терригенная толща, включающая тонкослоистые алевролиты и алевропелиты с прослоями песчаников, крупные оползневые тела осадочных олистостромов с алевропелитовым матриксом, тектоногравитационных олистостромов с офиолитокластовым матриксом и олистолитами водорослевых известняков. Часто отмечаются тела темных силицитов и тонкослойчатых алевропелитов. На левобережье р. Зун-Баян-Гол (см. рис. 4) установлен фациальный переход терригенной толщи в турбидитовые отложения флиша, представленного ритмичным чередованием песчаников, алевролитов, алевропелитов.

Из вышеперечисленных породных ассоциаций индикаторной для определения геодинамической обстановки является терригенная (алевропелитовая) толща. Осадочные текстуры (тонкая параллельная слоистость) и вещественный состав отложений (чередование глин и илов, прослои силицитов) этой толщи указывают на гемипелагическую обстановку седиментации. Присутствие прослоев турбидитов, пространственная ассоциация с терригенным флишем и породами офиолитового разреза, наличие многочисленных оползневых тел и тектоногравитационных олистостром позволяют типизировать эти отложения в качестве осадков нижнего внутреннего склона глубоководного желоба. СВК аккреционной призмы островной дуги на раннем этапе был прорван крупными телами габбро-диорит-плагиогранитного состава, а на позднеколлизийном этапе — граносиенит-гранитовым комплексом верхнего палеозоя.

2. Структурно-вещественные комплексы гайотов. В изученной Джидинской зоне они представлены СВК Джидотского и Ургольского гайотов (см. рис. 1, Б).

СВК Джидотского гайота (см. рис. 1, Б, 2) формирует крупный аллохтон с меланжем в основании. Выше в тектоническом разрезе аллохтона залегают меланжированные толщи мафических брекчий и толеитов типа N-MORB. Верхи тектонического разреза не затронуты меланжированием и сложены покровами толщ субщелочных базальтов и доломитов. Основания этих покровов маркируются обычно крупными пачками тектонизированных олистостромов с олистолитами пород толщи субщелочных базальтов. В наиболее полном виде разрез СВК гайота неоднократно описывался по левобережью р. Хасуртый (рис. 6) [Кузьмин и др., 1995; Альмухамедов и др., 1996; Беличенко и др., 1996; Филимонов, 2003; Гордиенко, Филимонов, 2003; Руженцев и др., 2005; Gordienko, Filimonov, 2005]. В составе ископаемой постройки Джидотского гайота [Филимонов 2003; Гордиенко, 2003] выделяются следующие основные элементы.

1. *Комплекс фундамента гайота* объединяет образования океанической коры, представленные тектоническими блоками базит-гипербазитового комплекса и толщей мафических брекчий в составе автокластических меланжей и грубообломочных эдафогенов.

Базит-гипербазитовый комплекс в виде отдельных тел и массивов приурочен к полосам тектонического меланжа. Массивы комплекса сложены преимущественно апоперидотитовыми серпентинитами и метасоматитами (тальк-карбонатными породами, лиственитами). Пироксениты, габбро и апобазитовые метасоматиты (листвениты, родингиты) имеют крайне ограниченное распространение. Обычно они слагают мелкие тела в меланже и значительно реже встречаются в виде жилообразных или линзовидных тел в гипербазитах. Типовой Хасуртинский массив, расположенный на левобережье р. Хасуртый (см. рис. 6), сложен баститовыми апогарцбургитовыми серпентинитами. По химическому составу они аналогичны перидотитам Баянгольской аккреционной призмы (см. табл. 1) и представлены холодными реститами, сформировавшимися в срединно-океанических хребтах [Горнова и др., 2005]. Мелкие тела дунитов, пироксенитов и габбро среди гарцбургитов можно интерпретировать как жильную серию. Возраст комплекса может быть оценен только в очень широком интервале венда—кембрия. Подобные образования в Алтае-Саянской области датируются вендом—ранним кембрием [Добрецов и др., 2004].

Толща мафических брекчий объединяет серпентинитовые конгломераты и габбровые конглобрекчи. Толща формирует пакет пологозалегающих тектонических пластин, границы которых маркируются полосами метасоматитов и тектонитов. В серпентинитовых конгломератах обломки представлены серпентинитами с петельчатой структурой. Цемент матрикса сложен агрегатами антигорита, талька, магнетитово-железистых карбонатов. Габбровые конглобрекчи сложены обломками метагаббро, реже — метадолеритов и метабазальтов. При возрастании степени тектонизации конглобрекчи переходят в линзовидно-полосчатые хлорит-кварц-карбонатные тектониты. Мафические брекчи, вероятно, представляют собой тектонизированные эдафогены, широко распространенные в осевых рифтовых впадинах и желобах трансформных разломов современных океанов [Мурдмаа, 1987]. Толща мафических брекчий представляет собой неотъемлемую часть офиолитового разреза и, скорее всего, формировалась у подножий тектонических уступов, зон трансформных разломов или СОХ, сложенных разрезами океанической коры.



Рис. 6. Схема геологического строения Джидотского гайота в бассейне р. Хасуртуй (правый приток Джиды) (см. Р6 на рис. 2).

1 — четвертичные отложения; 2—4 — флишевая толща: 2, 3 — терригенная ассоциация: 2 — конгломераты, 3 — ритмичное чередование песчаников алевролитов и алевропелитов, 4 — карбонатно-терригенная ассоциация (ритмичное чередование карбонатных песчаников, алевролитов, алевропелитов, известняков, силицитов); 5—13 — структурно-вещественный комплекс Джидотского гайота: 5—8 — толща субщелочных базальтов: 5 — без расчленения, 6 — лавы субщелочных базальтов, 7 — вулканокластиты с телами лав субщелочных базальтов и ферробазальтов, 8 — осадочная ассоциация; 9—11 — толща толеитовых базальтов: 9 — долериты и базальты, 10 — подушечные лавы вариолитовых базальтов, 11 — осадочная ассоциация; 12 — серпентиниты апогипербазитовые и апосерпентинитовые метасоматиты базит-гипербазитового комплекса; 13 — тектонизированные олистостромы; 14 — тектонизированные олистостромы; 15 — разломы; 16 — предполагаемые границы породных ассоциаций в толще субщелочных базальтов.

2. Толща толеитовых базальтов сложена массивными высокохромистыми толеитами, их подушечными лавами, а также осадочными породами. Кроме того, встречаются дайки высококремнистых долеритов (табл. 2). В базальтах отмечаются реликты порфировых вкрапленников плагиоклаза, клинопироксена и оливина. Подушечные лавы представлены вариолитами с выполнением межподушечных пространств дисквамационными гиалокластитам. Осадочная ассоциация толщи представлена известняками и силицитами. Эти породы слагают достаточно крупные (сотни и десятки метров) линзовидные тела, приуроченные к протяженным полосам тектонических меланжей на границах толщи. Сама толща разбита на блоки линзами и жилообразными телами автокластического тектонического меланжа. По химическому составу толеитовые базальты слабо недосыщены SiO_2 и резко обогащены Na_2O по сравнению с K_2O . Породы имеют относительно высокие концентрации Al_2O_3 (14—16 %) и низкие — MgO , железа и TiO_2 . Их отличают относительно высокие содержания когерентных элементов, особенно хрома (до 750—850 г/т), и низкие — некогерентных элементов (Rb, Sr, Zr, Ba), включая легкие лантаноиды. Базальты толщи сопоставимы по ряду характеристик их химического состава с толеитами типа N-MORB [Альмухамедов и др., 1996]. Вторичные преобразования пород толщи ограничиваются глубинным эпигенезом. Ассоциация пиллоу-лав и дисквамационных гиалокластитов свидетельствует о глубоководности подводных излияний. Возраст толщи в настоящее время пока не определен. В известняках одного из блоков осадочной ассоциации толщи в районе устья руч. Юхта (левобережье Джиды) установлены остатки раннекембрийских микропроблематик [Руженцев и др., 2005].

