

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ УДИНО-ВИТИМСКОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ ЗАБАЙКАЛЬСКОГО СЕКТОРА ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА В ПОЗДНЕМ РИФЕЕ—ПАЛЕОЗОЕ

**И.В. Гордиенко, А.Н. Булгатов, С.В. Руженцев*, О.Р. Минина, В.С. Климук,
Л.И. Ветлужских, Г.Е. Некрасов*, Н.И. Ласточкин, В.С. Ситникова, Д.В. Метелкин**,
Т.А. Гонегер, Е.Н. Лепехина*****

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

** Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7, Россия*

*** Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

**** Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ, 199106, Санкт-Петербург, Средний просп., 74, Россия*

На основе полученных новых структурно-геологических, петролого-геохимических, палеонтологических, геохронологических и палеомагнитных данных рассмотрена история геодинамического развития в позднем рифее—палеозое Удино-Витимской островодужной системы (УВОС) Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в составе Забайкальской зоны палеозоид. В ее строении выделено три структурных этажа, которые соответствуют трем временным этапам развития: верхнерифейский или позднебайкальский, венд-нижнепалеозойский или каледонский и средневерхнепалеозойский или герцинский. Для первого этапа характерно формирование островодужно-океанического фундамента Удино-Витимской островодужной системы, сложенного позднерифейскими офиолитами, осадочно-вулканогенными толщами с глубоководными кремнистыми отложениями, силлами метадолеритов, фиксирующими Баргузинно-Витимский океанический бассейн и Келянскую островную дугу. U-Pb изотопный возраст офиолитовой ассоциации составляет 971–892 млн лет, островодужных вулканитов — 837–789 млн лет. Во втором (каледонском) этапе произошли главные события по образованию крупной (свыше 150 тыс. км²) структуры УВОС, включающей Забайкальский океанический бассейн, преддуговой и задуговой осадочные бассейны и собственно вулканическую дугу. Приводится подробное описание крупных (свыше 100 км²) вулканотектонических структур УВОС (Еравнинской, Олдындинской, Абагинской и др.), на основе литолого-стратиграфических, петрогеохимических и геохронологических исследований венд-кембрийских вулканогенных пород и связанных с ними осадочных образований делается вывод о глубокой дифференцированности известково-щелочных вулканических серий и энсиалическом типе УВОС, современным аналогом которой является Курило-Камчатская островодужная система. Герцинский этап завершает длительный процесс становления УВОС. Получены новые биостратиграфические, петрогеохимические и геохронологические данные по возрасту осадочных и осадочно-вулканогенных толщ, слагающих наложенные грабен-синклинальные прогибы, выполненные продуктами размыва и тектономагматической переработки структур УВОС. Приводится общая модель геодинамического развития УВОС.

Вулканотектонические структуры, офиолиты, осадочно-вулканогенные породы, абсолютный возраст, геодинамика, эволюция, палеоспредиговые зоны, Палеоазиатский океан, Удино-Витимская островодужная система, Западное Забайкалье.

THE LATE RIPHEAN-PALEOZOIC HISTORY OF THE UDA-VITIM ISLAND-ARC SYSTEM IN THE TRANSBAIKALIAN SECTOR OF THE PALEOASIAN OCEAN

**I.V. Gordienko, A.N. Bulgatov, S.V. Ruzhentsev, O.R. Minina, V.S. Klimuk, L.I. Vetluzhskikh, G.E. Nekrasov,
N.I. Lastochkin, V.S. Sitnikova, D.V. Metelkin, T.A. Goneger, and E.N. Lepekhina**

New structural, petrological, chemical, isotope, and paleomagnetic data have provided clues to the Late Riphean-Paleozoic history of the Uda-Vitim island arc system (UVIAS) in the Transbaikalian sector of the Paleasian ocean, as part of the Transbaikalian zone of Paleozooids. The island-arc system consists of three units corresponding to main evolution stages: Upper Riphean (Late Baikalian), Vendian-Lower Paleozoic (Caledonian), and Middle-Upper Paleozoic (Hercynian). The earliest stage produced the base of the system composed of Late Riphean ophiolite (971–892 Ma, U-Pb) and volcanic (837–789 Ma, U-Pb) and sedimentary rocks (hemipelagic siliceous sediments and dolerite sills), which represent the Barguzin-Vitim oceanic basin and the Kelyana island arc. The main event of the second stage was the formation of the large UVIAS structure (over 150,000 km²), which comprised the Transbaikalian ocean basin, the forearc and backarc basins, and the volcanic arc itself and consisted of many volcanotectonic units exceeding 100 km² in area (Eravnoe, Oldynda, Abaga, etc.). Lithology, stratigraphy, major-element compositions, and isotope ages of Vendian-Cambrian volcanic rocks and associated sediments indicate strong differentiation of calc-alkaline series and the origin of the island-arc

system upon oceanic crust, in a setting similar to that of the today's Kuriles-Kamchatka island-arc system. The Middle-Upper Paleozoic stage completed the long UVIAS history and left its imprint in sedimentary and volcanic rocks in superposed trough basins. The rocks were studied in terms of their biostratigraphic and isotopic-age constraints, as well as major- and trace-element compositions, and were interpreted as products of weathering and tectonomagmatic rework of the UVIAS units. The synthesis of the data yielded a generalized geodynamic model of the UVIAS history.

Volcanotectonic structures, ophiolite, volcanosedimentary rocks, isotopic age, geodynamics, evolution, paleospreading zone, Paleasian ocean, Uda-Vitim island-arc system, Western Transbaikalia

ВВЕДЕНИЕ

В результате проведенных в последние годы детальных исследований в пределах Западного Забайкалья выделена и изучена Удино-Витимская островодужная система (УВОС), сформировавшаяся в позднем рифее—палеозое в области активного взаимодействия Сибирского кратона (континента) и Палеоазиатского океана [Гордиенко, 2004, 2006; Гордиенко, Миронов, 2008]. Ранее при тектоническом районировании Западного Забайкалья венд-кембрийские осадочные, осадочно-вулканогенные и магматические образования, входящие в настоящее время в УВОС, выделялись в качестве Удино-Витимской структурно-фациальной зоны Западно-Забайкальской геосинклинали [Беличенко и др., 1962; Чернов, 1963], Удино-Витимской эвгеосинклинали [Язмир, 1966, 1972; Беличенко, 1969], Удино-Витимской зоны каледонид [Беличенко, 1977; Гордиенко и др., 1978], Удино-Витимской островной дуги или Еравнинского островодужного террейна [Гордиенко, 1984, 1987; Парфенов и др., 1996; Булгатов и др., 1997, 2004].

УВОС входит в состав более обширной Забайкальской зоны палеозоид, образовавшейся на позднебайкальском фундаменте и включающей как каледонские, так и тесно связанные с ними герцинские структуры. Последнее обстоятельство было выявлено в результате специальных тематических работ, где были подвергнуты ревизии, детально изучены практически все поля развития докембрийских и палеозойских осадочных, осадочно-вулканогенных и интрузивных пород, и получены новые геохронологические и палеонтологические данные, свидетельствующие о широком распространении в Западном Забайкалье прибрежно-морских и континентальных, осадочных и магматических комплексов среднего и верхнего палеозоя [Гордиенко, 1985; Минина, 2003; Гордиенко и др., 2006; Минина и др., 2007; Руженцев и др., 2007].

В строении исследованного района отчетливо выделяются три структурных этажа (позднебайкальский, каледонский и герцинский), сформированных в три временных этапа: верхнерифейский (доостроводужный), характеризующийся формированием докембрийского фундамента УВОС; венд-нижнепалеозойский, связанный с образованием главных структур Удино-Витимской островодужной системы (островной дуги, преддуговых и задуговых бассейнов); средневерхнепалеозойский (постостроводужный), характеризующийся денудацией (разрушением) УВОС и окружающих ее более древних структур, формированием наложенных герцинских прогибов, вулканотектонических структур, постколлизийных и внутриплитных гранитоидов. Ниже приводится характеристика этих структурных этажей и выделенных соответствующих им временных этапов геологического развития УВОС [Стратиграфический кодекс..., 2006].

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ УДИНО-ВИТИМСКОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ

Современная структура УВОС (рис. 1) протягивается от бассейна низовий р. Селенга на северо-восток до среднего течения р. Витим на расстояние около 800 км при ширине от 80—100 до 200 км. Южной и юго-восточной границей зоны служит полоса крупных разрывных нарушений (Тугнуй-Кондинский и др.), отделяющих УВОС от Яблоново-Малханской и Западно-Становой зон метаморфических и кратонных террейнов. Последние, в свою очередь, с юго-востока ограничены Монголо-Охотским структурным швом и сопряженными с ним крупными сдвигами, которые отделяют эти структуры от Аргунского кратонного террейна и полосы средневерхнепалеозойских турбидитовых террейнов Монголо-Охотского орогенного пояса. Северо-западная и северная границы УВОС менее четкие. Основные вулканические структуры УВОС сосредоточены в ее центральной части и на юго-востоке системы, в пределах так называемого Еравнинского островодужного террейна [Булгатов, Гордиенко, 1998, 1999]. Однако венд-палеозойские осадочные отложения распространены также за пределами последнего. Поэтому северо-западную границу УВОС мы расширили за счет структур позднерифейского Верхневитимского турбидитового террейна, на который была наложена венд-палеозойская структура УВОС. Таким образом, северо-западной и северной границами УВОС является зона крупных разрывных нарушений северо-восточного простирания, протягивающаяся от устья Селенги до р. Витим (устье р. Калар) и час-

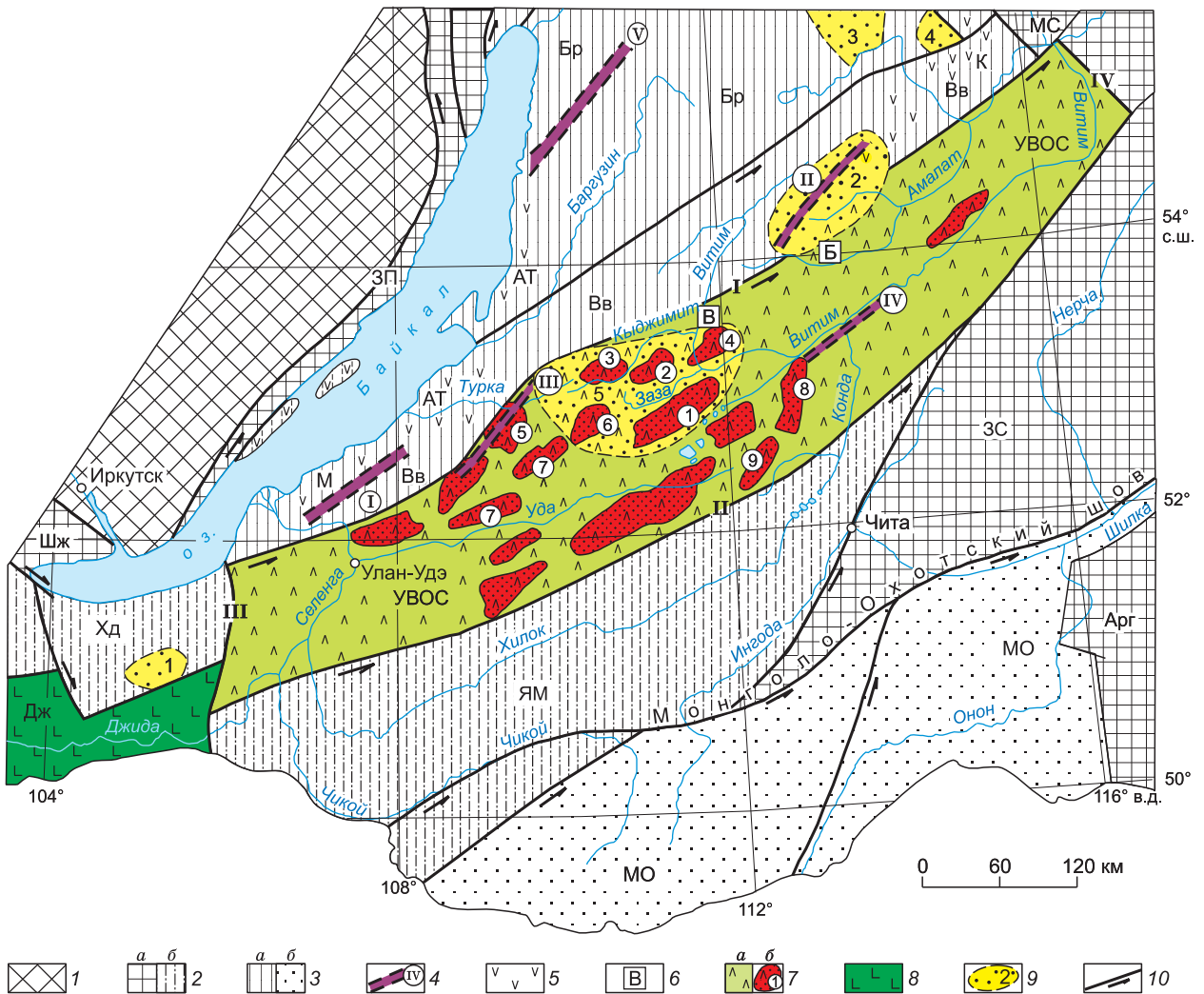


Рис. 1. Современное тектоническое положение Удино-Витимской островодужной системы среди докембрийских и палеозойских структур Забайкалья.

1 — Сибирский кратон; 2 — террейны: *а* — кратонные (AR—PR): Западно-Прибайкальский — ЗП, Шарыжалгайский — ШЖ, Западно-Становой — ЗС, Аргунский — Арг, Муйско-Становой — МС, *б* — метаморфические задуговые бассейны (PZ): Хамардабанский — Хд, Яблоново-Малханский — ЯМ; 3 — турбидитовые террейны: *а* — R_{2,3}; Баргузинский — Бр, Верхневитимский — Вв, *б* — PZ_{2,3}; Монголо-Охотский — МО; 4 — средневерхнерифейские спрединговые зоны с фрагментами офиолитов (римские цифры в кружках): I — Бурлинская, II — Шаманская (Усой-Точерская), III — Абага-Оланская, IV — Юмурченская, V — Бирамынская; 5 — фрагменты верхнерифейских и венд-кембрийских островных дуг в пределах Верхневитимского турбидитового террейна: Метешихинская — М, Ангино-Таланчанская — АТ, Келянская — К; 6 — участки широкого развития силлов метадолеритов в верхнерифейских метаморфических толщах Верхневитимского турбидитового террейна: Витимский — В, Байсинский — Б; 7 — Удино-Витимская островодужная система (УВОС) (*а*), с сохранившимися фрагментами венд-кембрийских вулканотектонических структур (*б*, арабские цифры в кружках): 1 — Еравнинская, 2 — Олдындинская, 3 — Кыджимитская, 4 — Бейсыханская, 5 — Абагинская, 6 — Мэгдэлгенская, 7 — Курбино-Онинская, 8 — Джидотойская, 9 — Верхнекондинская; 8 — венд-нижнепалеозойская Джидинская островодужная система (Дж); 9 — фрагменты наложенных герцинских прогибов (арабские цифры внутри контура): 1 — Урминский, 2 — Багдаринский, 3 — Уакитский, 4 — Бамбуйско-Олингдинский, 5 — Ульдзутуйско-Химгильдинский; 10 — крупные тектонические разломы с элементами сдвигов, ограничивающие УВОС: I — Селенгино-Витимский, II — Тугнуй-Кондинский, III — Боргой-Большереченский, IV — Калакан-Каларский. Гранитоиды, мезозойские и кайнозойские структуры не детализированы (сняты с карты).

точно совпадающая с Селенгино-Витимским структурным швом [Булгатов и др., 1978]. В современной структуре западная граница УВОС по крупному субмеридиональному Боргой-Большереченскому разлому контактирует со структурами Хамардабанского метаморфического террейна и Джидинской островодужной системой. На северо-востоке в бассейне р. Витим УВОС также по крупному Калакан-Каларскому разлому северо-западного простирания граничит с Муйско-Становым кратонным террейном фундамента Сибирской платформы.