3. Толща субщелочных базальтов объединяет дифференцированные вулканы ряда: субщелочной оливиновый базальт—гавайит—трахиандезибазальт—трахит с петро- и геохимическими характеристиками пород субщелочной серии океанических островов. В строении толщи преобладают фации лавовых потоков базальтов, часто с включениями обломков, блоков и линз известняков, силицитов, пеперитов в их периферических частях. Средние вулканы обычно формируют мелкие потоки флюидальных лав с линзами пеперитов и известняков. Фациальный комплекс удаленных зон вулканизма представлен пачками

Таблица 2. Химический (мас.%) и редкоземельный (г/т) состав некоторых вулканитов Джидотского гайота

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	55.80	50.60	52.20	58.30	52.60	51.00	47.90	44.0	43.20
TiO ₂	0.37	2.09	2.10	0.64	2.38	2.51	3.25	3.42	3.19
Al ₂ O ₃	14.70	14.10	14.30	18.30	17.80	17.30	14.10	15.50	15.40
Fe ₂ O ₃	1.36	1.51	1.32	5.30	6.70	—	6.31	5.57	10.07
FeO	5.27	11.34	11.84	2.02	3.51	6.88	6.76	5.62	3.63
MnO	0.10	0.17	0.18	0.10	0.25	0.11	0.20	0.13	0.15
MgO	5.31	4.20	3.38	1.45	1.88	2.09	4.0	4.65	4.81
CaO	5.75	8.10	7.0	1.32	4.24	6.42	6.94	10.27	9.42
Na ₂ O	5.89	3.87	4.66	5.0	6.09	4.93	3.74	3.70	3.68
K ₂ O	0.44	0.53	0.32	5.20	1.04	2.0	0.59	1.0	0.58
P ₂ O ₅	0.05	0.26	0.20	0.10	0.98	1.03	0.40	1.20	0.99
П.п.п.	4.84	2.54	2.37	2.04	2.75	5.48	5.09	4.66	4.82
Сумма	99.83	99.31	99.87	99.77	99.22	99.75	99.28	99.72	99.94
Ni	58	44	48	4	8	4	28	132	160
Co	57	48	69	1.40	13	1	50	60	51
Cr	95	48	48	52	80	110	53	220	300
V	290	390	250	3	88	110	394	290	170
Cu	17	228	220	15	28	20	47	54	53
Zn	20	95	80	130	84	98	130	130	95
W	—	1.32	—	0.86	0.95	0.86	0.60	0.57	—
Rb	3	13	3	46	14	24	11	11	10
Ba	84	154	290	704	403	810	190	896	500
Sr	60	246	110	655	1097	950	254	616	820
Nb	2	17	10	126	100	89	30	41	29
Ta	—	1.11	—	6.02	5.07	—	1.91	2.66	—
Zr	22	150	150	233	370	330	250	160	130
Y	14	29	37	27	22	34	36	22	28
Th	—	—	—	8.18	5.20	—	2.02	2.78	—
U	—	—	—	0.58	1.11	—	0.73	0.65	—
La	1.6	13.40	16.20	17	27.14	40.62	36	70.75	91.51
Ce	4.8	29.58	36.65	40	60.56	86.11	80	136.2	160.1
Pr	—	3.99	5.04	4.4	8.35	10.92	8.3	15.17	17.19
Nd	3.5	17.21	22.57	24	8.35	10.92	38	53.19	17.19
Sm	1.2	4.74	5.61	5.9	8.83	10.03	9.0	10.88	11.99
Eu	0.30	1.50	1.75	1.5	2.81	4.36	3.4	3.42	2.55
Gd	1.3	4.28	6.02	5.3	9.82	9.26	6.5	9.16	9.91
Tb	—	0.63	0.92	—	1.43	1.46	—	1.52	1.33
Dy	1.7	3.60	6.15	6.2	8.79	6.23	5.3	6.25	6.84
Ho	0.40	0.74	1.30	1.05	1.65	1.03	0.85	0.95	1.18
Er	1.0	1.99	3.42	2.7	4.25	2.28	2.0	2.16	2.72
Tm	—	0.29	0.50	—	0.55	0.27	—	0.27	0.36
Yb	1.1	2.07	3.16	2.3	3.42	1.74	1.8	1.71	2.37
Lu	0.20	0.35	0.45	—	0.43	0.24	0.27	0.23	0.32

Примечание. 1 — высококремнистый долерит толщи толеитовых базальтов; 2, 3 — глыбовые лавы ферробазальтов доломитовой толщи; 4—9 — вулканиты толщи субщелочных базальтов: 4 — трахиандезит, 5—9 — субщелочные базальты. Породы проанализированы в Геологическом институте СО РАН, г. Улан-Удэ. Петрогенные оксиды — атомная абсорбция и пламенная фотометрия (аналитик В.А. Иванова), микроэлементы — РФА (Б.Ж. Жалсараев), элементы группы железа — атомно-эмиссионный спектральный (Т.И. Казанцева). W, Ta, Th, U и РЗЭ — ICP-MS, Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск (Е.В. Смирнова). Пробы 1, 4, 7 проанализированы химико-спектральным методом в Геологическом институте СО РАН, г. Улан-Удэ (Т.И. Казанцева, Л.И. Левантуева).

вулканокластитов (туфы, туффиты, гиалокластиты) основного и среднего составов в ассоциации с горизонтами известняков и силицитов. В отдельных частях толщи (район устья Убур-Инкура, см. рис. 6) присутствуют мощные пачки агломератовых резургентных туфов с включениями крупных блоков, отторженцев и лавовых залежей ферротолейтов и андезитобазальтов (исландитов), по химизму сходных с породами внутриокеанических рифтовых зон [Gordienko, Filimonov, 2005]. В некоторых разрезах (руч. Джидот, см. рис. 6) присутствуют пачки вулканомиктовых конгломератов, формирующие фрагменты мелких конусов выноса.

Для субщелочных базальтов характерен комплекс порфировых вкрапленников, представленных средним плагиоклазом, титанавгитом, апатитом. Практически все разновидности базальтов имеют миндалекаменные текстуры. Все разновидности субщелочных базальтов (см. табл. 2, рис. 7) по содержаниям петрогенных оксидов удовлетворительно укладываются в пределы вариаций химического состава гавайитов. Ферробазальты петрографически близки субщелочным базальтам, отличаясь более основным составом плагиоклазов порфировых вкрапленников и составом темноцветов основной массы (пироксен ряда пижонит—авгит). Для ферробазальтов характерны резко повышенные содержания оксидов железа (часто более 15 %). По петрохимическим характеристикам ферробазальты являются переходными между базальтами толщи толейтов и субщелочными базальтами. Для них весьма характерны очень высокие (до 3,5 %) содержания TiO_2 , относительно высокие — K_2O . Вулканокластиты (лавокластиты, туфы) представлены в основном мелкообломочными (5—50 мм) породами. Для них характерно преобладание в обломках ювенильного материала, отсутствие пемз, плотная упаковка и однородный состав обломков. Везикулярные гиалокластиты отличаются более тонкими структурами и сложены обломками пузыристых базальтовых стекол.

В осадочной ассоциации толщи субщелочных базальтов преобладают известняки и силициты. Реже встречаются кремнекластиты и туффиты. Известняки в ассоциации с вулканитами часто представлены оолитовыми разностями. Для известняков характерны высокие содержания карбоната (96—98 %) и часто очень высокие значения параметра Al_2O_3/SiO_2 , отвечающего силикатно-аллитовому составу примеси. Это достаточно определенно указывает на изоляцию обстановки седиментации от источников терригенного материала. Вторичные преобразования вулканитов толщи субщелочных базальтов ограничиваются глубинным эпигенезом или даже диагенезом (сохранение стекол, первичных минералов). Вулканиты субщелочной толщи хорошо сопоставляются с породами геодинамических обстановок внутриокеанических поднятий (асейсмических хребтов, гайотов), связанных с „горячими точками“. На петрохимических диаграммах точки составов ферробазальтов и субщелочных базальтов концентрируются в областях внутриплитных геодинамических обстановок (см. рис. 7). Ферробазальты описаны среди вулканических формаций Восточно-Тихоокеанского поднятия, Галапагосских островов и др. [Фролова, Бурикова, 1997]. Возраст субщелочной толщи пока может быть определен только как раннепалеозойский в широком интервале кембрия—девона. В пробах из пород осадочной ассоциации установлены остатки неопределимых радиолярий и смешанные комплексы акритарх и миоспор силура—девона [Gordienko, Filimonov, 2005].

4. *Толща доломитов* слагает отдельное изолированное тело в бассейне р. Хасуртый (см. рис. 2) и сложена доломитами с подчиненными слоями известняков, микрокварцитов и пачками чередования слоев вулканокластитов, алевропелитов, аргиллитов, глинистых доломитов. В нижней части доломитовой толщи присутствует пачка, сложенная слоистыми везикулярными гиалокластитам. По простиранию гиалокластиты сменяются фрагментами потоков глыбовых лав гиалобазальтов (проксимальная часть) или чередованием слоев аргиллитов, окремненных аргиллитов, алевропелитов (туффитов), глинистых и окремненных доломитов (дистальная часть). По химическому составу гиалобазальты (см табл. 2, пр. 3, 4) близки ферробазальтам субщелочной толщи. По ряду фациальных особенностей обстановки седиментации отвечают условиям ограниченного водообмена и повышенного испарения. Они характерны для частично осушаемых карбонатных платформ завершающей (постэрозионной?) стадии формирования гайотов. Высокая „эвапоритность“ обстановки может быть объяснена осушением части карбонатной платформы и ее нахождением выше уровня моря в условиях жаркого климата [Филимонов, 2003]. Возраст доломитовой толщи по комплексам водорослей и миоспор оценивается интервалом от ордовика—силура до позднего девона включительно [Руженцев и др., 2005; Gordienko, Filimonov, 2005].

5. *Микститовые образования*. Значительную часть СВК гайота составляют хаотические образования, представленные олистостромами, тектонизированными олистостромами и тектоническими меланжами. Тектонические меланжи слагают нижнюю часть СВК. Олистостромы обычно приурочены к границам толщи субщелочных базальтов, а также присутствуют внутри нее в виде крупных линзовидных тел. Олистолиды в них представлены породами толщи субщелочных базальтов (субщелочные вулканиты, известняки, силициты, кремнекластиты). Матриком служат мелкообломочные тектонические брекчии с тем же составом обломков. В отдельных случаях (левобережье Хасурты выше устья Убур-Инкура, см. рис. 6) в строении тектонизированных олистостромов отмечались блоки алевропелитов, вероятно, представляющие собой глинизированные апобазальтовые тектониты. Из них выделены богатые комплексы

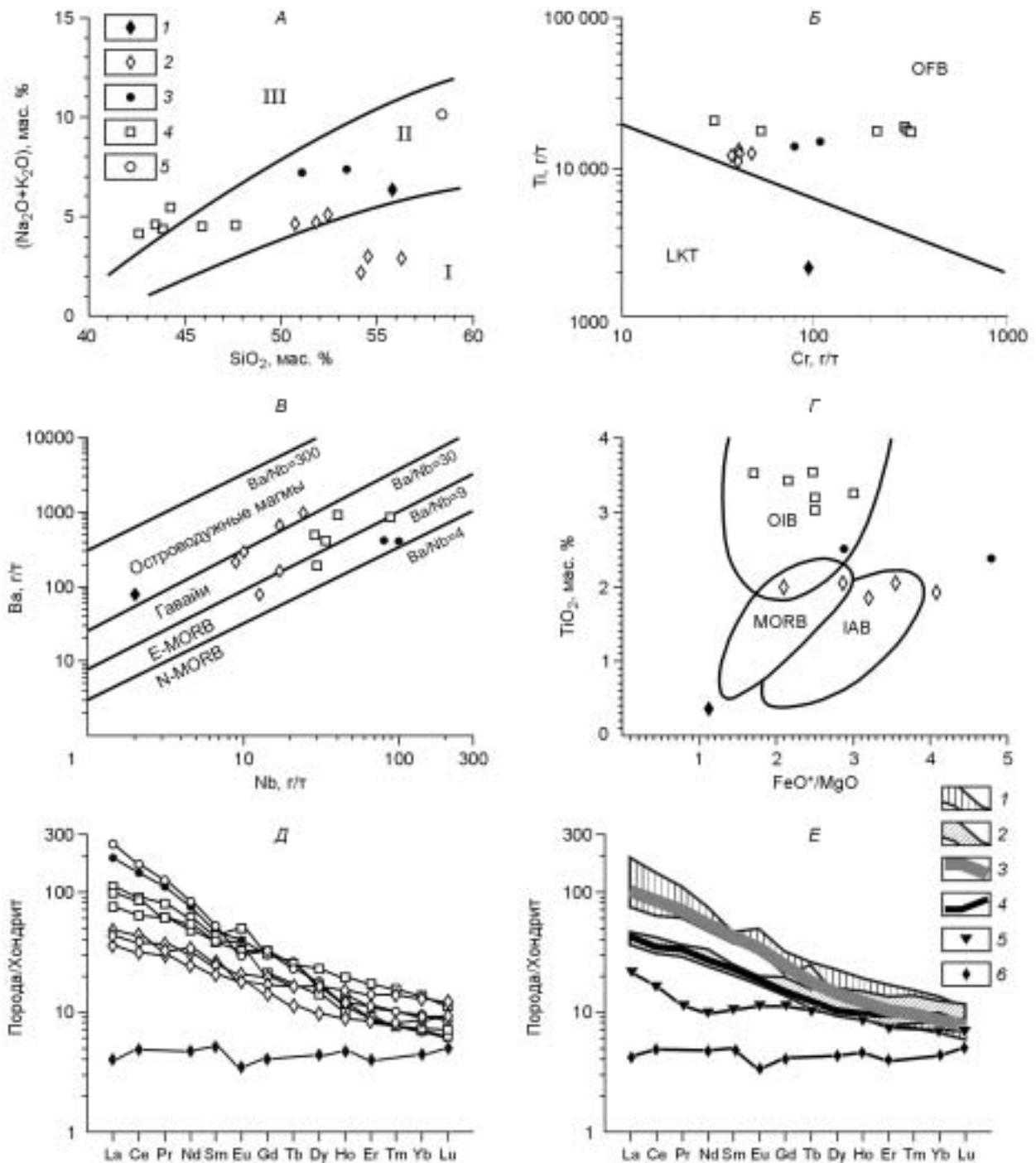


Рис. 7. Диаграммы для вулканитов Джидотского гайота: классификационные (А), дискриминантные (Б, В, Г), распределения РЗЭ (Д) и корреляции распределения РЗЭ в вулканитах океанических островов, островных дуг и срединно-океанических хребтов (Е).

А: 1 — высококремнистый долерит (N-MORB) толщи толеитовых базальтов; 2 — ферробазальты и андезибазальты доломитовой толщи; 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, MORB — срединно-океанических хребтов, IAB — островных дуг.

Е: 1 — поля составов РЗЭ в базальтах (OIB); 2 — поля составов РЗЭ в субщелочных базальтах (IAB); 3 — базальты океанических островов; 4 — базальты островных дуг; 5 — толеитовые базальты E-MORB; 6 — высококремнистый долерит Джидотского гайота (N-MORB).

микрофоссилий, включающие отдельные формы кембрийских акритарх, а также миоспор девона—карбона. На левобережье Джиды в районе устья руч. Юхта в поле распространения толщи толеитовых базальтов прослеживается крупная пачка микститов неясной природы („вулканогенно-осадочная толща“) [Руженцев и др, 2005]. В ее составе присутствуют блоки темных известняков, силицитов, доломитов, базальтов. Породы в различной степени тектонизированы. В блоках тонкослоистых известняков с прослоями силицитов, карбонатных песчаников и алевропелитов установлены остатки раннекарбонных конодонтов и позднепалеозойской наземной флоры. Эти данные могут свидетельствовать о позднепалеозойском времени формирования значительной части микститовых образований.

СВК Ургольского гайота Джидинской зоны Северной Монголии слагают крупную синформу, осложненную рядом более мелких складок-чешуй (см. рис. 1, Б и 8). Основание СВК гайота сложено серпентинитовым меланжем с блоками апогипербазитовых серпентинитов, полосчатых и изотропных габбро, габбро-пироксенитов, а также дайками габбро-долеритов и долеритов. На этом основании залегают:

1. Толща подушечных лав субщелочных базальтов с характерными толеитовыми микроструктурами и межподушечными пространствами, выполненными гиалокластитами и кремнями. Иногда встречаются редкие дайки долеритов. По химическому составу породы толщи представлены базальтами и андезитами субщелочной серии (табл. 3). Для них характерны высокие содержания щелочей, P_2O_5 , элементов группы LIL (Rb, Ba, Sr) и группы HFS (Ti, Zr, Nb). Низкие содержания оксидов титана (0,6 мас.%) и фосфора (0,08 мас.%) в отдельных высококремнистых разностях пород (54—56 мас.%) обусловлены процессом дифференциации. С ростом содержания SiO_2 в рассматриваемых породах происходит уменьшение содержания кальция, железа, титана и накопление алюминия, что обусловлено более ранней кристаллизацией оливина, шпинели и авгита по сравнению с плагноклазом. Такой порядок кристаллизации характерен для щелочных базальтов океанических островов.

2. Толща субщелочных вулканитов, в составе которой установлены лавовые потоки базальтов, трахиандезитобазальтов и различные генетические типы вулканокластитов. По химическому составу породы толщи в целом близки предыдущей (см. табл. 3), но отличаются более высокими содержаниями TiO_2 и соответственно P_2O_5 . Характерной особенностью обеих групп пород является ярко выраженный натровый тип щелочности и микроэлементный состав, отвечающий базальтам E-MORB-типа (рис. 9).