Позднебайкальский (доостроводужный) этап. В развитии региона в среднем—позднем рифее много еще неясного и противоречивого. В это время (1020—720 млн л.н.) в результате распада суперконтинента Родиния образовался Палеоазиатский океан [Добрецов и др., 2005; Ярмолюк и др., 2006; Гордиенко, 2006; Метелкин и др., 2007; Зорин и др., 2009], который являлся заливом Палеопаифики [Моссаковский и др., 1998; Golonka et al., 2006]. В Западном Забайкалье в этот период в фундаменте УВОС активно формировались Баргузино-Витимский и Байкало-Муйский океанические бассейны и сопряженные с ними Келянская и Метешихинская островодужные системы. В этих районах широко распространены среднепозднерифейские сложнослоистые осадочно-метаморфические толщи, выделяемые в составе Баргузинского и Верхневитимского (Икатского) турбидитовых террейнов [Беличенко и др., 2006; Булгатов и др., 2006]. Среди осадочно-вулканогенных толщ этих террейнов повсеместно встречаются глубоководные кремнистые отложения и офиолитовые комплексы, сложенные серпентинизированными гипербазитами, габброидами и metabазальтами типа N- и E-MORB, указывающие на спрединговую природу Баргузино-Витимского бассейна. Кроме того, в докембрийских метаморфических толщах фундамента УВОС обнаружены многочисленные силлы метадолеритов океанической природы и фрагменты позднерифейских островодужных комплексов.

Вдоль северо-западной границы УВОС в шовных зонах в пределах Верхневитимского турбидитового террейна, слагающего доостроводужный фундамент УВОС, изучены фрагменты офиолитовых комплексов, которые объединяются нами в Шаманскую (Усой-Точерскую) и Бурлинскую (Итанца-Бурлинскую) палеоспрединговые зоны (см. рис. 1).

Шаманская палеоспрединговая зона выделена в северо-восточной части Верхневитимского турбидитового террейна в междуречье Точера—Усой и контролируется Олдындинской сдвиговой зоной северо-восточного простирания [Булгатов и др., 1978]. Офиолитовая ассоциация в этом районе впервые была описана Г.Л. Митрофановым и Н.Н. Митрофановой [1983] в верховьях р. Амандак (левый приток р. Багдарин) в виде узкой шовной зоны (трога) северо-восточного простирания. В ее составе выделены (снизу вверх): 1) апоперидотитовые, аподунитовые серпентиниты и талькиты, образующие линзы мощностью до 50 м среди темно-зеленых актинолитовых ортосланцев; 2) темно-зеленые средне- и мелкозернистые метагаббро; 3) темно-зеленые амфиболитизированные габбро-диабазы и диабазы, заключающие линзы серпентинизированных гипербазитов; 4) зеленовато-серые вулканиты базальтового и андезитового составов; 5) темно-зеленые актинолитовые ортосланцы. Общая видимая мощность 1000 м. Все породы расланцованы, тектонизированы, моноклинально под углами 50—60° падают к северо-западу и надвинуты по разлому северо-восточного простирания на породы точерской свиты (D₃—C₁tc). В настоящее время рассматриваемая структура представляет собой пакет тектонических пластин, в пределах которого совмещены разновозрастные структурно-формационные комплексы различной геодинамической природы (офиолитовые, островодужные, позднеколлизийные и др.) (рис. 2).

Позднерифейский возраст (971.9 ± 14 млн лет) офиолитовой ассоциации юго-западной части Усой-Точерской зоны определен U-Pb методом (SHRIMP-II) по цирконам в прожилках плагиогранитов среди metabазитов меланократового фундамента по р. Ауник [Некрасов и др., 2007]. Последующими работами нами были изучены все члены Шаманской (Усой-Точерской) офиолитовой ассоциации и уточнен их возраст [Гордиенко и др., 2009]. Так, в результате исследований U-Pb изотопных отношений в цирконах (ионный микрозонд SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург) установлено, что массивы кумулятивных габброидов, ассоциирующие с серпентинизированными гипербазитами в верховье р. Бол. Киро, имеют изотопный возраст 939 ± 11 млн лет, а конкордантный возраст базальтовой толщи в этой же зоне — 892 ± 16 млн лет. В обнажениях габбро наблюдаются дайки метадиабазов (габбро-долеритов), которые иногда прорывают также базальтовую толщу. Изотопный возраст аляскитовых гранитов Полютковского массива из этой же зоны составляет 908 ± 7.6 млн лет [Некрасов и др., 2006].

Габбро и базальты характеризуются широкими вариациями составов P3Э (табл. 1). Спектр их распределения в основном наклонный, редко плоский (рис. 3). Значения (La/Yb)_N варьируют от 1.07 до 7.32. Метабазальты и габбро Шаманской палеоспрединговой зоны относятся к обогащенному E-MORB типу. Отношение ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd колеблется в пределах 0.5128—0.5129 и ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0.7039—0.7059. Это свидетельствует о том, что источником магмы являлась обогащенная мантия, в первом приближении мантийные резервуары NIMU и EM1 [Грачев, 2003]. Большинство величин ε_{Nd}(T) (от +5.2 до +7.5) в metabазальтах указывает на то, что они образовались из ювенильного источника, при этом модельный их возраст T_{Nd}(DM-2) = 1024—1217 млн лет. В пределах Усой-Точерской (Шаманской) зоны и за ее пределами в фундаменте УВОС встречаются фрагменты позднерифейских островодужных ассоциаций, объединяемых нами в Келянскую островодужную систему [Гордиенко, 2006]. В пределах Шаманской зоны к ней относятся известково-щелочные кислые и средние вулканиты усойской толщи с U-Pb изотопным возрастом 837 ± 11 и 789 ± 8 млн лет [Некрасов и др., 2006], а также, по-видимому, габбро-диориты, диориты и тоналиты Шаманского массива, Sm-Nd возраст последних составляет 545 ± 19 млн лет [Рыщк и др., 2003].

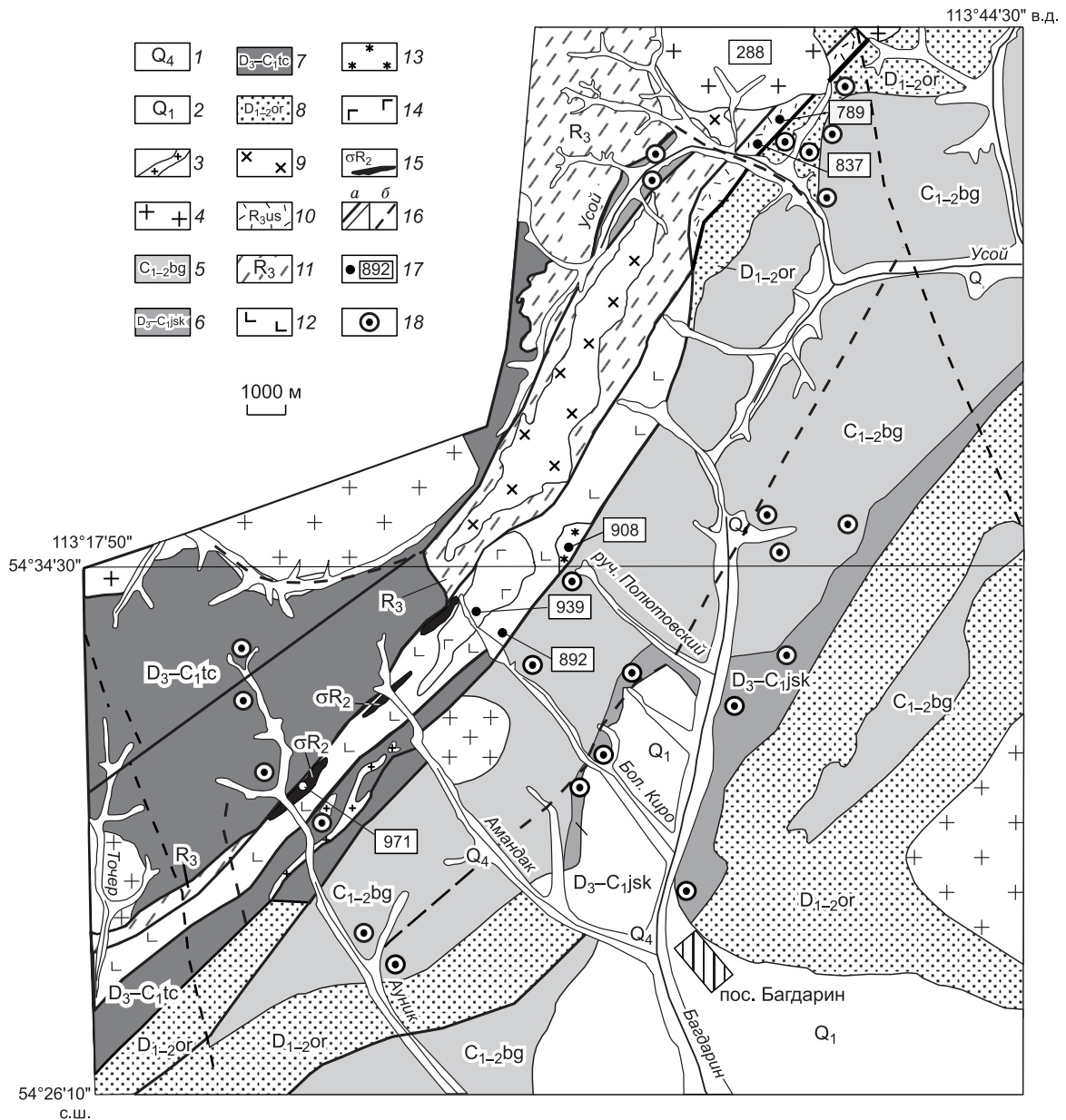


Рис. 2. Схематическая геологическая карта верхнерифейской Шаманской (Усой-Точерской) островодужно-океанической зоны и средневерхнепалеозойского Багдаринского наложенного прогиба (Северное Забайкалье).

1, 2 — четвертичные отложения: 1 — современные, 2 — раннечетвертичные; Багдаринский наложенный прогиб: 3 — мезозойские субвулканические гранит-порфиры, 4 — верхнепалеозойские гранитоиды, 5 — багдаринская свита (C_{1-2bg}): пестроцветные песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, с прослоями гравелитов, конгломератов и известняков, 6 — якинской свита (D_3-C_{1jak}): переслаивание песчаников, алевролитов, черных сланцев с горизонтами известняков; 7 — точерская свита (D_3-C_{1tc}): нерасчлененная, 8 — ороченская свита (D_{1-2or}): известняки, углистые сланцы и доломиты, алевролиты, мергели; Келянская островодужная ассоциация позднего рифея: 9 — габбро-диориты, диориты, тоналиты, 10 — андезитобазальты, дациты, риолиты, игнимбриты и их туфы (усойская свита — R_{3us}); Шаманская офиолитовая ассоциация позднего рифея: 11 — гемипелагические отложения нерасчлененные (сивоконская, суванихинская, ципиканская и др. свиты), 12 — базальты N- и E-MORB, 13 — плагиограниты, 14 — габбро, габбро-пироксениты с дайками габбро-долеритов, 15 — серпентинизированные гипербазиты, листвениты, талькиты; 16 — разрывные нарушения: установленные (a), предполагаемые (б); 17 — место отбора проб магматических пород с указанием их U-Pb изотопного возраста (млн лет) по опубликованным и неопубликованным данным авторов настоящей статьи (см. текст); 18 — места находок средне- и верхнепалеозойской фауны и флоры.

Таблица 1. Содержание РЗЭ (г/т) в метабазах и метагаббро палеоспредиговых зон и участков Верхневитимского позднерифейского турбидитового террейна

Компонент	Шаманская зона													Б-05-03	Б-05-04
	Ш-4	К4-5	К6-2	КК-7	КК-8	22	17-1	КА-14	28	31	35	Ау-2	Ау-3		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13		
La	24	6.28	11.3	12.5	3.0	8.4	15.9	6.5	6.08	1.95	13.6	3.31	2.45	5.1	7.7
Ce	50	15.7	27.2	27.1	6.5	21.3	38.3	14.2	13.89	4.10	32.5	9.53	5.86	13	19
Nd	20	12.03	15.6	19.3	4.3	15.4	19.3	7.6	10.68	3.62	20.7	9.11	4.84	8	12
Sm	6.1	2.58	3.7	6.4	0.62	3.8	4.18	0.88	3.22	1.32	5.34	2.89	1.52	4.5	6.8
Eu	2.8	1.04	0.97	2.3	0.38	1.13	1.20	0.23	1.04	0.51	1.66	1.02	0.61	1.4	1.5
Gd	8.5	5.08	4.78	7.7	1.28	5.37	4.93	3.3	2.95	1.29	7.40	2.61	1.54	4.7	6.8
Dy	5.9	4.52	4.08	7.2	1.0	4.52	4.06	0.86	3.18	2.14	6.47	3.68	2.41	6.1	8.1
Ho	1.2	—	0.86	1.4	<0.08	0.76	0.9	0.16	0.56	0.45	1.43	0.71	0.50	1.1	1.5
Er	3.1	2.84	2.20	4.9	0.62	2.52	2.44	0.49	1.46	1.29	4.23	1.87	1.46	3.7	5.4
Yb	3.4	2.86	2.14	3.9	0.57	2.43	2.01	1.6	1.31	1.23	3.47	1.63	1.41	3.3	4.6
Lu	—	0.48	0.32	0.6	0.1	0.40	0.30	—	0.20	0.19	0.53	0.23	0.22	0.35	0.44
(La/Yb) _N	4.77	1.48	3.57	2.17	3.57	2.34	5.35	7.32	3.13	1.07	2.65	1.37	1.17	1.04	1.30

Окончание табл. 1

Компонент	Бурлинская зона						Байсинский участок					Витимский участок			
	Б-05-05	Б-05-06	Б-05-07	Б-05-08	5003	5005	Б-05-27	Б-05-32	5056	5056а	5034	В-13	В-14	В-16	В-20
	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
La	3.6	3.8	7.0	12.0	6.2	7.9	14.0	8.3	4.7	5.4	6.8	8.8	5.1	2.7	14.0
Ce	9	8	16	27	14	20	32.0	19.0	11.0	13.0	15.0	20.0	12.0	5.9	28.0
Nd	5	6.5	10.0	16.0	11.0	12.0	25.0	12.0	7.0	6.6	8.0	13.0	8.0	5.0	21.0
Sm	1.9	2.3	4.0	5.2	4.0	4.1	9.2	4.7	3.4	3.1	3.3	5.0	—	—	7.2
Eu	0.71	0.75	1.5	1.7	1.0	1.0	2.6	1.4	1.2	1.2	0.83	1.5	1.1	1.4	2.4
Gd	2.5	2.2	5.0	6.0	4.0	3.8	10.0	5.1	4.2	4.5	3.0	7.4	4.1	—	7.8
Dy	2.5	2.7	5.5	6.5	4.2	4.0	10.0	6.0	4.8	5.0	3.0	6.1	3.9	—	6.9
Ho	0.69	0.6	0.98	1.15	0.8	0.74	1.6	1.1	0.82	0.82	0.6	1.2	0.8	—	1.5
Er	1.9	2.0	3.5	4.0	3.0	2.8	5.7	3.7	2.5	2.6	2.2	3.0	1.7	1.1	3.7
Yb	1.7	1.8	3.1	3.5	2.6	2.5	4.5	3.3	1.8	1.9	2.1	3.0	2.0	1.1	3.4
Lu	0.2	0.29	0.42	0.5	0.3	0.34	0.49	0.4	0.21	0.22	0.22	0.28	0.24	0.14	0.37
(La/Yb) _N	1.43	1.43	1.52	2.31	1.61	2.13	2.1	1.7	1.76	1.92	2.21	1.98	1.72	1.66	2.78

Примечание. 1 — метагаббро, 2—30 — метабаза. Содержание РЗЭ определено химико-спектральным методом в ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ) и методом ICP MS в ИГХ СО РАН (г. Иркутск).

По нашему мнению, полученный возраст отражает предкембрийский зеленосланцевый метаморфизм этих магматических пород. Состав и возраст пород Шаманской палеоспредиговой зоны и расположенных в этой зоне вулканитов Келянской островодужной системы хорошо коррелируется с Усть-Келянским офиолитовым и островодужным комплексами Байкало-Муйского пояса [Цыганков, 2005].