3. Микститовая толща, развитая на границе вышеуказанных вулканогенных толщ. Матрикс микститов представлен тектоническими брекчиями базальтов. В олистолитах наблюдались известняки, силициты, субщелочные базальты, габброиды, серпентиниты.

4. Карбонатная толща сложена известняками, доломитами, калькаренитами, мелкообломочными карбонатными конглобрекчиями. В известняках установлен комплекс водорослей раннего кембрия, представленных видами *Epiphyton induratum* Korde, *Proaulopora rarissima* Vologd., *Tubulophyllum victori* Krasnop. (определения М.А. Лучининой).

3. Структурно-вещественные комплексы окраинных палеобассейнов. СВК представлены флишевой толщей. В российской части Джидинской зоны флиш расчленен на 5 породных ассоциаций: псефитовую (ПА), терригенную (ТА), терригенно-карбонатную (ТКА), карбонатную (КА) и олистостромовую (ОА) [Филимонов, 2003]. ПА сложена слоистыми конгломератами и песчаниками с ритмичной слоистостью. Эти породы связаны фаціальными переходами. ТА характеризуется резким преобладанием песчаников, наличием мощных (до десятков метров) горизонтов массивных неясно слоистых амальгамированных песчаников и отсутствием известняков. ТКА выделяется по присутствию прослоев и слоев смешанных терригенно-карбонатных пород, наличию тонких слоистых текстур и многопорядковой ритмичности. Для состава псаммитов ТКА характерна значительная карбонатная составляющая. КА выделяется по преобладанию смешанных терригенно-карбонатных пород и известняков,

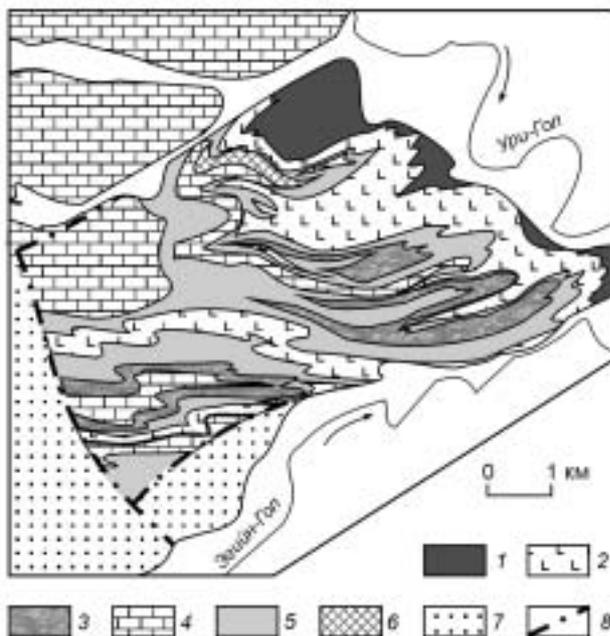


Рис. 8. Геологическая схема Ургольского гайота.

1 — серпентинитовый меланж с фрагментами блоков апогипербазитовых серпентинитов, полосчатых и изотропных габбро, габбро-пироксенитов, габбро-долеритов и долеритов; 2 — толща пиллоу-лав субщелочных базальтов; 3 — толща субщелочных вулканитов (базальты, трахиандезитобазальты, вулканокластиты); 4 — карбонатная толща (C_1); 5 — микститовая толща; 6 — вулканомиктовые конгломераты; 7 — флишевая толща; 8 — разломы.

Таблица 3. Содержание петрогенных (мас.%) и редких элементов (г/т) в представительных пробах вулканитов Ургольского гайота

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	46.00	45.48	46.12	44.70	45.15	46.85	55.40	50.00	52.20	50.22	49.30	51.66	49.30	46.60	53.60	48.30	49.80	52.20
TiO ₂	1.83	2.76	2.77	2.91	2.36	2.39	1.27	1.11	1.10	1.61	1.55	1.00	1.16	3.62	2.70	2.96	1.66	1.10
Al ₂ O ₃	15.15	13.95	14.40	14.58	12.55	15.14	14.20	15.70	17.50	14.57	14.67	13.73	16.00	16.90	15.70	15.70	16.50	17.50
Fe ₂ O ₃	9.38	12.04	12.73	11.32	11.23	10.59	2.47	5.05	3.11	10.87	11.37	9.90	4.52	12.05	4.09	5.51	4.44	3.11
FeO	—	—	—	—	—	—	7.83	5.03	5.61	—	—	—	—	4.48	6.68	5.96	7.35	5.61
MnO	0.16	0.17	0.19	0.16	0.15	0.16	0.20	0.14	0.12	0.18	0.20	0.13	0.15	0.07	0.05	0.11	0.13	0.12
MgO	4.60	5.82	5.14	4.22	5.45	5.30	5.38	6.01	4.59	7.52	5.97	6.28	7.00	4.05	3.74	5.00	5.22	4.59
CaO	13.88	10.28	10.56	12.22	14.02	10.49	4.30	9.25	5.76	7.33	9.56	6.91	6.80	1.70	1.16	5.18	6.72	5.76
Na ₂ O	3.66	3.58	3.25	3.65	3.34	3.55	5.70	4.07	4.00	4.37	4.33	5.88	4.91	3.85	4.95	5.69	2.88	4.00
K ₂ O	0.07	0.19	0.14	0.25	1.00	0.09	0.56	0.09	0.37	0.07	0.31	0.17	0.22	1.28	0.86	0.25	0.78	0.37
P ₂ O ₅	0.18	0.30	0.32	0.63	0.19	0.15	0.14	0.08	0.20	0.12	0.14	0.08	0.08	0.29	0.62	0.63	0.26	0.20
П.п.п.	4.81	5.14	4.24	5.08	5.18	4.85	2.57	3.54	4.80	2.90	2.65	4.55	4.48	4.79	5.22	4.80	4.13	4.80
Сумма	99.72	99.71	99.86	99.72	100.62	99.56	100.02	100.07	99.36	99.76	100.05	100.29	100.23	99.68	99.37	100.09	99.87	99.36
Nb	10	18	16	18	8	5	—	—	—	13	15	5	—	—	—	—	—	—
Zr	113	181	190	165	121	107	—	—	—	91	108	54	—	—	—	—	—	—
Y	33	48	47	54	36	31	—	—	—	28	33	24	—	—	—	—	—	—

Примечание. 1—9 — подушечные лавы субщелочных базальтов; 10—18 — субщелочные вулканиты. Анализы 1—6 и 10—12 выполнены в Институте геохимии СО РАН (г. Иркутск) методами атомной абсорбции и РФА (аналитики А.Л. Финкельштейн, С.И. Шигарава). Анализы 7—9 и 13—18 выполнены в Геологическом институте СО РАН (г. Улан-Удэ) атомно-абсорбционным методом (аналитики В.А. Иванова, Г.И. Булдаева).

присутствию прослоев силицитов. ОА сложена микститами с текстурами оползания. Матрикс микститов — псаммоалевропелитовый. Олистоциты представлены породами ТКА и КА (карбонатные песчаники, известняки, кремнистые породы).

Генетическая типизация отложений флишевой толщи проведена на базе фациальных моделей ископаемых глубоководных конусов [Mutti, 1977; Shanmugam, 2000]. ПА сопоставлена с фациями выполнения проксимальных каналов верхнего конуса выноса. По строению конгломераты и песчаники могут сопоставляться с упорядоченными (слоистыми) фациями глубоководных осадочных отложений. Наблюдавшиеся текстуры вполне допускают интерпретацию фаций в рамках моделей грубозернистых турбидитов [Lowe, 1982]. В ТКА повторяющиеся серии литофаций представлены фациями канального выполнения, неканализованных турбидитов и прирусловых валов. КА типизируется как комбинации фаций пелагической фоновой седиментации (силициты, алевропелиты) и дистальных частей каньонно-веерных систем. Отложения ОА интерпретируются как мегатурбидиты, связанные с внутрибассейновыми поднятиями начальных этапов закрытия палеобассейнов [Филимонов, 2003]. Геодинамическая обстановка палеобассейна, сопряженного с островными дугами, реконструирована по минеральному составу кластики псаммитов. Установлено, что обломочные породы флиша имели два источника питания — островная дуга и постройки гайота [Гордиенко, Филимонов, 2003]. Флишевая толща датируется по комплексам микрофоссилий (миоспоры, акритархи, хитинозои) широким интервалом ордовика—девона [Минина, 2003; Руженцев и др., 2005].

4. Коллизионные структурно-вещественные комплексы. В пределах Джидинской зоны изучен ряд массивов коллизионных гранитоидов: Дархинтуйский, Барунгольский, Хулдатский (см. рис. 2) [Хромова, Елбаев, 2004; Резницкий и др., 2005].

Дархинтуйский и Барунгольский массивы сложены биотитовыми или роговообманково-биотитовыми тоналитами, реже плагиогранитами. Породы массивов прорывают комплекс основания Джидотского гайота. Возраст гранитоидов Дархинтуйского массива — раннеордовикский и оценивается интервалом от 489 ± 2 млн лет (U-Pb датирование по циркону) [Елбаев, Гороховский, 2005] до 476 млн лет (Ag-Ag датирование по биотиту) [Резницкий и др., 2005]. *Хулдатский массив* сложен диоритами, кварцевыми диоритами и гранодиоритами раннеордовикского возраста (490 ± 2 млн лет, U-Pb метод по циркону). Гранитоидная ассоциация рассматриваемого СВК определяется как известково-щелочная тоналит-трондьемит-гранитная. Характерной особенностью гранитоидов является: пониженная и существенно натровая ($Na/K = 1.5—2$) щелочность, низкое Cr/V отношение (около 0.24) и пониженное содержание большинства литофильных и редких элементов (K, Rb, Y, Nb, PЗЭ). Тоналиты Дархинтуйского и Барунгольского массивов имеют резко дифференцированное распределение редкоземельных элементов с

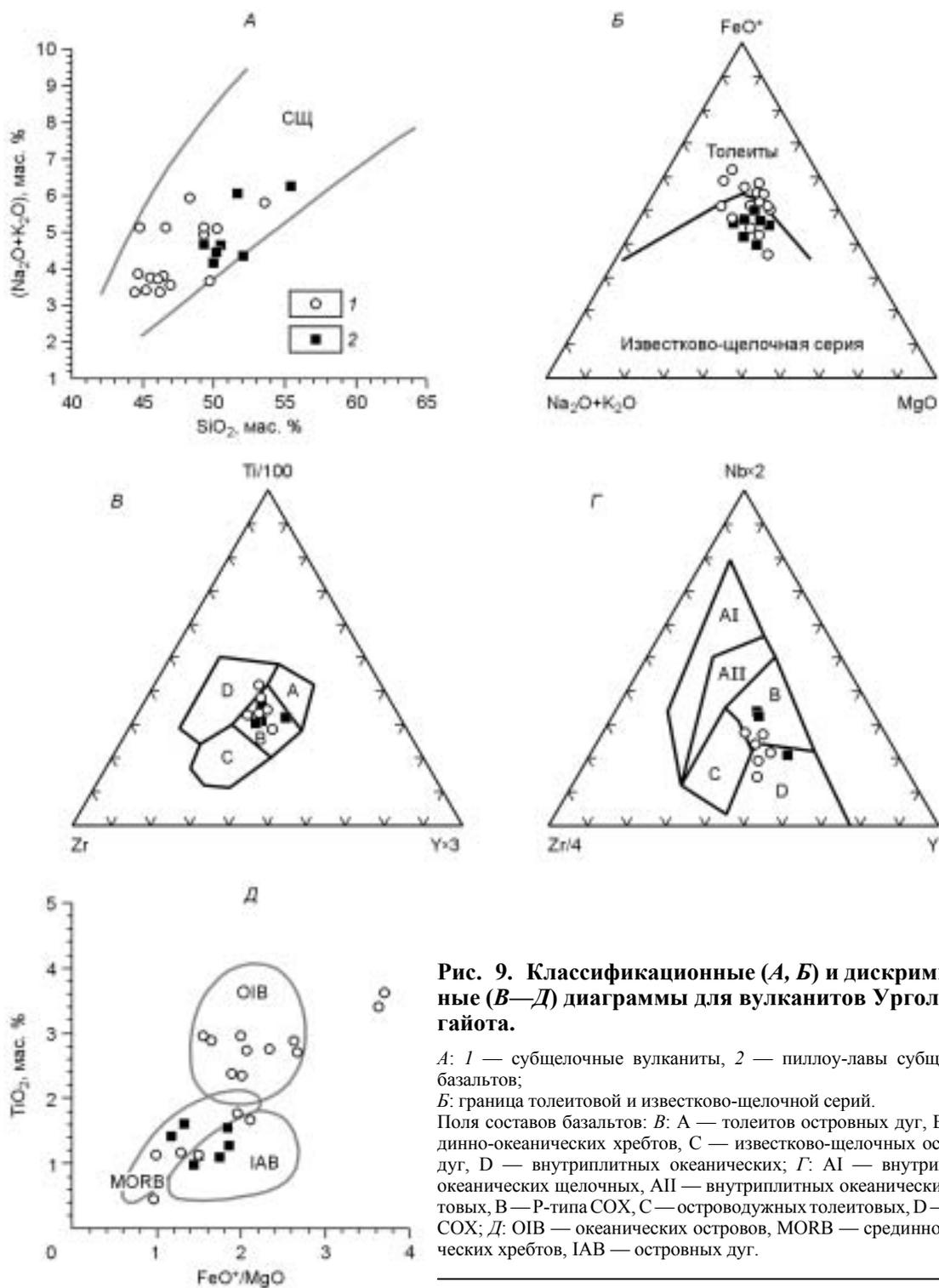


Рис. 9. Классификационные (А, Б) и дискриминантные (В—Д) диаграммы для вулканитов Ургольского гайта.

А: 1 — субщелочные вулканиты, 2 — пиллоу-лавы субщелочных базальтов;

Б: граница толеитовой и известково-щелочной серий.

Поля составов базальтов: В: А — толеитов островных дуг, В — срединно-океанических хребтов, С — известково-щелочных островных дуг, D — внутриплитных океанических; Г: АI — внутриплитных океанических щелочных, АII — внутриплитных океанических толеитовых, В — P-типа COX, С — островодужных толеитовых, D — N-типа COX; Д: OIB — океанических островов, MORB — срединно-океанических хребтов, IAB — островных дуг.

дефицитом тяжелых РЗЭ по отношению к легким $(La/Yb)_n = 45—39$. При этом Eu-аномалия почти не проявлена. Все это позволяет предполагать, что рассматриваемые гранитоиды являются продуктом частичного плавления исходного базитового субстрата. С этим согласуются и достаточно низкие I_S (0.7045). Тоналиты Дархинтуйского и гранодиориты Хулдатского массивов имеют низкие величины $\epsilon_{Nd}(T)$ от +1.1 до -2.2 и среднерифейские значения $T_{Nd}(DM) = 1.4—1.1$ млрд лет, что свидетельствует о формировании исходных расплавов при плавлении преимущественно долгоживущего корового материала. Иными словами, к моменту становления массивов уже произошло совмещение каледонского ювенильного и древнекорового источников [Резницкий и др., 2005].

ОБСУЖДЕНИЕ МАТЕРИАЛОВ

Как указывалось выше, Джидинская островодужная система сложена рядом взаимосвязанных структур: энсиматическая островная дуга с аккреционной призмой, океанические острова (гайоты), окраинные палеобассейны. Ниже приводится обсуждение полученных материалов по строению и эволюции этих структур в венде—палеозое.

Модель строения и эволюции Джидинской энсиматической островной дуги. Различные части островодужного СВК Джидинской системы формируют единый временной формационный ряд энсиматической островной дуги. Взаимоотношения отдельных подразделений СВК определяются по составу обломков в обломочных породах, закономерными изменениями в составе магматических продуктов (толеитовая, бонинитовая, известково-щелочная серии) и обстановок седиментации и вулканизма (глубоководные — мелководные — субаэральные).

Начальный этап развития Джидинской островной дуги фиксируется породными ассоциациями тел базитов-гипербазитов расслоенного кумулятивного комплекса, плагиогранитов толеитового ряда, представляющего собой фрагменты океанической коры основания энсиматической дуги. Примитивные островодужные толеиты и бониниты базальтовой толщи фиксируют начальные стадии эволюции островодужного магматизма в обстановках фронтальной дуги. По мере развития островодужной системы толеиты сменяются базальтами известково-щелочной серии, в ассоциации с которыми отмечаются бониниты.

Следующий этап развития дуги связан с появлением дифференцированных вулканитов, формировавших постройки вулканической дуги. В это же время (ранний кембрий) формируются узкие карбонатные шельфы вулканических островов. Отдельные постройки на этом этапе могли достигать уровня моря, что фиксируется присутствием карбонатных фаций зоны действия волн и приливных течений (оолитовые известняки).