Бурлинская палеоспредиговая зона расположена на юго-западе Верхневитимского турбидитового террейна, во фронтальной части Метешихинской островной дуги, в верховье рек Итанца и Бурля (см. рис. 1). Метабазальты приурочены к итанцинской свите, в ее составе выделены литофациальные комплексы: кварцитопесчано-сланцевый, доломитокремнисто-сланцевый и известняково-кремнисто-сланцево-базальтовый. Первые два комплекса образовались в шельфовых условиях, третий, заключающий покровы базальтов, — в глубоководных условиях в структуре типа океанического трога или рифта. В его составе не отмечены терригенные породы, источником которых являлись бы континентальные блоки [Осокин и др., 1989; Макрыгина, Петрова, 2005; Булгатов и др., 2006]. К троговому комплексу приурочено Fe-Mn месторождение, связанное с подводной эксгаляционной деятельностью базальтового магматизма [Осокин и др., 1989], а также расслоенные базит-ультрабазитовые породы массива Острая Сопка. В метабазах Бурлинской зоны концентрации петрогенных оксидов и высокозарядных некогерентных элементов варьируют в значительных пределах: SiO₂ = 45.23, TiO₂ = 0.74—3.03, Al₂O₃ = 11.65—13.39, ΣFeO = 10.07—19.33, MnO = 0.19—0.32, MgO = 3.79—11.2, P₂O₅ = 0.05—0.17 мас.%, Y = 12—42, Zr = 30—100, Nb = 1.7—6.1 г/т. На графике распределения РЗЭ (см. рис. 3) спектры слабо наклонены и субгоризонтальны, отношение (La/Yb)_N колеблется от 1.43 до 2.31 (см. табл. 1) и по этим показателям

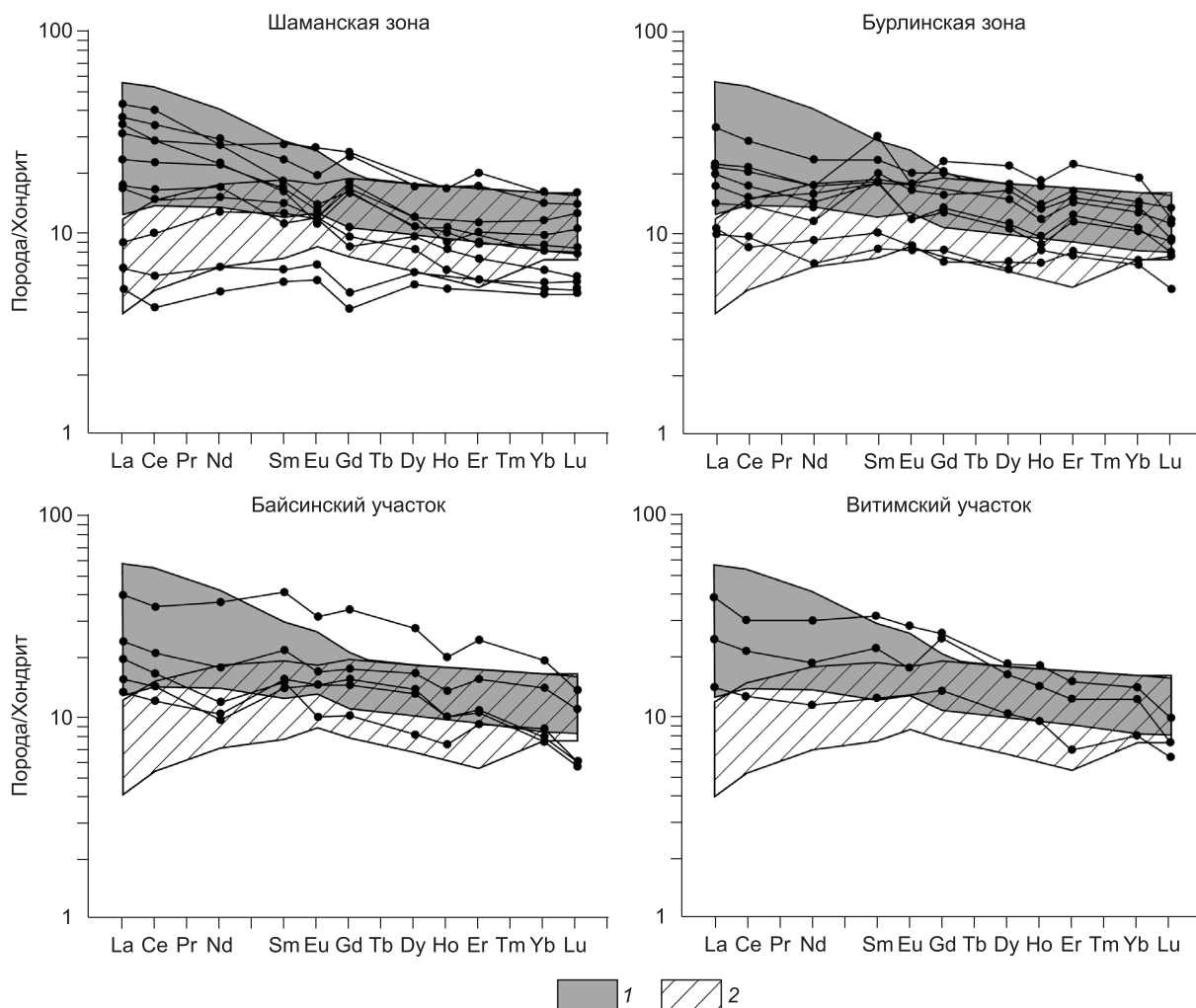


Рис. 3. Спектры распределения РЗЭ в метабазах Шаманской и Бурлинской палеоспредиговых зон, в силлах метадолеритов Байсинского и Витимского участков.

1, 2 — поле спектров обогащенных базальтов E-MORB типа (1), деплетированных базальтов N-MORB типа (2) Приэкваториальной провинции Срединно-Атлантического хребта, по [Сушевская и др., 2002].

они близки к базальтам E-MORB, иногда с отклонением в сторону N-MORB [Сушевская и др., 2002]. По Sr и Nd изотопным характеристикам ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.5128\text{—}0.5129$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7052\text{—}0.7063$) они также соответствуют обогащенным базальтам, источником для которых были мантийные резервуары NIMU и EM1 [Грачев, 2003]. Величина $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ положительная и меняется от +5.3 до +6.1. Модельный их возраст $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2}) = 1149\text{—}1211$ млн лет. По химическому составу, Nd и Sr изотопным характеристикам и модельному возрасту метабаза Бурлинской зоны близки метабазам Шаманской палеоспредиговой зоны.

В фундаменте УВОС широко распространены позднерифейские осадочно-метаморфические толщи турбидитового происхождения (талалинская, хойготская и др.). В этих толщах встречаются горизонты метабазальтов и метадолеритов. Названные толщи выступают в виде тектонических блоков и были изучены нами на Витимском и Байсинском участках (см. рис. 1). В пределах *Витимского участка* силлы метадолеритов мощностью от 1.5 до 100 м приурочены к нижней части разреза верхней алевролитопелитово-карбонатной толщи Верхневитимского турбидитового террейна. На *Байсинском участке*, охватывающем бассейны левых притоков р. Бол. Амалат (Байса, Салбули, Анакит, Илькин), силлы метадолеритов распространены более широко. Они отмечены на разных уровнях в метаморфизованных песчано-алевролитопелитовой и алевролитопелитово-карбонатной толщах (хойготской и талалинской) с общей мощностью около 12 км. Горизонты метадолеритов имеют мощность от нескольких сантиметров до 350 м. Метаморфизм метадолеритов и вмещающих их метаосадочных пород отвечает амфиболитовой фации. Хойготская и талалинская свиты прорываются гнейсовидными гранитами с U-Pb изотопным возрастом 790 ± 6 млн лет [Рыцк и др., 2002].

По химическому составу метадолериты Витимского и Байсинского участков близки и характеризуются более высокими содержаниями TiO_2 (1.19—3.75 мас.%), Zr (54—109 г/т), Y (25—46 г/т), Nb (3—14 г/т) по сравнению с метабаазальтами Шаманской и Бурлинской зон. Редкоземельный тренд (см. табл. 1, рис. 3) практически совпадает с трендом обогащенных базальтов Приэкваториальной провинции Срединно-Атлантического хребта. Нормированное отношение $(La/Yb)_N$ в метадолеритах этих участков 1.66—2.78. Приведенные геохимические характеристики позволяют отнести метабаазальты и метадолериты силлов Витимского и Байсинского участков к E-MORB типу. Это подтверждается Nd и Sr изотопными данными: $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.5129—0.5130$ и $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7050—0.7068$. Значения $\epsilon_{Nd}(T)$ в них от +5.4 до 7.2, $T_{Nd}(DM-2) = 930—1081$ млн лет.

К концу позднего рифея (630—610 млн лет) завершилось формирование островных дуг, преддуговых, междуговых и задуговых бассейнов, микроконтинентов и их причленение к окраине Сибирского кратона, в результате чего на исследованной территории Забайкалья образовался складчатый фундамент поздних байкалитов. В венде эти структуры вновь были вовлечены в конвергентно-дивергентные процессы в связи с формированием островодужных систем и окраинных спрединговых бассейнов в области сближенного развития Сибирского континента и Палеоазиатского океана [Гордиенко, Миронов, 2008]. Одной из таких крупных систем в Забайкалье была УВОС.

Каледонский этап. Венд-раннепалеозойская Удино-Витимская островодужная система, по палеомагнитным данным, в начале кембрия имела (в древних координатах) субмеридиональную ориентировку и располагалась в приэкваториальной области (5—10° с.ш.) Палеоазиатского океана [Метелкин и др., 2006а; Гордиенко, 2006]. По крупной правосторонней сдвиговой зоне она граничила с Джидинской островодужной системой, однако в отличие от последней имела обратную полярность. УВОС включала Забайкальский спрединговый бассейн, преддуговой прогиб с фрагментами аккреционной призмы, собственно вулканическую дугу и задуговые прогибы, которые развиты в основном в пределах Яблоново-Малханского метаморфического террейна. В настоящее время сохранился только ряд фрагментов островодужной системы, образующих разного размера ксенолиты (провесы кровли) венд-нижнепалеозойских вулканогенных, осадочно-вулканогенных и субвулканических пород среди обширных полей палеозойских гранитоидов. Выделяются следующие сохранившиеся от эрозии наиболее крупные (более 100 км²) фрагменты УВОС, сложенные продуктами вулканических извержений в наземной и подводной обстановке в тесной ассоциации с разновозрастными осадочными и осадочно-вулканогенными толщами, объединяемые нами в отдельные вулканотектонические структуры (ВТС): Еравнинская, Олдындинская, Абагинская, Кыджимитская, Мэлгэлгенская и др. (см. рис. 1).

В пределах наиболее крупной и хорошо изученной *Еравнинской ВТС* общая площадь, занимаемая раннепалеозойскими осадочно-вулканогенными образованиями, составляет около 200 км² (рис. 4). Ранее считалось, что данная ВТС представлена раннекембрийской осадочно-вулканогенной олдындинской (C_1), сероцветной терригенной химгильдинской (C_{1-2}) и пестроцветной терригенной исташинской ($C_3—O_1$) свитами. Анализ накопившихся палеонтологических данных и данных абсолютного датирования позволили существенно пересмотреть возраст указанных свит и их положение в сводном разрезе ВТС. Исташинская свита отнесена к нижнему франу, химгильдинская по р. Витим — к фамену, по руч. Химгильда — нижнему карбону — низам среднего карбона, часть олдындинской свиты — фамену — нижнему карбону [Гордиенко и др., 2006]. Однако основной объем осадочно-вулканогенных пород олдындинской свиты по-прежнему относится к раннему кембрию, что подтверждается обильной фауной археоциат, трилобитов и нижеприведенными данными абсолютного возраста вулканитов.

Вулканиты андезит-дацит-риолитового ряда в составе олдындинской свиты изучались многими исследователями [Беличенко, 1969; Васильев, 1977; Гордиенко и др., 1978]. Большое внимание этим породам уделялось в связи с разведкой Озерного колчеданно-полиметаллического месторождения (В. А. Варламов, А. Н. Занвилевич, Э. Н. Зеленый, Б. А. Литвиновский, А. А. Постников, А. А. Малаев, А. С. Мартос, В. И. Панов, Р. С. Тарасова, Л. П. Хрянина, Д. И. Царев и др.). Названные исследователи проводили работы в основном на Заза-Холойском междуречье, в пределах так называемого Еравнинского «ксенолита». Общая площадь, занимаемая здесь венд-нижнекембрийскими образованиями, составляет более 150 км². Из них около 60 % приходится на вулканические породы, 18 % — на туффиты, около 20 % — на карбонатные отложения (главным образом рифогенные известняки) и менее 5 % — на терригенные, большей частью вулканомиктовые породы. В северо-западной половине площади развиты преимущественно породы риолитового, дацитового, андезит-дацитового состава; на юго-востоке — лавово-пирокластические отложения андезитового состава. Вулканиты, как правило, залегают в едином разрезе с вулканогенно-осадочными и осадочными образованиями, отнесенными к олдындинской свите.

В опорной скважине глубиной 1600 м в районе Озерного месторождения вскрыт практически полный разрез олдындинской свиты, где вулканогенные породы занимают более 70 % (рис. 5). В бассейне ручьев Ульдзутуй и Известковый отложения олдындинской свиты слагают водораздел Ульдзутуя, где выделяются нижнекембрийские пестроцветная терригенно-карбонатная и вулканогенная толщи. Первая

111°30'

111°40' в.д.

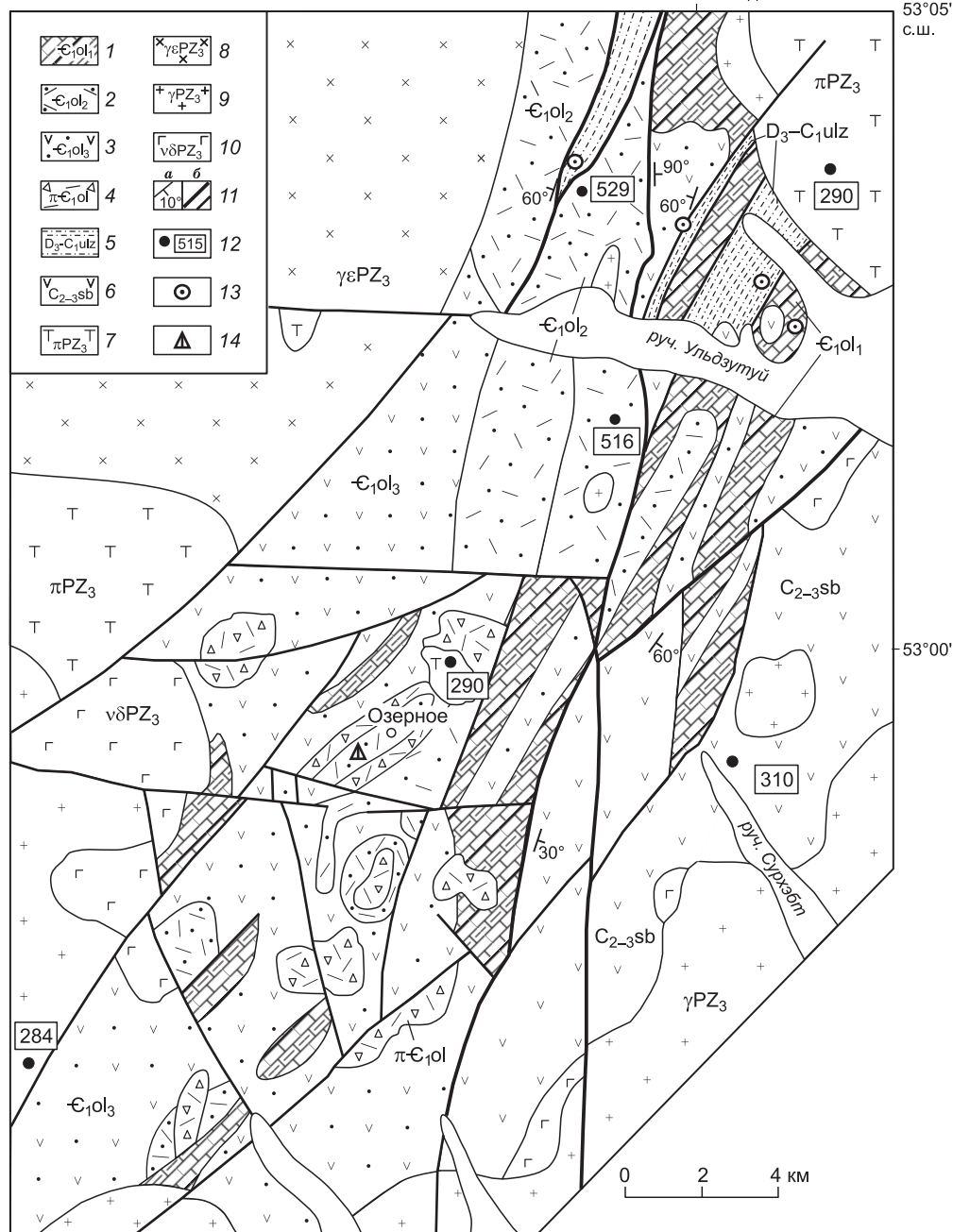
53°05'
с.ш.

Рис. 4. Схема геологического строения Еравнинской ВТС.

1—4 — ольдинская свита ($\epsilon_1 ol$): 1 — пестроцветная терригенно-карбонатная толща ($\epsilon_1 ol_1$): вулканомиктовые песчаники, туфоалевролиты, туффиты, горизонты археоциатовых и водорослевых известняков нижнего кембрия, 2 — осадочно-вулканогенная толща ($\epsilon_1 ol_2$) (турхульская, гурвунурская пачки): плагиориолиты, плагиориодациты, плагиодациты и их туфы, вулканокластиты, редкие линзы и горизонты известняков, лав и туфов андезитов, 3 — осадочно-вулканогенная толща ($\epsilon_1 ol_3$) (озернинская пачка): андезиты, дациты и их туфы, плагиориодациты и их туфы, тефротурбидиты, вулканокластиты смешанного состава, 4 — ольдинский субвулканический комплекс ($\pi \epsilon_1 ol$): автомагматические брекчии, кластолавы и субвулканические тела плагиориолитов, плагиодацитов, андезитов; 5 — ульдзутуйская толща ($D_3-C_1 ulz$): карбонатно-терригенно-туфогенная толща с линзами туфов андезибазальтов, риолитов и дацитов; 6 — сурхэбтнская толща ($C_{2-3} sb$): андезиты, андезибазальты, базальты и их туфы, редкие линзы игнимбритоподобных лав и вулканокластитов риолитового состава; 7—10 — магматические комплексы верхнего палеозоя: 7 — кластолавы и эруптивные брекчии трахириолитов, фельзитов, фельзит-порфиров (πPZ_3), 8 — кварцево-сиенитовый комплекс ($\gamma \epsilon PZ_3$), 9 — гранит-граносиенитовый комплекс (γPZ_3), 10 — пироксен-роговообманковое и биотит-роговообманковое габбро, диориты, габбро-долериты, диабазовые порфиры ($\nu \delta PZ_3$); 11 — элементы залегания (а), разрывные нарушения разного масштаба (б); 12 — место отбора проб магматических пород и их U-Pb, Ag-Ag изотопный возраст (млн лет) по данным авторов (см. текст); 13 — места находок фауны и флоры; 14 — местоположение опорной скв. 32 (см. рис. 5).

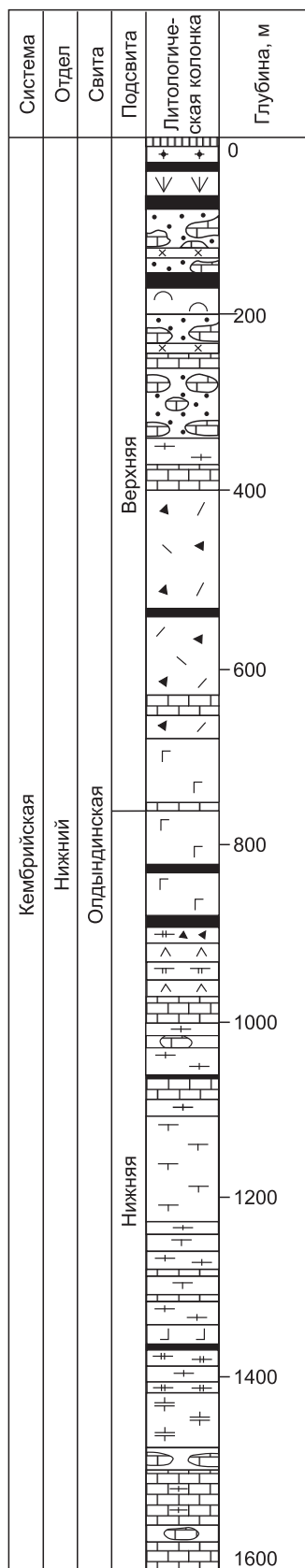


Рис. 5. Разрез олдындинской свиты ($\epsilon_1 o_1$) по опорной скв. 32 в районе Озерного колчеданно-полиметаллического месторождения, по [Нефедьев, Виноградов, 1982].

1 — известняки; 2 — известняковые брекчии с туфогенным цементом; 3 — переслаивание известняков и туффигов; 4 — туффигов кремнистые; 5 — туффигов углистые; 6 — переслаивание известняков и кремнистых туффигов; 7 — туфы кислого состава; 8 — агломератовые брекчии; 9 — туфолавы андезитов и дацитов; 10 — андезиты; 11 — игнимбриты; 12 — эруптивные брекчии дацитов; 13 — автомагматические брекчии дацитов; 14 — диабазы; 15 — долериты; 16 — сиениты; 17 — сидеритовые руды; 18 — колчеданные свинцово-цинковые руды; 19 — вкрапленные колчеданно-полиметаллические руды; 20 — лимониты зоны окисления (породы типа «железной шляпы»).

состоит главным образом из органогенных и глинистых известняков. К ней отнесена также слоистая пестроцветная пачка, сложенная вулканомиктовыми песчаниками, переслаиванием полимиктовых алевролитов, мелкозернистых песчаников, пелитов и яшмовидных пород с телами карбонатных брекчий и бурых известняков. Мощность толщи более 250 м. Возраст пестроцветной толщи по многочисленным находкам фауны археоциат, водорослей, трилобитов определен как раннекембрийский ($\epsilon_1 o_{1-2}$, атдабанский и ботомский ярусы). Известняки содержат водорослево-археоциатовые биогермы, тафостромы и остатки трилобитов надсемейства *Oleniellina*, широко распространенного в нижнем кембрии Алтае-Саянской складчатой области [Постников и др., 1997]. В составе вулканогенной толщи ($\epsilon_1 o_{1-2}$) доминируют серые и зеленовато-серые мелкообломочные массивные туфы плаггиориолитовых, плаггиориодацитовых порфиров, в меньшем количестве туфы плаггиодацитовых порфиров, андезитовых и андезидацитовых порфиритов. Мощность толщи около 2000 м. U-Pb изотопный возраст (SHRIMP-II, ВСЕГЕИ) плаггиориолитовых порфиров толщи кислых вулканокластитов составляет 529 ± 3 млн лет, а возраст кварцевых порфиров в кровле толщи — 516 ± 5 млн лет (см. рис. 4).

В последнее время установлено, что основу Еравнинского островодужного структурно-вещественного комплекса составляют мощные шлейфы вулканокластитов и лав среднего, кислого и смешанного составов. Шлейфы вулканокластитов четко расчленяются на две зоны вулканизма и седиментации: ближнюю (проксимальную), состоящую в основном из псефитовых и смешанных псефитопсаммитовых тефротурбидитов и лав среднего состава, и дальнюю (дистальную), сложенную сериями мелких конусов средних, кислых и смешанных тефротурбидитов, терригенно-вулканогенными отложениями с рядом небольших рифовых карбонатных построек, сложенных водорослями, археоциатами и трилобитами нижнего кембрия. Обе зоны тесно связаны между собой латеральными переходами [Гордиенко и др., 2005]. Среди продуктов вулканизма выделяются лавовые, пирокластические и субвулканические фации. Лавы представлены базальтами, андезитами, андезибазальтами, андезидацитами. Вулканиды кислого состава имеют подчиненное значение. К пирокластическим фациям относятся псаммитопсефитовые туфы смешанного риолит-дацит-андезитового состава. Среди субвулканических образований выделяются маломощные силлообразные тела и дайки фельзит-порфиров, долеритов и диабазов. Породы интрузивны

дивированы средневерхнепалеозойскими гранитоидами, подверглись интенсивной гидротермально-метасоматической переработке и вмещают колчеданно-полиметаллическое оруденение [Царев, Фирсов, 1988].

Таблица 2. Химический (мас.%) и редкоземельный состав (г/т) представительных разновидностей вулканитов Еравнинской ВТС

Компонент	В-25-04	В-15-04	В-26-04	В-27-04	В-21-04	В-14-04	В-23-04	В-22-04
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	53.60	55.00	56.70	59.50	60.20	60.50	64.20	65.30
TiO ₂	0.77	0.69	0.72	0.95	0.77	0.73	0.76	0.71
Al ₂ O ₃	20.20	18.80	18.45	19.30	15.90	15.10	15.20	14.50
Fe ₂ O ₃	2.84	1.24	2.72	2.19	5.66	5.65	4.37	4.58
FeO	4.65	5.71	3.74	2.99	4.42	6.73	3.14	2.91
MnO	0.54	0.22	0.14	0.30	0.13	0.04	0.04	0.04
MgO	1.70	3.49	2.86	1.29	1.13	1.72	0.78	0.78
CaO	3.84	6.15	5.80	2.10	1.35	0.24	0.38	0.63
Na ₂ O	2.64	2.23	4.47	4.07	1.08	3.67	1.07	1.64
K ₂ O	6.88	4.45	2.06	5.70	6.93	1.73	7.95	6.23
P ₂ O ₅	0.12	0.13	0.29	0.20	0.16	0.13	0.15	0.15
П.п.п.	1.93	2.14	2.17	1.69	1.73	3.14	1.95	1.68
Сумма	99.71	100.25	100.12	100.28	99.46	99.38	99.99	99.15
Rb	160	110	37	140	120	22	130	120
Ba	2490	1340	810	2020	1480	1550	660	660
Al'	2.2	1.8	1.9	2.9	1.4	1.0	1.8	1.7
Mg#	33	52	49	35	19	22	20	19
Sr	170	19	1200	120	55	42	35	34
Nb	6	7	10	13	11	10	10	10
Zr	150	17	160	250	210	180	180	200
Y	20	20	21	29	26	13	26	27
Cr	140	93	140	66	160	180	97	150
Ni	27	49	10	38	10	10	39	10
V	170	250	85	300	110	81	230	85
Cu	33	67	25	140	17	20	85	38
Pb	35	25	12	13	58	22	14	93
Zn	81	150	71	82	35	60	25	24
La	27	18.42	—	34	—	10.59	—	24
Ce	53	38.40	—	71	—	28.65	—	48
Pr	5.80	4.58	—	7.90	—	4.51	—	5.10
Nd	25	17.70	—	31	—	20.91	—	25
Sm	5.6	3.65	—	6.6	—	5.84	—	5.7
Eu	1.1	1.25	—	1.2	—	1.93	—	1.5
Gd	5.0	5.74	—	5.8	—	8.74	—	5.1
Dy	4.3	3.71	—	4.7	—	6.76	—	3.5
Ho	0.90	0.84	—	1.1	—	1.39	—	0.55
Er	2.9	2.33	—	3.3	—	3.69	—	1.8
Yb	2.9	2.38	—	3.4	—	3.40	—	1.5
Lu	0.37	0.36	—	0.38	—	0.44	—	0.20
(La/Yb) _N	6.3	5.2	—	6.7	—	2.1	—	10.8
Eu/Eu*	0.6	0.8	—	0.6	—	0.8	—	0.8

Примечание. 1–3 – андезибазальты, 4–6 – андезиты, 7, 8 – дациты.

Здесь и далее аналитические работы выполнены в ГИН СО РАН, петрогенные оксиды — атомно-абсорбционным и пламенно-фотометрическим методами (аналитики В.А.Иванова, И.В. Боржонова, Г.И. Булдаева, М.Г. Егорова); микроэлементы — рентгенофлуоресцентным методом (аналитики Б.Ж. Жалсараев, Ж. Ринчинова), элементы группы железа — атомно-эмиссионным спектральным (аналитик Т.И. Казанцева). Редкоземельные элементы в пробах 2, 6 определены методом ICP-MS в ИГХ СО РАН (аналитик Е.В. Смирнова), остальные — химико-спектральным (аналитики Т.И. Казанцева, Л.А. Левантуева). Прочерк — не определялись. Al' = Al₂O₃/FeO* + MgO; Mg# = 100Mg/(Mg+Fe²⁺) мол.%, где Fe²⁺ взято после пересчета железа в породе в соответствии с отношением Fe₂O₃/FeO = 0.15; Eu/Eu* — отношение нормированных содержаний, где Eu* = 0.5(Sm + Gd).

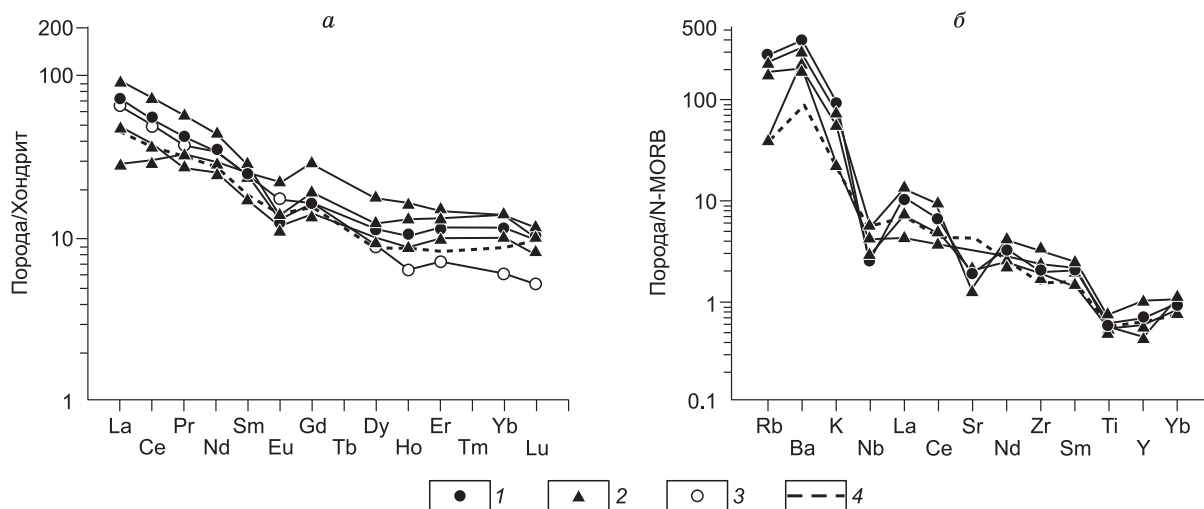


Рис. 6. Диаграммы распределения РЗЭ, нормированных к хондриту (а), некоторых редких и РЗЭ, нормированных к N-MORB (б), в вулканитах Еравнинской ВТС.

1 — андезибазальты, 2 — андезиты, 3 — дациты, 4 — средний состав андезитов Курило-Камчатской островной дуги [Богатиков, Цветков, 1988].

Вулканиты в пределах центральной части Еравнинского террейна представлены породами среднего состава. Преимущественно это андезиты и андезибазальты, иногда повышенной щелочности. По содержанию петрогенных и редких элементов (табл. 2, рис. 6, а, б) отмечаются минимумы по Nb, Zr, Ce, в ряде случаев Ti, и обогащенность Ba, Rb, известково-щелочной тренд дифференциации, что является характерным для островодужных магм. Геохимические и минералогические особенности исследованных вулканитов позволяют сделать вывод о том, что их формирование происходило в условиях островной дуги, современным аналогом которой является Курило-Камчатская островодужная система [Богатиков, Цветков, 1988; Авдейко и др., 2001; Гордиенко и др., 2005].

Другой крупной структурой УВОС является *Олдындинская ВТС*, расположенная в бассейне р. Лев. Олдында, на правом берегу среднего течения р. Кыджимит, правого притока верховий р. Витим. Эта структура, сложенная осадочно-вулканогенными образованиями с линзами рифогенных известняков, содержащих фауну археоциат, является стратотипом олдындинской свиты нижнего кембрия [Беличенко и др., 1962]. Вулканогенные породы, слагающие Олдындинскую ВТС, распространены на площади около 100 км² (рис. 7).

В структурном отношении Олдындинская ВТС представляет собой грабен-синклиналичную структуру северо-восточного простирания, в ядре которой вскрываются преимущественно кислые вулканогенные породы с линзами рифогенных известняков. Эти отложения при геолого-съёмочных работах м-ба 1:50 000 были отнесены к низам разреза олдындинской свиты (Є₁ol₁). Проведенные исследования цирконов (SHRIMP-II, ВСЕГЕИ) из двух проб кислых вулканитов, расположенных по право- и левобережью р. Лев. Олдында (см. рис. 7), показали конкордантные возрасты (529.8 ± 3.6 и 534 ± 6 млн лет), подтверждающие их нижнекембрийский возраст. Крылья этой вулканотектонической структуры сложены главным образом средними и основными вулканогенными породами с редкими линзами мелкозернистых рифогенных известняков. В пределах детально изученного участка по правобережью р. Лев. Олдында, между ручьями Сохатиный и Перевальный, наблюдается надвигание андезибазальтовой толщи юго-восточного крыла структуры на толщу (мощностью до 200 м) пестроцветных полимиктовых песчаников и алевролитов, тонко ритмично-наслоенных, местами известковистых. Присутствуют прослои (до 1 м) шламовых и органогенно-детритовых известняков, содержащих обильные фрагменты археоциат. Кроме того, в верхней части разреза пестроцветной толщи прослеживается цепочка тел белых массивных мраморизованных известняков, в которых в приустьевой части руч. Сохатиный впервые в этом районе А. Ф. Колесовым в 1933 г. были обнаружены археоциаты нижнего кембрия.