Переход островной дуги от юной стадии к развитой связывается с интенсивным кислым и средним вулканизмом (андезит-риолитовая толща), сопровождавшимся в конце среднего кембрия внедрением интрузий плагиогранит-диоритового комплекса, прорывающего все ранние островодужные образования. Позднее в ходе вулканической деятельности сформировалась мощная толща средних туфов, туффитов и тефроидов. Поставка больших объемов обломочного материала привела к подавлению карбонатной седиментации. Накопление туфовой толщи происходило в субаквальных условиях в обстановках резко расчлененного рельефа, обусловленного дифференцированными блоковыми тектоническими движениями. Наличие крупных тектонических уступов фиксируется широким распространением тел грубообломочных отложений в составе туфовой толщи.

Реконструкции и модель формирования Джидотского и Уригольского гайотов. Закономерная смена обстановок осадконакопления и вулканизма при формировании СВК гайотов от относительно глубоководных (толщи подушечных лав) к мелководным и даже субаэральным (толщи субщелочных вулканитов, карбонатные и конгломератовые толщи) указывает на рост вулканических поднятий. Одновременно происходит закономерная эволюция составов продуктов вулканизма, связанная с миграцией океанической плиты над „горячей точкой“ (толеиты, ферробазальты переходной серии, гавайиты). Получены и прямые доказательства перемещения Джидотского гайота в процессе его роста. По палеомагнитным данным установлены три группы палеоширот — для подушечных лав толщи толеитовых базальтов типа N-MORB — 19.2—20.3° с.ш.; для субщелочных внутриплитных базальтов — 20.3—20.6° и 15.6° с.ш. [Гордиенко, Михальцов, 2001].

В современном состоянии СВК изученных гайотов представляют собой систему тектонических чешуй и покровов с интенсивным внутренним структурным расслоением. Границы крупных покровов обычно маркируются мощными пачками олистостромов и телами меланжей. По особенностям строения изученные гайоты хорошо сопоставляются с ископаемыми гайотами Тяньшаньского сектора Туркестанского палеоокеана и поэтому, несмотря на отсутствие детальной стратиграфической основы, можно использовать разработанные ранее модели тектонической эволюции этих гайотов для интерпретации комплексов гайотов Джидинской островодужной системы [Леонов и др., 2002]. В соответствии с рассматриваемыми моделями на раннем этапе ($V - E_1$) на коре океанического типа происходил рост вулканической постройки гайотов. Начиная с кембрия, на вершине вулканических поднятий в связи с их отмиранием и „проседанием“ формировались рифовые карбонатные постройки. Проседание постройки гайотов, вероятно, было связано с медленным и длительным процессом пластического течения и метаморфизма, гравитационного расплющивания, тектонического расслоения и латерального расползания базитового фундамента. Вещественным выражением структур расползания фундамента являются апобазитовые тектониты (толща мафических брекчий). По своему положению в геологической структуре и строению изученные нами гайоты (симаунты) представляют собой полный аналог раннепалеозойским гайотам Горного Алтая, сложенным пиллоу-лавами океанических толеитов, сменяющихся вверх высокотита-

нистыми субщелочными базальтами, перекрытыми кремнисто-карбонатными осадками. Так же как и в Джидинской зоне, постройки этих гайотов окружены олистостромами и терригенными толщами раннего кембрия [Добрецов и др., 2004].

Общая модель эволюции Джидинской островодужной системы. Реконструкция основных этапов формирования современной структуры Джидинской зоны палеозоид ЦАСП до сих пор остается сложной проблемой из-за отсутствия надежных данных о времени формирования СВК и их элементов. Главная проблема заключается в том, что в осадочных отложениях островной дуги, гайотов, окраинных палеобассейнов, наряду с раннекембрийской фауной и флорой, обнаружена микрофауна (конодонты, миоспоры, акритархи, хитинозои и др.) девона и карбона. Необходимо отметить, что осадочные отложения с этой микрофауной в отдельных местах прорываются коллизионными гранитоидами раннеордовикского возраста, которые определяют верхнюю границу становления островодужной системы. В настоящее время среди СВК Джидинской зоны выделяются образования, фиксирующие различные стадии развития Палеоазиатского океана [Альмухамедов и др., 1996; Гордиенко, Филимонов, 2003; Gordienko, Filimonov, 2005]. Установлены также СВК, формировавшиеся в ходе двух коллизионных событий в палеозое [Гордиенко и др., 2004]. На современной стадии изученности региона в геодинамической эволюции Джидинской островодужной системы можно выделить следующие основные этапы (рис. 10).

Верхний рифей. Формирование океанической коры в спрединговых зонах крупного океанического палеобассейна. В Джидинской зоне фрагменты этой коры присутствуют в базит-гипербазитовых комплексах аккреционной призм островной дуги и основания гайотов.

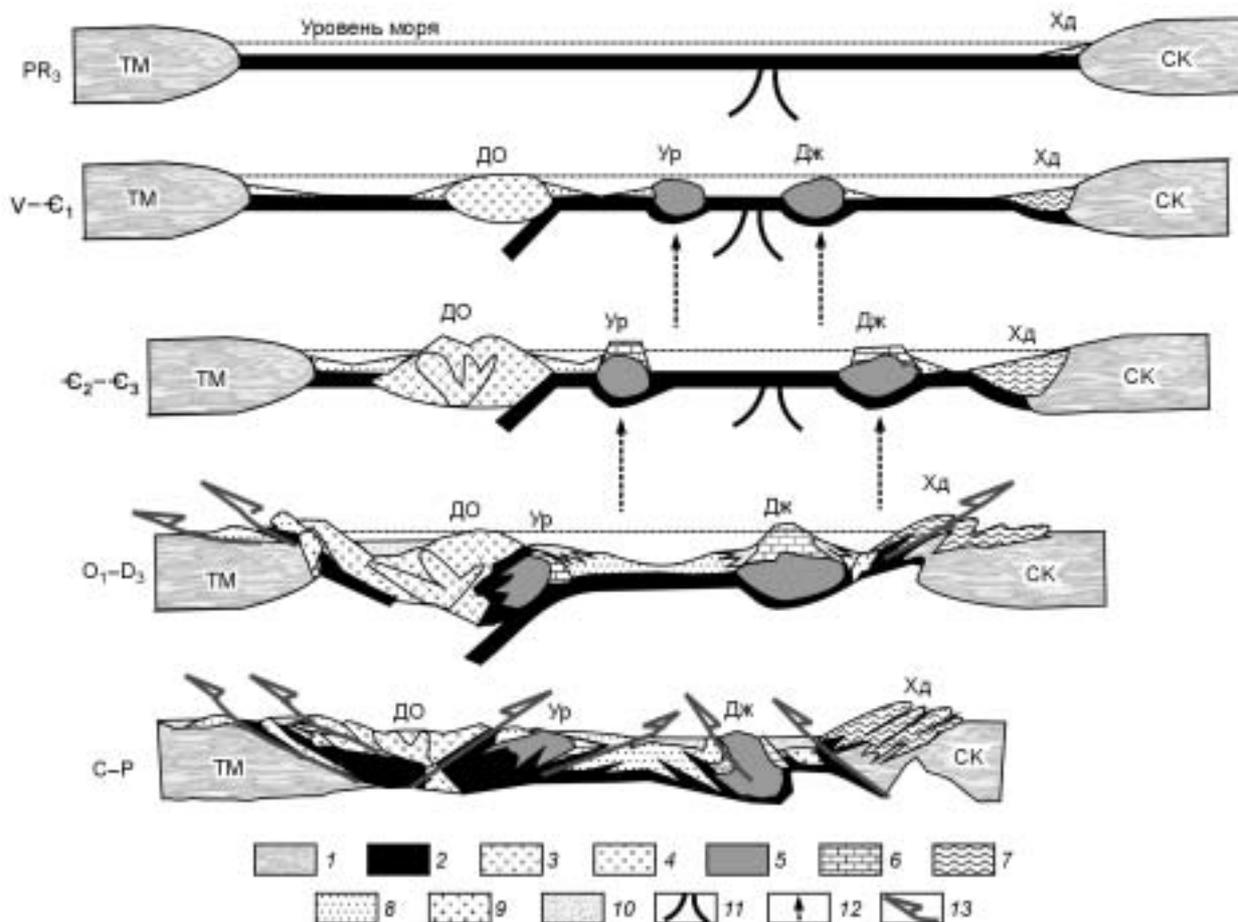


Рис. 10. Принципиальная схема геодинамической эволюции Джидинской островодужной системы в докембрии—палеозое.

1 — континентальная кора, 2 — океаническая кора, 3 — островодужные вулканиты, 4 — островодужный плагиигранит-диоритовый комплекс, 5 — вулканиты гайотов, 6 — осадочные отложения „шапок“ гайотов (известняки, доломиты, силициты, вулканомиктовые конгломераты), 7 — турбидиты пассивной континентальной окраины, 8 — турбидиты активной континентальной окраины, 9 — коллизионный плагиигранит-тоналитовый комплекс, 10 — молассы, олистостромы, 11 — спрединговые зоны, 12 — „горячие точки“, 13 — границы тектонических покровов.