Исследование нижнекембрийских вулканогенных пород по всей площади ВТС показало, что они сложены в основном кислыми лавами, игнимбритоподобными полосчатыми кластолавами, агломератовыми туфами и туфобрекчиями риолитов и дацитов (50 %), а также лавами и туфами андезитов, андезибазальтов и базальтов (40 %). Реже встречаются линзы и отдельные неправильные тела туффигов, туфоалевролитов, туфоаргиллитов, мраморизованных известняков и пестроцветных полимиктовых песчаников. Общая видимая мощность осадочно-вулканогенных пород составляет около 2000 м.

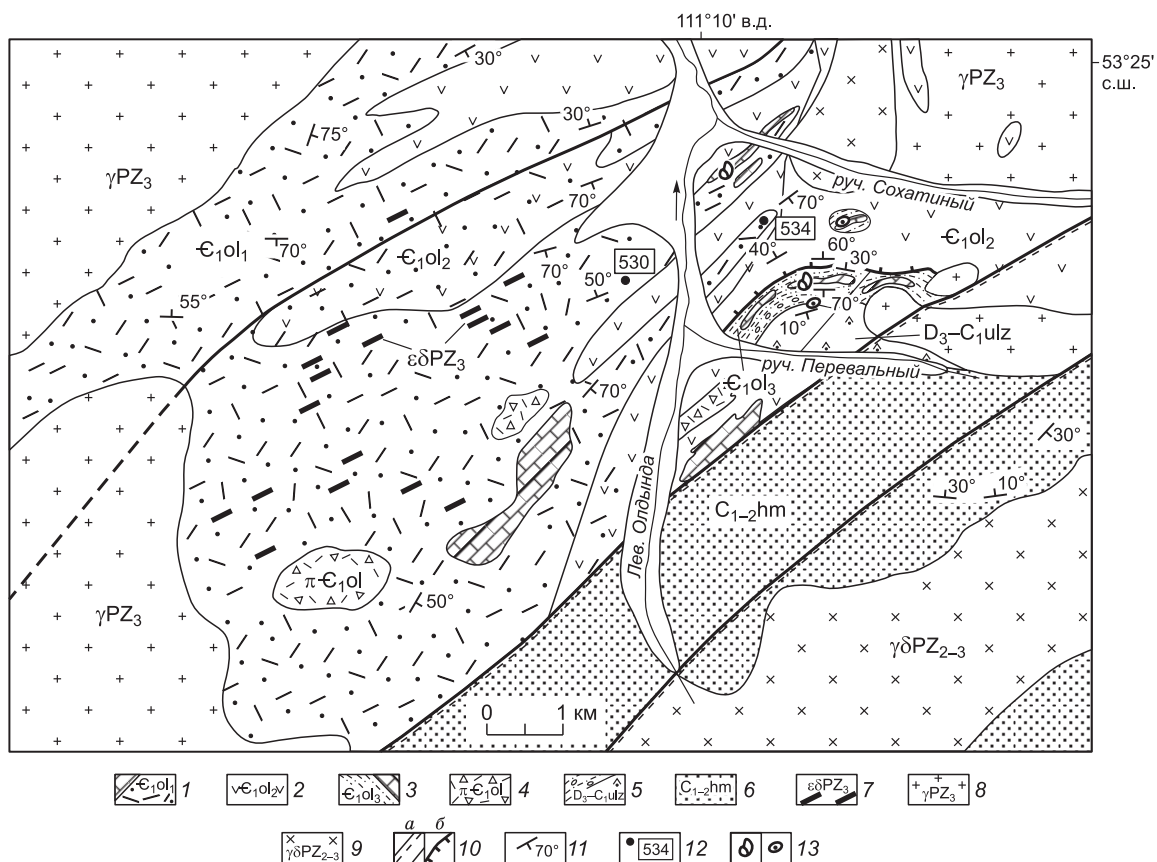


Рис. 7. Схематическая геологическая карта Ольдындинской ВТС.

1—4 — олдындинская свита (Є₁ol): 1 — полосчатые лавы и туфы вулканогенных пород кислого состава, линзы агломератовых туфов, неправильные тела рифогенных известняков с фауной археоциат (Є₁ol₁), 2 — лавы и туфы вулканитов среднего и основного составов с небольшими линзами мелкозернистых рифогенных известняков (Є₁ol₂), 3 — пестроцветная карбонатно-терригенно-туфогенная толща с фауной археоциат (Є₁ol₃), 4 — олдындинский субвулканический комплекс: агломератовые туфы, туфо- и лавобрекчии кислого состава (πЄ₁ol); 5, 6 — девон-карбоновые отложения: 5 — ульдзутуйская толща (D₃—C₁ulz): гравелито-песчанниковые отложения с вулканогенными породами среднего и кислого составов, линзами органогенно-детритовых известняков, 6 — химгильдинская толща (C₁₋₂hm): конгломераты, гравелиты, кварцевые, аркозовые песчаники с редкими линзами известняков; 7—9 — интрузивные образования среднего—верхнего палеозоя: 7 — дайки сиенит-диоритов (εδPZ₃), 8 — граниты, граносиениты (γPZ₃), 9 — диориты, гранодиориты, тоналиты (γδPZ₂₋₃), 10 — разрывные нарушения: сбросы и сбрососдвиги (а), надвиги (б); 11 — элементы залегания; 12 — место отбора проб вулканогенных пород и их U-Pb изотопный возраст (млн лет) по данным авторов статьи; 13 — места находок фауны археоциат (а), водорослей и миоспор (б).

Вулканиты Ольдындинской ВТС образуют дифференцированный ряд от базальтов до риолитов известково-щелочной серии. Исключение составляют базальты и некоторые андезиты, для которых характерна несколько повышенная щелочность (табл. 3). Особенностью базальтов является умеренно-глиноземистый состав, относительно невысокая магнезиальность (Mg# = 52—60) и калиево-натриевая щелочность. Андезибазальты и андезиты отличаются повышенной глиноземистостью (Al' = 1.2—2), характеризуются довольно низкой магнезиальностью (Mg# = 30—42) и значениями Ni/Co < 1. Вулканиты кислого состава соответствуют весьма высокоглиноземистым (Al' = 1.3—6.5) дацитам и риолитам калиево-натриевой серии (Na/K = 2—3). Уровень концентрации и дифференцированный характер распределения редкоземельных элементов в рассматриваемых породах сближает их с известково-щелочными вулканитами островодужных серий (рис. 8, а, б). Отличительной особенностью является обогащенность их легкими лантаноидами. Нормированное к хондриту отношение (La/Yb)_N в базальтах и андезитах составляет 7—15, в даците (La/Yb)_N = 5. В базальтах проявлен слабый дефицит европия (Eu/Eu* = 0.84). Отрицательные европиевые аномалии в андезитах (Eu/Eu* = 0.50—0.63), дацитах и риолитах (Eu/Eu* = 0.30—0.61) объясняются значительными масштабами фракционирования первичных расплавов. Уровень концентрации высокозарядных элементов (Nb, Zr, Ti) в андезитах Ольдындинской ВТС (см. рис. 8, б) достаточно хорошо коррелируется с аналогичными породами Курило-Камчатской островной дуги, образуя свойственные для островодужного вулканизма отрицательные аномалии. Высокое содержание некото-

Таблица 3.

Химический (мас.%) и редкоземельный состав (г/т) представительных разновидностей вулканитов Олдындинской ВТС

Компонент	КО-43	КО-48	0724	КО-44	0714	КО-45	КО-40	0704	0716
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	48.50	54.10	56.60	60.00	60.30	65.50	66.00	72.60	75.30
TiO ₂	1.20	0.93	0.94	0.81	1.46	0.54	0.52	0.33	0.19
Al ₂ O ₃	16.03	15.90	15.65	16.50	14.40	12.50	13.40	11.25	13.10
Fe ₂ O ₃	2.93	1.18	1.92	1.79	2.26	1.32	1.12	1.14	0.74
FeO	5.84	6.37	4.82	3.77	6.76	6.33	3.58	1.90	1.01
MnO	0.01	0.11	0.06	0.09	0.24	0.22	0.08	0.25	0.02
MgO	4.47	5.29	1.81	1.26	3.10	1.83	1.05	0.87	0.31
CaO	7.23	9.45	5.58	3.86	2.36	2.27	3.70	2.83	1.22
Na ₂ O	3.68	2.88	3.19	2.94	3.50	3.32	3.33	3.29	4.25
K ₂ O	1.43	2.11	2.12	2.94	1.00	0.76	1.53	1.23	1.43
P ₂ O ₅	0.46	0.14	0.23	0.23	0.16	0.09	0.11	0.06	<0.05
П.п.п.	7.73	1.41	7.25	5.18	4.63	4.60	5.69	3.71	2.11
Сумма	99.51	99.87	100.17	99.37	100.17	99.28	100.11	99.46	99.68
Al'	1.2	1.2	1.7	2.5	1.2	1.3	2.3	3.0	6.5
Mg#	52	60	37	30	42	34	33	39	26
Rb	27	64	49	66	23	17	39	42	38
Ba	1020	375	413	647	290	335	366	400	1164
Sr	762	152	160	133	183	157	140	176	193
Nb	6	10	17	18	12	14	10	15	13
Zr	125	110	175	195	162	194	172	240	115
Y	14	16	26	28	23	29	26	32	19
Cr	23	280	48	34	48	44	45	39	95
Ni	11	130	14	6.7	13	<3.0	3.5	4.6	6.8
Co	18	28	18	9	27	6.3	6.8	4.3	2.2
V	160	170	120	48	10	20	41	9.6	230
La	29.91	24.7	28.7	33.59	30.91	22.55	13.1	31.7	27.7
Ce	60.66	47.3	57.2	65.50	63.23	46.28	31.7	58.9	45
Pr	6.47	7.0	8.9	7.22	6.49	5.41	4.6	9.0	5.5
Nd	28.82	18.8	24.3	33.33	28.03	20.95	14.8	22.3	17.9
Sm	6.26	2.9	4.2	7.90	6.74	5.31	2.5	3.7	3.2
Eu	1.60	0.50	0.79	1.54	1.03	1.06	0.40	0.37	0.48
Gd	5.16	2.85	4.3	6.87	6.30	5.30	4.3	4.0	3.6
Dy	3.99	1.7	3.0	6.33	6.15	5.45	2.7	3.1	3.2
Ho	0.68	0.41	0.66	1.22	1.22	1.03	0.73	0.78	0.60
Er	2.21	1.16	2.0	3.67	3.97	3.27	2.36	2.4	2.0
Yb	1.77	1.1	1.75	3.13	4.01	3.00	1.9	2.0	2.2
Lu	0.29	—	0.28	0.50	0.62	0.48	—	0.33	0.28
(La/Yb) _N	11.5	15.2	11.1	7.3	5.2	5.1	4.7	10.7	8.5
Eu/Eu*	0.8	0.6	0.6	0.6	0.5	0.6	0.4	0.3	0.4

Примечание. 1 — базальт; 2 — андезибазальт; 3—5 — андезиты; 6—9 — дациты и риолиты. Содержание редкоземельных элементов определено методом ICP-OES на приборе Optima 2000 DV в ГИН СО РАН (аналитики Т.И. Казанцева, Л.А. Левантуева).

рых литофильных элементов (Rb, Sr, Ba) объясняется их подвижностью при метасоматическом преобразовании пород.

В Олдындинской ВТС установлен антидромный характер вулканических процессов. Вулканическая деятельность началась с формирования вулканических построек центрального типа, где происходил интенсивный выброс кислой пирокластике с редким излиянием риолит-дацитовых лав. В последующем с одновременным образованием кислых вулканитов происходило извержение андезибазальтов, андези-

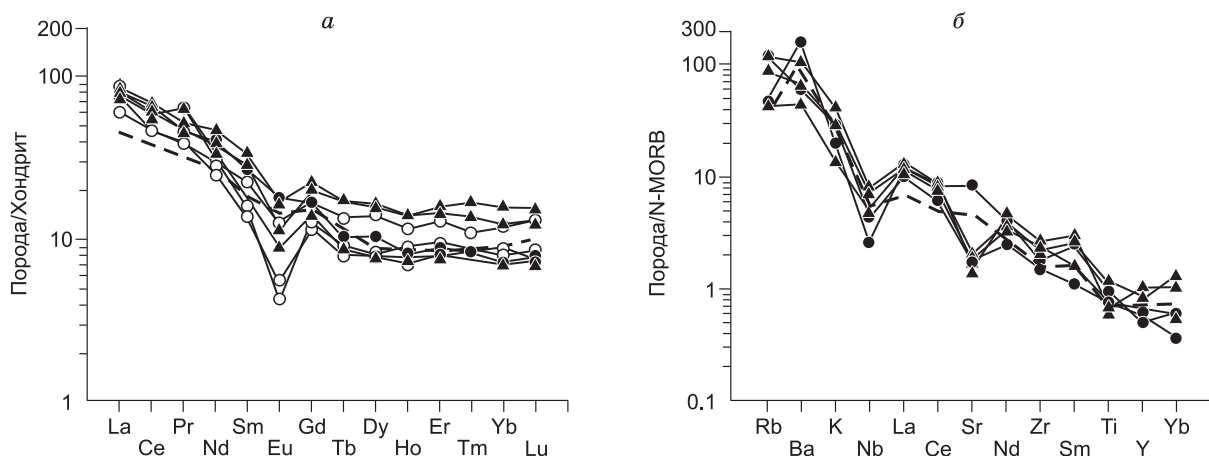


Рис. 8. Диаграммы распределения РЗЭ, нормированных к хондриту (а), некоторых редких и РЗЭ, нормированных к N-MORB (б), в вулканитах Олдындинской ВТС.

Усл. обозн. см. на рис. 6.

тов и их туфов, которые к концу вулканического процесса начали преобладать. Извержения происходили в субаэральной и мелководной морской обстановке в условиях теплого климата, что способствовало формированию небольших рифовых построек, сложенных органогенными известняками с археоциатами и водорослями нижнего кембрия.

В пределах *Абагинской ВТС*, расположенной в бассейне р. Абага (правый приток р. Курба), метавулканиды кислого, среднего и основного составов в ассоциации с венд-нижнекембрийскими карбонатно-терригенными метаосадками сохранились в виде небольших ксенолитов среди массивов палеозойских гранитоидов (рис. 9).

Метавулканиды среднего и основного составов представляют собой зеленые сланцы слоистой текстуры, их химический состав приведен в табл. 4. Метавулканиды среднего состава соответствуют умеренно глиноземистым ($Al' = 1.0-1.5$) калиево-натриевым андезибазальтам и андезитам ($SiO_2 = 54-61$ мас.%). Широкие вариации содержаний элементов группы железа (Cr, Ni, V, Co), низкие Ni/Co отношения (1-2) свидетельствуют о глубокой дифференцированности базальтового расплава. Породы отличаются умеренными концентрациями РЗЭ и слабым их фракционированием.

Рис. 9. Схема геологического строения *Абагинской ВТС*.

1 — четвертичные отложения; 2 — олдындинская свита ($\epsilon_1 ol$): риолиты, риолитодациты, дациты, андезидациты и их туфы; 3 — курбинская свита ($\epsilon_1 kb$): доломиты, доломитизированные известняки, известняки, углеродистые известняки, углисто-карбонатные, тремолит-карбонатные сланцы, песчаные известняки, метапесчаники; 4 — балбагарская свита ($V-\epsilon_1 bl$): метатравертиты, метапесчаники, полевошпат-слюдисто-хлоритовые, кварц-кордиерит-слюдистые сланцы, метариолиты, метариолитодациты, амфибол-плагиоклазовые кристаллические сланцы, метаамфиболиты; 5 — верхнепалеозойские гранитоиды (γPZ_3): лейкократовые и биотитовые граниты, морионовые граниты, аляскиты, штоки лейкократовых гранитов и гранит-порфиров; 6 — нижнепалеозойские(?) граниты (γPZ_1): порфиридные биотитовые, биотит-роговообманковые и гнейсовидные граниты, гранодиориты, граносиениты, сиенит-диориты; 7 — нижнепалеозойские(?) габброиды (vPZ_1): габбро, габброанориты, лабродориты, плагиоперидотиты, анортзиты, габбро-диориты, диориты.

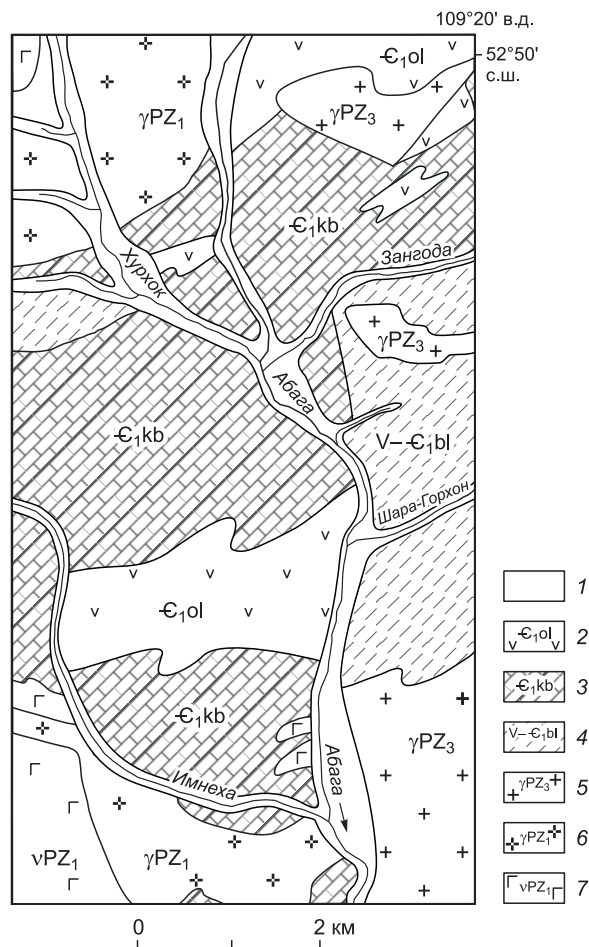


Таблица 4. Химический (мас.%) и редкоземельный состав (г/т) представительных разновидностей вулканитов Абагинской ВТС

Компонент	Аб-48	Аб-36	Аб-51-3	Аб-43	Аб-49	Аб-41
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	54.70	56.90	58.30	61.30	68.20	72.10
TiO ₂	0.86	0.63	0.74	0.76	0.70	0.28
Al ₂ O ₃	16.60	17.70	15.80	14.50	14.85	12.80
Fe ₂ O ₃	5.04	4.35	2.26	4.05	1.97	2.56
FeO	6.49	5.31	6.44	5.67	1.80	1.07
MnO	0.08	0.02	0.09	0.03	0.03	0.02
MgO	4.50	2.39	3.96	4.80	0.76	0.87
CaO	3.04	0.66	2.84	1.22	0.58	0.92
Na ₂ O	3.43	3.53	3.61	1.94	0.34	0.57
K ₂ O	3.12	5.74	3.38	1.86	8.48	7.21
P ₂ O ₅	0.14	0.12	0.12	0.12	0.13	0.05
П.п.п.	1.30	1.97	1.9	3.11	1.64	1.28
Сумма	99.30	99.32	99.44	99.36	99.48	99.68
Al'	1.1	1.5	1.2	1.0	3.3	2.8
Mg#	46	35	49	51	30	34
Rb	59	97	63	42	150	110
Ba	820	870	660	91	740	910
Sr	310	150	250	93	130	120
Nb	11	12	9	12	17	18
Zr	91	190	130	160	240	330
Y	26	32	34	27	41	50
Cr	160	20	59	10	100	12
Ni	19	12	25	18	9	10
Co	22	6	25	14	4	2
V	120	66	170	150	38	6
La	21	31	33	15	39	39
Ce	48	62	68	32	80	78
Nd	20	27	25	14	35	32
Sm	5	6.7	6	3.3	6	8
Eu	1.4	1.4	1.3	0.82	1.1	1.2
Gd	5.3	6.1	5.8	3.5	8.0	7.5
Dy	4.0	5.0	4.0	3.3	4.5	5.8
Ho	0.84	0.95	0.93	0.64	0.89	1.0
Er	3.0	3.5	3.1	2.6	3.2	4.0
Yb	2.8	3.4	3.6	2.2	2.8	4.1
Lu	0.36	0.50	0.42	0.29	0.38	0.58
(La/Yb) _N	4.5	5.5	5.5	4.1	8.4	5.8
Eu/ Eu*	0.8	0.6	0.7	0.7	0.5	0.5

Примечание. 1—3 — андезибазальты; 4 — андезит; 5 — дацит; 6 — риодацит. Содержание редкоземельных элементов определено химико-спектральным методом в ГИН СО РАН (аналитики Т.И. Казанцева, Л.А. Левантуева).

платформы, отличаясь от них на порядок большей мощностью. В пределах Забайкальского бассейна они слагают отдельные изолированные прогибы и сохранившиеся от эрозии останцы, по-видимому, единого с чехлом платформы осадочного покрова. В пользу этого вывода свидетельствует сходство трилобитовой фауны этого бассейна с фауной Сибирской платформы [Далматов, Ветлужских, 1998; Ветлужских, 2007]. Наибольшей мощности (около 2500 м) карбонатные отложения достигают в Баргузинском, Икатском, Голондинском и Курбинском хребтах. В юго-восточном направлении мощность карбонатных отложений

рованием ((La/Yb)_N = 4.1—5.5). График распределения РЗЭ демонстрирует их сходство с андезитами современных островных дуг. На диаграмме присутствуют Nb-Ti-Zr минимумы, что сближает метавулканиты с надсубдукционными магматическими образованиями (рис. 10, а, б). Метавулканиты кислого состава соответствуют высокоглиноземистым (Al' = 2.8—3.3) дацитам, риодацитам и риолитам (SiO₂ = 68—72 мас.%). Они характеризуются дифференцированными спектрами РЗЭ ((La/Yb)_N = 5.8—8.4), более высокими концентрациями по сравнению с андезибазальтами. Высокие содержания калия в некоторых анализах свидетельствуют о вторичном преобразовании пород. Таким образом, метавулканиты Абагинской ВТС, являющиеся составной частью Удино-Витимской островодужной системы, обладают геохимическими характеристиками, близкими к известково-щелочной серии островных дуг [Богатиков, Цветков, 1988].

Аналогичное или близкое строение и состав имеют другие изученные венд-палеозойские вулканотектонические структуры УВОС: Кыджимитская, Мэгдэлгенская и др. Так, в пределах Кыджимитской ВТС в составе осадочно-вулканогенного комплекса выделяются три толщи — вулканогенная, туфотерригенная, вулканогенно-терригенно-карбонатная. К нижнему кембрию относится вулканогенная темноцветная толща мощностью 1200 м, представленная базальтами, андезитовыми порфиритами с крупными лейстами плагиоклаза, дацитами и кислыми туфами. Из дацитов вулканогенной толщи по правому борту руч. Сосновский отобрана проба, из цирконов которой получен U-Pb изотопный возраст 530 ± 26 млн лет.

Близкое строение имеет расположенная к югу Мэгдэлгенская ВТС островодужного типа. Здесь среди венд-раннекембрийских осадочно-вулканогенных пород свиты (аналога олдындинской) выделена Шапхойская зона, сложенная низкохромистыми толеитовыми базальтами, а также кислыми вулканокластитам и лавами с биогермами карбонатных пород [Хрусталева, 2009].

Формирование Удино-Витимской островодужной системы было тесно связано с заложением и развитием венд-нижнепалеозойского *Забайкальского океанического бассейна* Палеоазиатского океана [Гордиенко, 2006]. Южной (в древних координатах) границей этого бассейна служила область шельфа и континентального склона пассивной континентальной окраины Сибирского кратона. Отложения шельфа и континентального склона представлены в основном карбонатными отложениями и в целом сходны с синхронными отложениями Сибирской

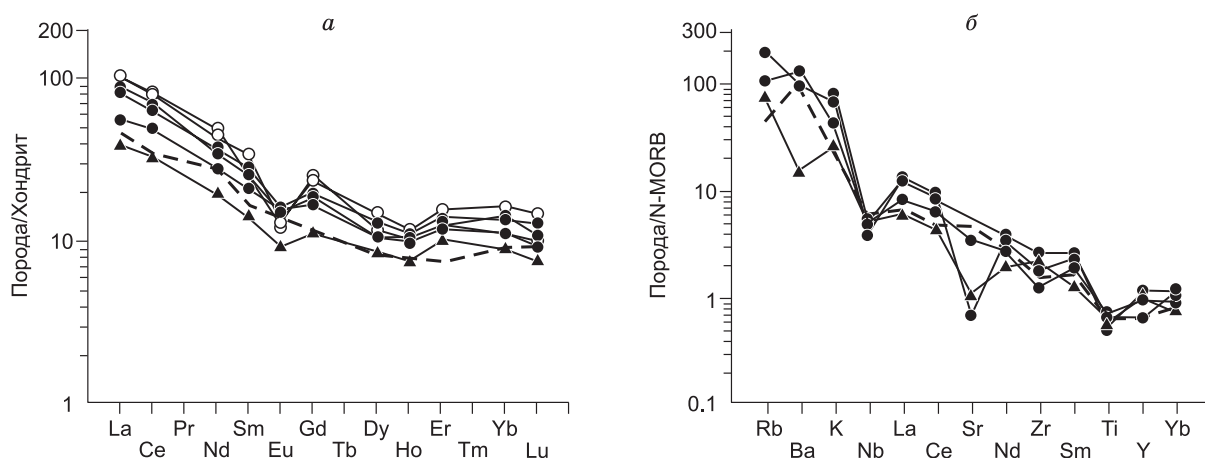


Рис. 10. Диаграммы распределения РЗЭ, нормированных к хондриту (а), некоторых редких и РЗЭ, нормированных к N-MORB (б), в вулканитах Абагинской ВТС.

Усл. обозн. см. на рис. 6.

резко уменьшается и по р. Мэгдэлген она равна 500 м, в бассейне р. Кыджимит — 80—100 м, а далее на юго-западной окраине Витимского плоскогорья (р. Олдында, Еравнинские озера) встречаются только отдельные биогермы карбонатных пород. Кембрийские отложения представлены чередующимися массивными, брекчиевидными, полосчатыми, иногда битуминозными известняками и доломитами (90 %) с резко подчиненными пестроцветными песчаниками, гравелитами, конгломератами, конглобрекчиями, алевролитами, серицитовыми, хлорит-серицитовыми, карбонатными, углистыми и графитовыми сланцами. В терригенных породах отмечается примесь туфового материала. В ряде разрезов (хребты Баргузинский, Икатский, Голондинский, юго-запад Витимского плоскогорья) отмечаются археоцитово-водорослевые мелководные биогермы, охарактеризованные археоциатами нижнего кембрия.

Полные разрезы кембрия закартированы в бассейне р. Турка, где они слагают узкую (1—2 км) полосу северо-восточного простираения. Здесь внизу разрезов развиты в основном кварцевые и полевошпат-кварцевые песчаники. Подчиненная роль в разрезе принадлежит алевролитам, филлитовидным сланцам, гравелитам, полимиктовым конгломератам и известнякам. В описываемых образованиях нами собраны археоциаты и трилобиты, характеризующие верхнюю часть ленского надьяруса. Фаунистически характеризованные отложения среднего—верхнего кембрия установлены по правобережью р. Турка, от устья р. Ямбуя до верховьев руч. Зумбуруки. Наиболее детально кембрийские отложения изучены в долине руч. Сухая Бадота. Повышенный интерес к этому разрезу обусловлен тем, что именно здесь имеются фаунистически охарактеризованные отложения всех отделов кембрия. Материалы, собранные по разрезу, позволили выделить единую непрерывную серию отложений, в составе которой выделяются (снизу): курбинская свита — ботомский и тойонский ярусы нижнего кембрия и вышезалегающая пановская серия в составе трех свит (нижне-, средне- и верхнепановской) — средний—верхний кембрий. Изученные кембрийские осадочные разрезы во многом сходны с подобными отложениями бассейна р. Бамбуйка и, по-видимому, входили в состав единого преддугового прогиба УВОС.

В центральной части Забайкальского бассейна, вдоль Абага-Оланской палеоспредионной (офиолитовой) зоны наблюдаются отдельные выходы базит-гипербазитовых массивов (Абагинский, Гольцы, Зумбуруки, Оланский, Маректинский и др. более мелкие тела) и глубоководных кремнисто-терригенных отложений (балбагарская и др. толщи). В ассоциации с ними обнаружены базальты, андезиты, габбро-диабазы с линзами серпентинитов, их структурная и возрастная принадлежность остается пока не выясненной. Эти материалы в свое время послужили нам основанием для выделения венд-раннекембрийского Абагинского океанического террейна [Парфенов и др., 1996]. Необходимо отметить, что кроме УВОС в пределах северо-западной части (в современных координатах) Забайкальского бассейна и коллажа террейнов Приольхонья и Восточного Прибайкалья всюду наблюдаются метабазальты островных дуг (Ангинской, Таланчанской) и метаосадки окраинно-морских задуговых бассейнов [Макрыгина и др., 2007; Гордиенко, Миронов, 2008]. Все это говорит о том, что на раннекаледонском этапе развития Забайкалья, вероятно, существовала целая система эшелонированных островных дуг, преддуговых и задуговых бассейнов различной зрелости.

В позднекаледонский этап вся эта система островных дуг и связанных с ними краевых морских бассейнов была охвачена аккреционно-коллизийными процессами, которые привели к формированию

ареалов зонального метаморфизма, массивов гранитоидов, покровно-надвиговых структур и протяженных сдвиговых зон.

Герцинский этап. Средний—верхний палеозой является завершающим этапом в длительном процессе становления УВОС. В последние годы были получены новые палеонтологические и геохронологические материалы по возрасту и составу осадочных и осадочно-вулканогенных пород, слагающих герцинский структурный этаж в пределах УВОС, что позволяет в значительной степени скорректировать историю геологического развития этого района Западного Забайкалья в палеозое [Гордиенко и др., 2004, 2006; Минина и др., 2006, 2007; Руженцев и др., 2007]. Было установлено, что в среднем палеозое после длительного перерыва в пределах этих зон начали формироваться наложенные осадочные палеобассейны. Источником сноса осадочного материала служили породы добайкальского фундамента, верхнерифейских и венд-раннекембрийских островных дуг. Новые материалы позволили выделить на территории Западного Забайкалья контуры наложенных герцинских прогибов — Багдаринского, Уакитского, Бамбуйско-Олингдинского, Ульдзутуйско-Химгильдинского и других, которые в целом, возможно, представляли крупный форландовый палеобассейн девона—среднего карбона [Филимонов, 2005].

Багдаринский прогиб расположен на севере Витимского плоскогорья (см. рис. 1, 2). Прогиб наложен на структуры Верхневитимского турбидитового террейна и УВОС. В структурном отношении это крупная грабен-синклиальная структура (синформа), где тектонически совмещены различные в формационном отношении комплексы [Минина и др., 2006, 2007; Руженцев и др., 2007]. Ранее в результате геологической съемки м-ба 1:200 000 в междуречье Мал. Амалата и Талоя древние отложения были расчленены на верхнепротерозойские ороченскую и якинскую, а также на нижнекембрийскую точерскую и верхнекембрийскую багдаринскую свиты [Булгатов и др., 1969]. В последние годы возраст стратифицированных образований Багдаринского прогиба был пересмотрен и определен по комплексам органических остатков как девон—раннесреднекаменноугольный, что подтверждается палеомагнитными данными [Метелкин и др., 2006б]. Отложения Багдаринского прогиба слабометаморфизованы, смяты в пологие складки, разбиты многочисленными разломами и прорваны «сшивающими» их гранитоидами с возрастом 288 ± 2 млн лет [Руженцев и др., 2007].

Уакитский прогиб находится в восточной части Баргузинского турбидитового террейна и сложен терригенно-карбонатными отложениями среднего—позднего палеозоя, являющимися продуктами размыва фундамента УВОС (см. рис. 1). Возраст стратона Уакитского прогиба был определен по комплексам органических остатков. В составе осадочных толщ прогиба присутствуют микститы различного генезиса [Кирмасов и др., 2000]. Олистоплаки и олистолиты содержат кембрийскую фауну и представляют собой фрагменты основания позднедевонского палеобассейна [Минина, 2003; Филимонов, 2005].

Следует отметить, что Багдаринский, Уакитский и Бамбуйско-Олингдинский палеобассейны сходны по условиям образования. Главное отличие в развитии палеобассейнов состоит в последнем этапе их формирования. Уакитский палеобассейн в карбоне, по-видимому, представлял собой серию межгорных впадин, тогда как Багдаринский в это время, вероятно, сохранял свои связи с морем, прежде всего с Хэн-тэй-Даурско-Агинской системой окраинных морей Монголо-Охотского океанического бассейна.