Структурные подразделения: СК — Сибирский кратон, ТМ — Тувино-Монгольский микроконтинент, Хд — Хамардабанская зона, ДО — Джидинская островная дуга, Дж — Джидотский гайот, Ур — Уригольский гайот.

Венд—нижний кембрий. В палеоокеаническом бассейне началось формирование океанических островов в виде крупных щитовых вулканов над „горячей точкой“, сложенных высокохромистыми толеитами типа N-MORB. К началу кембрия эти поднятия достигли уровня карбонатной компенсации и на них начали накапливаться карбонатные осадки. Предположительно в венде также началось формирование Джидинской энсиматической островной дуги. Начало формирования этой дуги фиксируется комплексами низкотитанистых примитивных толеитов и бонинитов, несколько позже сменившихся излияниями базальтов известково-щелочной серии. С начала кембрия островодужные постройки достигли уровня моря, появились морфологически выраженные поднятия вулканических дуг, начали формироваться карбонатные островные шельфы. С данным этапом связывается и начало андезитового вулканизма. В это время на океанических островах начала и продолжала формироваться вулканическая постройка, сложенная породами субщелочной серии.

Средний—верхний кембрий. В среднем кембрии в островной дуге продолжался преимущественно андезитовый вулканизм. Поднятия гайотов, вероятно, достигали уровня моря, о чем свидетельствует присутствие оолитовых известняков волноприбойной зоны и широкое распространение вулканитов с краснокаменными изменениями. Начиная с верхов среднего кембрия, островная дуга переходит в развитую стадию. Ее начало фиксируется внедрением интрузий плагиогранит-тоналит-диоритового комплекса. В верхнем кембрии и, возможно, в начале ордовика резко возрастают масштабы среднего вулканизма и формируется крупная вулканическая постройка, сложенная в основном шлейфами вулканокластитов. С начала верхнего кембрия обломочный материал шлейфов средних вулканокластитов активно перемещался и отлагался турбидитными потоками в глубоководном преддуговом бассейне с формированием флиша.

Ранний ордовик—поздний девон. С концом кембрия, вероятно, связано начало общего закрытия океанических палеобассейнов, завершение формирования Джидинской островодужной системы и превращения ее в Джидинскую зону палеозоид аккреционно-коллизийной окраины Сибирского континента. В раннем ордовике формируются отдельные коллизийные зоны, в которых происходит утолщение коры в результате тектонического скупивания. В этих частях происходило внедрение коллизийных гранитоидов плагиогранит-тоналитовой серии. Далее, вероятно, прекращаются островодужный вулканизм и вулканическая деятельность, связанная с „горячей точкой“. Во второй половине ордовика преддуговый глубоководный бассейн трансформировался в остаточный. В нем продолжалось накопление продуктов денудации поднятий, сложенных островодужными комплексами.

Карбон—пермь. В это время происходят завершающие процессы трансформации остаточного бассейна и сформированных аккреционных структур Джидинской зоны в горно-складчатое коллизийное сооружение. По-видимому, в начале карбона, в режиме общего сжатия формируется серия полого залегающих покровов, сложенных фрагментами структурно-вещественных комплексов островной дуги, гайотов и флиша. Этот период фиксируется реликтами полого падающих на северо-северо-запад структур в образованиях островодужного СВК и телами олистостромов, формирующихся на фронте надвигов (олистостромовая ассоциация флиша). В конце карбона господствуют обстановки внутриконтинентальной коллизии и тектонических дислокаций с ведущей ролью сдвиговой составляющей [Берзин, 2003; Гордиенко и др., 2004]. Эта геодинамическая обстановка фиксируется развитием дислокационного зеленосланцевого метаморфизма низкотемпературной субфации. На завершающем этапе в позднем карбоне — ранней перми внедряются интрузии постколлизийных анорогенных гранитоидов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В истории геодинамического развития Джидинской островодужной системы можно видеть закономерное превращение океанического бассейна в покровно-складчатое аккреционно-коллизийное сооружение. Реставрируемый палеобассейн имел все элементы типичного океана: развитую систему спрединговых зон, разбитую на отдельные сектора зонами трансформных разломов, океанические острова или плато (гайоты), энсиматические островные дуги, окраинные бассейны. В аккреционную призму энсиматических островных дуг попадали постепенно различные типы образований прежнего палеоокеана, а именно: базальт-бонинитовые лавы основания островных дуг, субщелочные базальты океанических островов (гайотов), крупные тела (протрузии) базит-гипербазитов, которые иногда возвышались над океаническим дном, а также гемипелагические осадки океанического бассейна. Таким образом, геодинамическую ситуацию в венд-кембрийское время можно сравнить с современной западной окраиной Тихого океана. Столкновение островных дуг между собой и с „микроконтинентами“ определило начало формирования покровно-складчатой аккреционно-коллизийной структуры Джидинской зоны палеозоид ЦАСП, внедрение гранитоидных массивов и формирование остаточных бассейнов. Эти коллизийные процессы привели к полному закрытию океанического бассейна и включению Джидинской зоны в аккреционно-коллизийную окраину Сибирского континента. Последнее обстоятельство позволяет рассматривать вышеописанный океанический бассейн с энсиматическими островными дугами и гайотами как часть

Палеоазиатского океана, который располагался, как считал Л.П. Зоненшайн [Зоненшайн, 1976], между Сибирским континентом и Восточной Гондваной. Современные палеомагнитные исследования подтверждают эту точку зрения [Куренков и др., 2003].

Работа выполнена при поддержке интеграционной программы РАН и СО РАН „Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)“, а также РФФИ (гранты 02-05-65328, 05-05-64035, 05-05-97228).

ЛИТЕРАТУРА

Альмухамедов А.И., Гордиенко И.В., Кузьмин М.И. Природа офиолитов Джидинской зоны // Корреляция, петрология и рудоносность магматических и метаморфических комплексов, эндогенные процессы в литосфере: Тез. докл. V Восточно-Сибирского регион. петрограф. совещ. Иркутск, 1989, с. 58—59.

Альмухамедов А.И., Гордиенко И.В., Кузьмин М.И., Томуртоого О., Томурхуу Д. Джидинская зона — фрагмент Палеоазиатского океана // Геотектоника, 1996, № 4, с. 25—42.

Альмухамедов А.И., Гордиенко И.В., Кузьмин М.И., Томуртоого О., Томурхуу Д. Бониниты Джидинской зоны каледонид, Северная Монголия // Докл. РАН, 2001, т. 377, № 4, с. 526—529.

Бараш И.Г., Сальникова Е.Б., Резницкий Л.З., Котов А.Б., Ковач В.П. К проблеме возрастных соотношений метаморфизма слюдянского гранулитового и хамардабанского зонального метаморфических комплексов: результаты U-Pb геохронологических исследований // Материалы совещания „Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)“, Вып. 2, т. 1. Иркутск, Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2004, с. 27—30.

Беличенко В.Г. Нижний палеозой Западного Забайкалья. М., Наука, 1969, 208 с.

Беличенко В.Г., Боос Р.Г. Эволюция земной коры южного складчатого обрамления Сибирской платформы в палеозое // Эволюция земной коры в докембрии и палеозое (Саяно-Байкальская горная область). Новосибирск, Наука, 1988, с. 91—126.

Беличенко В.Г., Гелетий Н.К., Летникова Е.Ф. Карбонатные отложения островодужных серий венда—кембрия Джидинской зоны (Восточная Сибирь) // Докл. РАН, 1996, т. 348, № 1, с. 78—81.

Берзин Н.А. Геодинамическая и кинематическая эволюция юго-западной окраины Сибирского континента в среднем—позднем палеозое // Материалы совещания „Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)“. Иркутск, Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2003, с. 24—27.

Благонравов В.А., Зайцев Н.С. Джидинская зона ранних каледонид Монголии // Геотектоника, 1972, № 6, с. 55—64.

Гордиенко И.В. Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. М., Наука, 1987, 240 с.

Гордиенко И.В. Палеоокеанические и островодужные комплексы Джидинской зоны каледонид (Юго-Западное Забайкалье, Северная Монголия) // Ежегодник, Вып. 1. Улан-Удэ, ГИН БНЦ СО РАН, 1994, с. 8—10.

Гордиенко И.В. Индикаторные магматические формации Центрально-Азиатского складчатого пояса и их роль в геодинамических реконструкциях Палеоазиатского океана // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (12), с. 1290—1300.