В пределах *Еравнинской зоны* средне- и верхнепалеозойские отложения в прошлом слагали крупный наложенный прогиб [Гордиенко, 1985, 1987], названный нами Ульдзутуйско-Химгильдинским (см. рис. 1). Породы этого возраста сохранились в пределах Еравнинской, Олдындинской и Кыджимитской ВТС УВОС. Так, из состава олдындинской свиты ($\text{Є}_1\text{ol}$) Еравнинской ВТС (см. рис. 4) выделена пестроцветная карбонатно-терригенно-туфогенная толща мощностью более 350 м, названная нами ульдзутуйской ($\text{D}_3\text{—C}_1\text{ulz}$). На карбонатных породах олдындинской свиты залегают вулканомиктовые песчаники, гравелиты, алевролиты, мергели, фельзиты, туффиты, слоистые кварцевые, кварц-полевошпатовые песчаники, алевросланцы, плитчатые известняки. Возраст толщи по комплексам органических остатков (брахиоподы, кораллы, мшанки, конодонты, тентакулиты, строматопораты, криноидеи, водоросли, микроспоры) определяется как девон — нижнекаменноугольный. Подобные отложения также выделены из состава нижнекембрийской олдындинской свиты в Кыджимитской и Олдындинской ВТС УВОС. Так, в пределах Олдындинской ВТС (см. рис. 7) на водоразделе ручьев Сохатиный и Перевальный выше карбонатно-терригенной толщи олдындинской свиты ($\text{Є}_1\text{ol}$) наблюдается конгломератогравелисто-песчаниковая толща, которая, так же как и в Еравнинской ВТС, названа нами ульдзутуйской ($\text{D}_3\text{—C}_1\text{ulz}$). Видимая мощность ее 200 м.

Кроме того, в пределах Ульдзутуйско-Химгильдинского палеобассейна в составе Еравнинской и Олдындинской ВТС выделяются сурхэбтинская толща, исташинская и химгильдинская свиты. Сурхэбтинская свита ($\text{C}_{2,3}\text{sb}$) выделена в Еравнинской ВТС (см. рис. 4) и представлена преимущественно субщелочными основными и средними вулканогенными породами с редкими линзами известняков. Ранее она относилась к кембро-ордовика [Литвиновский и др., 1986]. В настоящее время нами определен ее Ar-Ar возраст — 310 млн лет. Химгильдинская свита распространена в междуречье Алянги и Кыджимита (стратотип по р. Химгильда) и по правобережью р. Витим ниже устья р. Заза (руч. Хулудый). В ее со-

ставе преобладают существенно-кварцевые грубозернистые песчаники с многочисленными прослоями и линзами гравелитов, мелкогалечных конгломератов и постоянной примесью гравийного материала. По комплексам миоспор возраст свиты в стратотипе определяется как нижнесреднекаменноугольный. Исташинская свита сложена пестроцветными (преимущественно красноцветными) полимиктовыми песчаниками с прослоями и линзами полимиктовых гравелитов и конгломератов, глинисто-карбонатными и карбонатными сланцами. В составе обломочного материала конгломератов и гравелитов содержится кварц, реже разрушенные вулканиты, сходные с породами УВОС. Общая мощность свиты 1500 м. Возраст свиты по комплексу органических остатков (строматопораты, губки, миоспоры) определяется как верхнедевонский (нижнефранский) [Минина, 2003].

Органические остатки среднего и верхнего палеозоя обнаружены в Курбинской зоне, в бассейне р. Ямбуи (приток р. Турка). В составе отложений так называемого ямбуйского «ксенолита» установлены средне- и верхнепалеозойские фациальные комплексы терригенного шельфа (андреевская и зумбурукская свиты) в ассоциации с дельтовыми терригенными осадками (ямбуйская свита). Во всех рассмотренных палеобассейнах фиксируются продукты размыва венд-раннекембрийских осадочно-вулканогенных пород УВОС.

Одновременно с осадконакоплением вышеназванных толщ или немного позднее на территории Западного Забайкалья происходило формирование верхнепалеозойских (пермокарбонатных) вулканических и комагматических им плутонических комплексов. Подобные комплексы локализовались в рифтогенных вулканотектонических структурах и являются «сшивающими» образованиями для ранее сформированных структур УВОС. Одной из таких крупных структур Западного Забайкалья, где установлены осадочные, вулканогенные и плутонические формации этого возраста, является Бейсыханская ВТС [Гордиенко и др., 1978, 2003]. Она локализована главным образом на левобережье р. Витим, где слагает одноименный водораздельный хребет в междуречье Аталанга—Витим, а также переходит на правый борт долины р. Витим, где образует ряд построек в пределах Еравнинской ВТС (ручьи Сурхэбт, Ульдзутуй, Хулудый и др.). Вулканогенные образования представлены породами кислого (дациты, риолиты, трахириолиты, их туфы, игнимбриты) и среднего (трахиандезиты и их туфы) составов. Изотопный Rb-Sr возраст вулканической ассоциации Бейсыханской ВТС составляет 323 ± 46 млн лет при первичном отношении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.706 \pm 0.001$. Полученный Ar-Ar возраст трахибазальтов по правобережью руч. Хулудый составляет 306.6 ± 3.2 млн лет, а U-Pb возраст по цирконам из трахириолитов левобережья ручья составляет 290.8 ± 4.1 млн лет. Ar-Ar возраст даек фельзит-порфиоров района Озерного колчеданно-полиметаллического месторождения составляет 290 млн лет.

На юго-восточных склонах хр. Бейсыхан и междуречья Заза—Холой кислые и средние вулканогенные породы Бейсыханской ВТС интродуцированы гранитоидами зазинского комплекса, находясь с ними в тесной пространственной и генетической связи. Гранитоиды зазинского комплекса сосредоточены в основном на юге Витимского плоскогорья, где наряду с другими массивами представляют собой самостоятельный интрузивный комплекс, сформированный позднее Ангаро-Витимского гранитоидного батолита. Сходство геохимических характеристик кислых вулканитов и гранитов позволяют подтвердить более ранние выводы о комагматичности гранитов зазинского комплекса и кислых вулканитов хр. Бейсыхан [Литвиновский и др., 1974; Гордиенко и др., 1978]. Ar-Ar возраст гранодиоритов района Озерного месторождения составляет 271 ± 3.3 млн лет, а U-Pb возраст этих же пород по цирконам — 284 млн лет [Negner et al., 2006].

Таким образом, изотопный возраст вулканитов и интрузивов Бейсыханской и других наложенных структур УВОС свидетельствует о позднекарбонатном — пермском времени их формирования. В это время на территории Западного Забайкалья происходили интенсивные внутриплитные тектономагматические процессы в тылу активной континентальной окраины, приведшие к образованию крупного Селенгино-Витимского вулканоплутонического пояса рифтогенного типа, в том числе к становлению Ангаро-Витимского гранитоидного батолита и других субщелочных и щелочных массивов позднепалеозойских гранитоидов [Гордиенко, 1987, 2006; Гордиенко, Кузьмин, 1999; Ярмолюк, Коваленко, 2003; Цыганков и др., 2007].

ОБЩАЯ МОДЕЛЬ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ УДИНО-ВИТИМСКОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ

С тех пор как было установлено, что складчатые пояса формируются в результате превращения океанической коры в континентальную в зоне взаимодействия океанических и континентальных литосферных плит [Dewey, Bird, 1970; Пейве и др., 1972; Зоненшайн и др., 1976], в происхождении и развитии океанической коры геологического прошлого все равно остается еще много неясного и дискуссионного. Предполагается, что подавляющая часть бывшей океанической коры исчезает в зонах субдукции и только незначительные фрагменты (менее 0.001 %) [Coleman, 1977] охраняются в особых условиях, в основном в сутурных или шовных зонах, а также в областях обдукции на краях континентов, микроконтинентов

или островных дуг. Подобная ситуация наблюдается на территории Западного Забайкалья, где фрагменты позднерифейской океанической коры Палеоазиатского океана разбросаны на большой площади. Например, в пределах УВОС и складчатых структур Верхневитимского турбидитового террейна обнаружено более 25 бескорневых реститовых базит-гипербазитовых тел и ультрамафит-мафитовых кумулятов предположительно позднерифейского и венд-раннекембрийского возраста. Самым крупным из них является массив Гольцы площадью 4.5 км², остальные массивы более мелких размеров зафиксированы преимущественно в зонах разломов среди позднерифейских и венд-раннекембрийских осадочно-метаморфических толщ [Гордиенко и др., 1978]. Большинство базит-гипербазитовых членов офиолитовой ассоциации сосредоточено в пределах Абага-Оланской, Шаманской (Усой-Точерской), Итанца-Бурлинской, Бирамьинской и Юмурченской шовных или палеоспрединговых зон. В последних обнаружены фрагменты позднерифейских и венд-раннекембрийских островодужных комплексов [Гордиенко, Миرون, 2008; Гордиенко и др., 2009].

В истории геодинамического развития Забайкалья, где сформировались структуры УВОС, выделяются три временных этапа: верхнерифейский или позднебайкальский; венд-нижнепалеозойский или каледонский, с подразделением на ранние и поздние каледониды; средневерхнепалеозойский или герцинский. Рассмотрим историю развития УВОС по порядку выделенных временных интервалов (рис. 11).

Поздний рифей. Палеоазиатский океан образовался между Сибирью и Лаврентией в результате длительного распада суперконтинента Родиния по разным оценкам в период от 1000 до 720 млн л.н. [Метелкин и др., 2007] и существовал в дальнейшем в виде крупного залива Палеопацифики до конца нижнего палеозоя [Golonka et al., 2006]. Уже на ранней стадии развития Палеоазиатского океана (в позднем рифее и начале венда) по западной окраине Восточной Гондваны образовалась непрерывная цепь островодужных систем (Кадомская, Протоуральская и др.), где выделяются островодужные вулканические серии с бонинитами, указывающими на максимальное раскрытие океана [Моссаковский и др., 1998; Добрецов и др., 2003]. В это время другая система островных дуг формировалась по окраине Палеоазиатского океана, в зоне его взаимодействия с Лаврентией и Сибирским континентом [Парфенов и др., 1996; Гордиенко, 2006]. Здесь, по палеомагнитным данным, вдоль юго-западной, северной и восточной периферии Сибирского континента реконструируется разнонаправленная система верхнерифейских островных дуг (Исаковская, Шумихинско-Кирельская, Сархойская, Шишхидгольская, Келянская, Метешихинская и др.), зоны субдукции, погружающиеся под Сибирский континент или под кратонные микроконтиненты (Центрально-Ангарский, Канский, Гарганский, Тувино-Монгольский, Муйско-Становой). Одновременно в зоне сближенного развития Сибирского кратона и Палеоазиатского океана формировались междуговые и задуговые океанические бассейны (Приенисейский, Алтае-Саянский, Баргузино-Витимский и др.). В пределах Баргузино-Витимского бассейна распространены среднепозднерифейские сложнодислоцированные осадочно-метаморфические толщ, выделяемые в составе Баргузинского и Верхневитимского (Икатского) турбидитовых террейнов [Булгатов, Гордиенко, 1998]. Среди осадочно-вулканогенных толщ этих террейнов повсеместно встречаются глубоководные кремнистые отложения и офиолитовые комплексы, сложенные серпентинитами, метагаббро, метабазальтами типа E- и N-MORB. В настоящее время эти породы сосредоточены в узких шовных или палеоспрединговых зонах (Шаманская, Бурлинская, Бирамьинская), принадлежащих Баргузино-Витимскому океаническому бассейну. Как указывалось выше, возраст офиолитовой ассоциации в Шаманской палеоспрединговой зоне Баргузино-Витимского бассейна составляет 971 млн лет (плагиограниты в метабазитах), 939 млн лет (метагаббро), 892 млн лет (метабазальты). Встречающиеся в этой зоне фрагменты Келянской островодужной системы образованы туфами и лавами риолитов, плагиориолитов, андезитов и базальтов известково-щелочной серии с возрастом 837 и 789 млн лет, а также габбро-диоритами и плагиогранитами с возрастом 790 млн лет. К северо-востоку в составе вулканитов Келянской островодужной системы фиксируются бониниты и примитивные толентовые базальты, указывающие на энсиматический характер этой дуги.

Метешихинская островодужная система фиксируется верхнерифейскими турбидитами Баргузинского террейна, надсубдукционными базальтами верхнерифейской итанцинской свиты, а также отдельными магматическими телами перидотит-пироксенит-габбрового состава с возрастом 750 млн лет, расположенными вдоль восточного побережья оз. Байкал. Для пород характерно низкое содержание РЗЭ с четко выраженной положительной Eu аномалией, Sr максимумом и Nb минимумом, характерными для островодужных ассоциаций [Орсоев и др., 2006]. Следует отметить, что Метешихинская островная дуга к концу рифея столкнулась с краевыми структурами Сибирского континента (кратона), а Келянская островодужная система в свою очередь столкнулась с Муйско-Становым микроконтинентом, который к началу венда сочленился с Сибирским кратоном и в дальнейшем развивался совместно в виде пассивной континентальной окраины.

Таким образом, к концу позднебайкальского этапа (630—610 млн лет) завершилось формирование нижнего структурного этажа УВОС, сложенного позднерифейскими островными дугами, преддуговыми, междуговыми и задуговыми бассейнами, которые причленились к окраине Сибирского кратона. Ак-

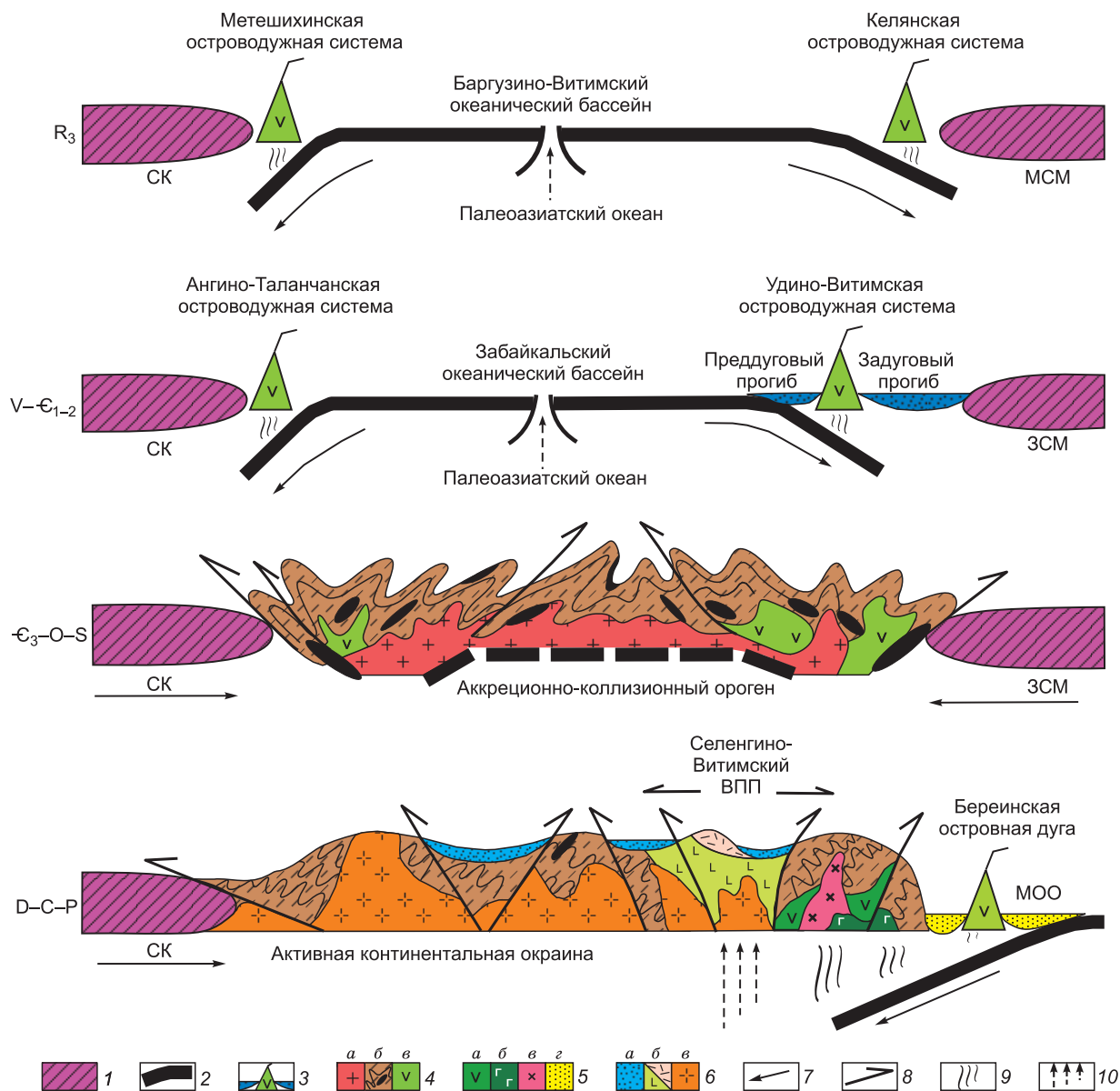


Рис. 11. Принципиальная схема геодинамической эволюции Удино-Витимской островодужной системы в позднем рифее—палеозое.