Гордиенко И.В. Новые данные по геодинамической эволюции палеозоид Джидинской и Удино-Витимской зон Центрально-Азиатского складчатого пояса // Материалы совещания „Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса (от океана к континенту)“, Вып. 2, т. 1. Иркутск, Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2004, с. 54—56.

Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозоид складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (1), с. 53—70.

Гордиенко И.В., Михальцов Н.Э. Положение венд-раннекембрийских офиолитовых и островодужных комплексов Джидинской зоны каледонид в структурах Палеоазиатского океана по палеомагнитным данным // Докл. РАН, 2001, т. 379, № 4, с. 508—513.

Гордиенко И.В., Филимонов А.В. Магматизм, метаморфизм и деформации литосферы на стадии закрытия Палеоазиатского океана: результаты исследований в Джидинской зоне палеозоид Центрально-Азиатского складчатого пояса, нерешенные проблемы // Материалы совещания „Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)“. Иркутск, Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2003, с. 60—65.

Гордиенко И.В., Филимонов А.В., Михальцов Н.Э. Состав и структурное положение урминской толщи позднего девона в складчатом обрамлении юга Сибирской платформы по палеомагнитным данным // Докл. РАН, 2003, т. 388, № 5, с. 651—655.

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, Т. 1: Материалы XXXVII тектонического совещания. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал „Гео“, 2004, с. 107—110.

Гордиенко И.В., Ковач В.П., Гороховский Д.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Яковлева С.З., Загорная Н.Ю., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В. Вещественный состав, U-Pb возраст и геодинамическая позиция островодужных габброидов и гранитоидов Джидинской зоны (Юго-Западное Забайкалье, Северная Монголия) // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (8), с. 956—962.

Горнова М.А., Цыпуков М.Ю., Сандимирова Г.П., Смирнова Е.В. Плавление докембрийской мантии: геохимический анализ реститовых перидотитов периферийных блоков Сибирской платформы // Докл. РАН, 2001, т. 378, № 3, с. 383—386.

Горнова М.А., Альмухамедов А.И., Гордиенко И.В., Медведев А.Я., Томуртогоо О. Геохимические особенности перидотитов Джидинской зоны // Материалы совещания „Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)“, Вып. 3, т. 1. Иркутск, Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2005, с. 67—68.

Дистанова А.Н. Раннепалеозойский гранитоидный комплекс Джидинского района (Юго-Западное Забайкалье) // Раннепалеозойские гранитоидные формации Западного Забайкалья и Кузнецкого Алатау. Новосибирск, Наука, 1975, с. 49—123.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Сафонова И.Ю., Кох Д.А. Фрагменты океанических островов в структуре Курайского и Катунского аккреционных клиньев Горного Алтая // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (12), с. 1381—1403.

Донская Т.В., Склярв Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.Н., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г. Прибайкальский коллизионный метаморфический пояс // Докл. РАН, 2000, т. 374, № 1, с. 79—83.

Елбаев А.Л., Гороховский Д.В. Плагиограниты Джиди-Цакирского междуречья Джидинской зоны каледонид и их роль в палеогеодинамических реконструкциях // Строение литосферы и геодинамика: Материалы XXI Всерос. молодежной конференции. Иркутск, 2005, с. 135—136.

Зоненшайн Л.П. Реконструкция палеозойских океанов // Дрейф континентов. М., Наука, 1976, с. 28—71.

Ильин А.В. Геологическое развитие Южной Сибири и Монголии в позднем докембрии—кембрии. М., Наука, 1982, 116 с.

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Магматизм и геодинамика раннекаледонских структур Центрально-Азиатского складчатого пояса (изотопные и геологические данные) // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (12), с. 1280—1293.

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Томуртогоо О., Антипин В.С., Ковач В.П., Котов А.Б., Кудряшов Е.А., Сальникова Е.Б., Загорная Н.Ю. Геодинамика и корообразующие процессы ранних каледонид Баянхонгорской зоны (Центральная Монголия) // Геотектоника, 2005, № 4, с. 55—76.

Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Терентьева Л.Б., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Источники, ведущие механизмы формирования и эволюции континентальной коры каледонид Центральной Азии // Материалы совещания „Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)“, Вып. 2, т. 1. Иркутск, Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2004, с. 168—171.

Кузьмин М.И., Гордиенко И.В., Альмухамедов А.И., Антипин В.С., Баянов В.Д., Филимонов А.В. Палеоокеанические комплексы Джидинской зоны каледонид (Юго-Западное Забайкалье) // Геология и геофизика, 1995, т. 36 (1), с. 3—18.

Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М., Пробел-2000, 2004, 191 с.

Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. Геодинамика палеоспрединга. М., Изд-во ГЕОС, 2003, 294 с. (Тр. ГИН РАН, Вып. 490).

Леонов М.Г., Артамонов А.В., Виноградов В.И., Золотарев Б.П., Колодяжный С.Ю., Копорин В.И., Куренков С.А., Курносков В.Б., Леонов Ю.Г., Лучицкая М.В., Негруца В.З., Негруца Т.Ф., Некрасов Г.Е., Поляк Б.Г., Розен О.М., Соколов С.Д., Федоровский В.С., Чамов Н.П., Щипанский А.А., Яковлев Л.Е. Вертикальная аккреция земной коры (факторы и механизмы). М., Наука, 2002, 462 с. (Тр. ГИН РАН, Вып. 542).

Минина О.Р. Стратиграфия и комплексы миоспор отложений верхнего девона Саяно-Байкальской горной области: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2003, 19 с.

Мурдмаа И.О. Фации океанов. М., Наука, 1987, 303 с.

Налетов П.И. Стратиграфия центральной части Бурятской АССР. М., Госгеолтехиздат, 1961, 280 с.

Резницкий Л.З., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Васильев Е.П., Яковлева С.З., Ковач В.П., Федосеенко А.М. Возраст и продолжительность формирования флогопитовых и лазуритовых месторождений Южного Прибайкалья: результаты U-Pb геохронологических исследований // *Петрология*, 2000, т. 8, № 1, с. 74—86.

Резницкий Л.З., Бараш И.Г., Ковач В.П., Беличенко В.Г., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. Палеозойский интрузивный магматизм Джидинского террейна — новые геохронологические и Nd изотопные данные // *Материалы совещания „Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)“*, Вып. 3, т. 2. Иркутск, Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2005, с. 77—80.

Руженцев С.В., Минина О.Р., Аристов В.А., Катюха Ю.П., Голионко Б.Г. Тектоника Икат-Багдаринской и Джидинской зон Западного Забайкалья // *Проблемы тектоники Центральной Азии*. М., Геос, 2005, с. 171—196.

Филимонов А.В. Геологические формации и формационные ряды палеозоя Юго-Западного Забайкалья (условия формирования и геодинамическая интерпретация): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2003, 21 с.

Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. М., Изд-во Моск. ун-та, 1997, 319 с.

Хераскова Т.Н., Ильинская М.Н., Лувсанданзан Б. Венд-нижнепалеозойские формации каледонид Северной Монголии // *Раннегеосинклинальные формации и структуры*. М., Наука, 1987, с. 67—99. (Тр. ГИН АН СССР, Вып. 417).

Хромова Е.А., Елбаев А.Л. Островодужные и коллизионные гранитоиды Джидинской зоны каледонид (Юго-Западное Забайкалье) // *Тезисы докладов Второй Сибирской международной конференции молодых ученых по наукам о Земле*. Новосибирск, Изд-во Новосиб. ун-та, 2004, с. 190—191.

Gordienko I.V., Filimonov A.V. The Dzida zone of the Paleo-Asian ocean: main stages of geodynamic evolution (Vendian-Early Paleozoic oceanic, island-arc and back-arc basin complexes) // *Structural and tectonic correlation across the Central Asia orogenic collage: north-eastern segment (Guidebook and abstract volume of the Siberian Workshop IGCP 480)* / Ed. E.V. Sklyrov. Irkutsk, 2005, p. 99—164.

Herzberg C. Geodynamic information in peridotite petrology // *J. Petrol.*, 2004, v. 45, № 12, p. 2507—2530.

Herzberg C., O'Hara M.J. Plume-associated ultramafic magmas of Phanerozoic age // *J. Petrol.*, 2002, v. 43, № 10, p. 1857—1883.

Lowe D.R. Sediment gravity flows: II— depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents // *J. Sedim. Petrol.*, 1982, v. 52, p. 279—297.

Mutti E. Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (southcentral Pyrenees, Spain) // *Sedimentology*, 1977, v. 24, p. 107—131.

Shanmugam G. 50 years of turbidite paradigm (1950s—1990s): deep-water processes and facies models — a critical perspective // *Marine Petrol. Geol.*, 2000, v. 17, p. 285—342.

*Поступила в редакцию
6 мая 2006 г.*