1 — континентальная кора (СК — Сибирский кратон, МСМ — Муйско-Становой микроконтинент, ЗСМ — Западно-Становой микроконтинент); 2 — океаническая кора Палеоазиатского и Монголо-Охотского (МОО) океанов; 3 — островодужные системы с преддуговыми и задуговыми прогибами (показаны в УВОС и Берейнской дуге); 4 — фрагменты раннеколлизийных гранитоидов (а), океанических (б) и островодужных (в) комплексов в аккреционно-коллизийном орогене; 5 — фрагменты островодужных вулканитов (а), габброидов (б), гранитоидов (в) и задуговых бассейнов (г) во фронтальной зоне активной континентальной окраины; б — рифтогенные комплексы: осадочные и осадочно-вулканогенные грабен-синклиналильные отложения (а), бимодальные трахибазальт-трахириолитовые комплексы (б), внутриплитные гранитоиды (в) на активной континентальной окраине; 7 — направление движения литосферных плит; 8 — границы тектонических покровов и надвигов; 9 — потоки надсубдукционных флюидов под островными дугами и активными окраинами; 10 — направления потоков мантийных флюидов в спрединговых зонах Палеоазиатского океана и окраинно-континентальных рифтогенных структурах Селенгино-Витимского вулканоплутонического пояса.

креационно-коллизийные процессы сопровождалась внедрением коллизийных гранитоидов талалинского (790 млн лет), муйского (733 млн лет), нюрнудуканского (652 млн лет) комплексов. Вследствие этих процессов вблизи границ Сибирского кратона сформировался коллаж позднерифейских террейнов различной геодинамической природы, которые на территории Забайкалья образовали складчатую систему байкалид. Активное формирование зон субдукции в позднем рифее в последующем прекратилось и переместилось к югу в сторону Палеоазиатского океана [Гордиенко, 2006].

Венд, нижний и средний кембрий. На раннекаледонском этапе в Забайкальском секторе Палеоазиатского океана вновь активизировались конвергентно-дивергентные процессы в связи с формированием островодужных систем и Забайкальского междугового океанического бассейна. Во многом они были унаследованы от предыдущего этапа. Именно в это время была сформирована одна из крупных островодужных систем Забайкалья — раннекаледонская *Удино-Витимская островодужная система*.

По палеомагнитным данным, Сибирский континент в раннем палеозое располагался в приэкваториальной области и своей современной юго-западной стороной был повернут к северу. Развитая в северной части (в древних координатах 0—20° с.ш.) система островных дуг цепочкой опоясывала Прибайкальский клинообразный выступ Сибирского континента, который в венде—раннем—среднем кембрии перемещался из южных широт на север, вращаясь по часовой стрелке [Казанский, 2002]. Океанические плиты Палеоазиатского океана двигались в том же направлении, субдуцируя под островные дуги с ССЗ на ЮЮВ (в древних координатах), что подтверждается палеомагнитными данными по океаническим (внутриплитным) базальтам Джидинской зоны [Гордиенко, Михальцов, 2001]. Обстановки сжатия на границах континентальной и океанической плит привели к формированию правосторонних сдвиговых зон по периферии Сибирского континента, вследствие чего в течение первой половины кембрия островодужные системы испытывали юго-восточное перемещение между Минусинско-Саянским и Забайкальским междуговыми бассейнами, а также между Джидинской и Удино-Витимской островодужными системами. Судя по палеомагнитным данным, островодужные ансамбли передвигались по сдвигам, разворачивались в различных направлениях, что приводило к переориентированию или перескоку спрединговых зон и зон субдукции [Гордиенко, 2006].

Возникший в венде Забайкальский междуговой океанический бассейн фиксируется Абага-Оланской, Юмурченской зонами развития офиолитов и более мелкими серпентинитовыми телами, разбросанными по всей Удино-Витимской зоне палеозойского. Наиболее крупная Абага-Оланская зона выходов океанической коры представлена базит-гипербазитовыми массивами (Гольцы, Оланский, Зумбуруки, Маректинский и др.), а также глубоководными кремнисто-терригенными отложениями (балбагарская и др. свиты), в ассоциации с которыми встречаются низкохромистые толеитовые базальты [Хрусталев, 2009]. В отличие от Шаманской офиолитовой ассоциации, базит-гипербазиты и базальты Забайкальского океанического бассейна изучены недостаточно. Можно только предполагать, что океаническая кора этого междугового бассейна, с одной стороны, субдуцировала под Удино-Витимскую островную дугу, образуя аккреционную призму и преддуговой прогиб, которые в последующем вместе с островной дугой столкнулись с Западно-Становым микроконтинентом [Парфенов и др., 1996]. Образовавшийся крупный задуговой прогиб в настоящее время представлен палеозойскими, в том числе нижнекембрийскими толщами, входящими в состав Яблоново-Малханского метаморфического террейна. С другой стороны, океаническая кора Забайкальского бассейна субдуцировала под Ангино-Таланчанскую островодужную систему, сформированную вблизи Сибирского континента [Гордиенко, 2006; Макрыгина и др., 2007].

Верхний кембрий, ордовик, силур. С позднекаледонским этапом связано закрытие Забайкальского океанического бассейна, преддуговых и задуговых прогибов УВОС, прекращение островодужного вулканизма и осадконакопления. Эти события были обязаны аккреционно-коллизийным процессам в результате сближения Сибирского кратона (континента) и кратонных Западно-Станового и Аргунского микроконтинентов. В результате произошло разрушение океанической и переходной континентальной коры в этом секторе Палеоазиатского океана, выведение ее на поверхность в покровно-складчатых структурах, формирование ареалов зонального метаморфизма, массивов коллизийных гранитоидов, связанных с процессами даламинации литосферы, и протяженных сдвиговых зон. В конечном итоге к концу раннего палеозоя на месте УВОС и окружающих ее структур сформировался каледонский аккреционно-коллизийный складчатый пояс (ороген).

Девон, карбон, пермь. Происходят завершающие процессы формирования аккреционно-коллизийного орогена, его денудация (разрушение), образование наложенных герцинских прогибов (Багдаринского, Уакитского, Бамбуйско-Олиндинского, Ульдзутуйско-Химгильдинского и др.), сложенных в основном продуктами размыва УВОС. Эти процессы начались в позднем девоне и раннем карбоне. Предполагается связь этих бассейнов с Хангай-Хэнтэй-Даурской системой окраинных морей Монголо-Охотского океана. В отличие от Алтае-Саянской области, характерной особенностью этого времени в Западном Забайкалье было практически полное отсутствие девонских гранитоидов. В среднем—позднем карбоне и перми тектономагматические процессы в Забайкалье резко усилились в связи с формированием активной континентальной окраины (АКО) Монголо-Охотского океанического бассейна. В зоне сближенного развития Сибирского континента и Монголо-Охотского океана, во фронтальной части АКО формировались задуговые прогибы, надсубдукционные габброиды и гранитоиды и островодужные комплексы (Береинская и другие дуги), а в тыловой части АКО — Селенгино-Витимский вулканоплутонический пояс рифтогенного типа и массовое формирование внутриплитных гранитоидов Ангаро-Витимского батолита и других интрузивных комплексов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Согласно палеомагнитным данным Удино-Витимская островодужная система входила в состав единого ансамбля островных дуг и окраинных бассейнов в области взаимодействия Сибирского континента, Палеоокеана и его крупного залива — Палеоазиатского океана. Отличительной особенностью этого ансамбля островных дуг, междуговых и задуговых бассейнов было разнонаправленное падение зон субдукции как в сторону Сибирского континента, так и под кратонные микроконтиненты окраины Палеоазиатского океана (западно-тихоокеанский тип окраин). Удино-Витимская островодужная система имела субмеридиональную ориентировку и располагалась в приэкваториальной области (5—10° с.ш.), северо-западнее (в древних координатах) Сибирского континента. По крупной правосторонней сдвиговой зоне она граничила с Джидинской островодужной системой, но в отличие от последней имела обратную полярность, что привело к столкновению ее с Западно-Становым микроконтинентом.

В истории развития Удино-Витимской островодужной системы отчетливо реконструируется вендраннекембрийский океанический бассейн, надсубдукционная островная дуга, преддуговой и задуговой прогибы. Эти структуры к концу кембрия и началу ордовика превратились в покровно-складчатое аккреционно-коллизонное сооружение. Этому способствовало субмеридиональное сжатие и скучивание сиалических масс в результате столкновения Сибирского континента, Западно-Станового и Аргунского микроконтинентов.

Геохимические и минералогические особенности исследованных вулканитов Удино-Витимской островодужной системы венда—нижнего палеозоя Западного Забайкалья позволяют сделать вывод о том, что их формирование происходило в условиях зрелой энциалической островной дуги, современным аналогом которой является Курило-Камчатская островодужная система.

Работа выполнена при поддержке программы ОНЗ и СО РАН «Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования континентальной коры» (7.10.1, 7.10.2) и РФФИ (гранты 05-05-64035, 08-05-00290, 08-05-00409).

ЛИТЕРАТУРА

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. Петропавловск-Камчатский, Изд-во ИВГиГ ДВО РАН, 2001, с. 9—33.

Беличенко В.Г. Нижний палеозой Западного Забайкалья. М., Наука, 1969, 207 с.

Беличенко В.Г. Каледониды Байкальской горной области. Новосибирск, Наука, 1977, 134 с.

Беличенко В.Г., Комаров Ю.В., Мусин Ю.Б., Хренов П.М., Чернов Ю.А. Геолого-петрографический очерк южной окраины Витимского плоскогорья (Северо-Западное Забайкалье). М., Изд-во АН СССР, 1962, 168 с.

Беличенко В.Г., Гелетий Н.К., Бараш И.Г. Баргузинский микроконтинент (Байкальская горная область): к проблеме выделения // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (10), с. 1049—1059.

Богатиков О.А., Цветков А.А. Магматическая эволюция островных дуг. М., Наука, 1988, 248 с.

Булгатов А.Н., Гордиенко И.В. Террейновый анализ складчатых поясов Забайкалья // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. Материалы XXXI тектонического совещания. М., ГЕОС, 1998, т. 1, с. 72—74.

Булгатов А.Н., Гордиенко И.В. Террейны Байкальской горной области и размещение в их пределах месторождений золота // Геология рудных месторождений, 1999, т. 4, № 3, с. 230—240.

Булгатов А.Н., Васильченко В.В., Гамчян А.А., Хрипков А.В. Стратиграфия древних отложений, развитых в северной части Витимского плоскогорья, их металлоносность // Советская геология, 1969, № 10, с. 26—38.

Булгатов А.Н., Булнаев К.Б., Очиров Ц.О., Турунхаев В.И., Цырендоржиев Ц.Ц. Тектонические разломы Забайкалья. Новосибирск, Наука, 1978, 111 с.

Булгатов А.Н., Гордиенко И.В., Зайцев П.Ф., Турунхаев В.И. Атлас геодинамических карт и карт глубинного строения Забайкалья // Тектоника Азии. Материалы XXX тектонического совещания. М., ГЕОС, 1997, с. 39—41.

Булгатов А.Н., Гордиенко И.В., Зайцев П.Ф., Турунхаев В.И. Геодинамическая карта Байкальского региона и сопредельных территорий. М-б 1:2 000 000. Улан-Удэ, ГИ СО РАН, 2004. CD ROM.

Булгатов А.Н., Доронина Н.А., Ласточкин Н.И. Рифейские комплексы фундамента Удино-Витимской раннекаледонской зоны (Забайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2006, вып. 4, т. 1, с. 44—47.

Васильев И.Л. Геология Еравнинского рудного поля. Новосибирск, Наука, 1977, 126 с.

Ветлужских Л.И. Палеобиогеография кембрия на территории Бурятии // Палеонтология, палеобиогеография и палеоэкология: Материалы LIII сессии Палеонтологического общества. СПб., ВСЕГЕИ, 2007, с. 34—35.

Гордиенко И.В. Магматизм и геодинамика палеозоя северной части Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика, 1984 (4), с. 19—31.

Гордиенко И.В. Особенности геологического развития Прибайкалья и Забайкалья в среднем и позднем палеозое // Тектоника Сибири. Т. 12. Новосибирск, Наука, 1985, с. 94—101.

Гордиенко И.В. Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. М., Наука, 1987, 239 с.

Гордиенко И.В. Новые данные по геодинамической эволюции палеозойских Джидинской и Удино-Витимской зон Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания. Иркутск, Изд-во Института географии СО РАН, 2004, т. 1, с. 92—95.

Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалитид и палеозойских складчатых обрамлений юга Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (1), с. 53—70.

Гордиенко И.В., Кузьмин М.И. Геодинамика и металлогения Монголо-Забайкальского региона // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (11), с. 1545—1562.

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., Миронов А.Г. Геодинамическая и металлогеническая эволюция Забайкалья в позднем рифее—палеозое // Отечественная геология, 2008, № 3, с. 46—57.

Гордиенко И.В., Андреев Г.В., Кузнецов А.Н. Магматические формации палеозоя Саяно-Байкальской горной области. М., Наука, 1978, 220 с.

Гордиенко И.В., Климук В.С., Посохов В.Ф. Карбоновый вулканизм Витимского плоскогорья, Забайкалье: состав, Rb-Sr возраст, геодинамические условия формирования // Вулканизм и геодинамика: Материалы II Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург, Изд-во ИГГ УрО РАН, 2003, с. 72—78.

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 истории Земли: Материалы XXXVII тектонического совещания. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2004, т. 1, с. 107—110.

Гордиенко И.В., Климук В.С., Филимонов А.В. Вулканизм Удино-Витимской островодужной системы (Западное Забайкалье) // Материалы Международного полевого Курило-Камчатского семинара «Геотермальные и минеральные ресурсы областей современного вулканизма» (16 июля—6 августа 2005 г.). Петропавловск-Камчатский, Изд-во Оттиски, 2005, с. 257—265.

Гордиенко И.В., Минина О.Р., Хегнер Э., Ситникова В.С. Новые данные по составу и возрасту осадочно-вулканогенных толщ и интрузивов Еравнинского островодужного террейна (Забайкалье) // Вулканизм и геодинамика: Материалы III Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Улан-Удэ, Изд-во БНЦ СО РАН, 2006, т. 1, с. 154—158.

Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Ласточкин Н.И., Ситникова В.С. Состав, U-Pb изотопный возраст (SHRIMP-II) офиолитовой ассоциации Шаманской палеоспрединговой зоны и условия ее формирования (Северное Забайкалье) // Докл. РАН, 2009, т. 429, № 3, с. 359—364.

Грачев А.Ф. Индентификация мантийных плюмов на основе изучения вещественного состава вулканитов и их изотопно-геохимических характеристик // Петрология, 2003, т. 11, № 6, с. 618—654.

Далматов Б.А., Ветлужских Л.И. Этапы развития трилобитовых комплексов амгинского яруса Бурятии, их значение для познания полноты геологической летописи // Биостратиграфия и эколого-биосферные аспекты палеонтологии: Тезисы докладов XLIII сессии Палеонтологического общества. СПб., ВСЕГЕИ, 1998, с. 33—35.

Добрецов Н.Л. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1—2), с. 5—27.

Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Котляков А.В. Магматизм и геодинамика Палеоазиатского океана на венд-кембрийском этапе его развития // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (9), с. 952—967.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М., Недра, 1976, 231 с.

Зорин Ю.А., Складчиков Е.В., Беличенко В.Г., Мазукабзов А.М. Механизм развития системы «островная дуга—задуговой бассейн» и геодинамика Саяно-Байкальской складчатой области в позднем рифее—раннем палеозое // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (3), с. 209—226.

Казанский А.Ю. Эволюция структур западного обрамления Сибирской платформы по палеомагнитным данным: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. Новосибирск, ИГ СО РАН, 2002, 40 с.

Кирмасов А.Б., Ключко А.А., Божко Н.А., Минина О.Р. Тектоника Уаakitской зоны (Прибайкалье): к палеогеодинамике внутренних районов Байкальской складчатой области // Общие вопросы тектоники. Тектоника России: Материалы XXXIII тектонического совещания. М., GEOS, 2000, с. 205—207.

Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Летягин В.С. О вулканоплутонической природе палеозойских гранитоидов юга Витимского плоскогорья // Геология и геофизика, 1974 (3), с. 57—63.

Литвиновский Б.А., Постников А.А., Занвилевич А.Н., Зеленый Э.Н., Зоричева Л.Л. Новые данные по магматизму Озернинского рудного узла (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика, 1986 (8), с. 56—67.

Макрыгина В.А., Петрова З.И. Геохимия метаморфических комплексов восточного побережья оз. Байкал и их корреляционные соотношения с породами западного берега // Геохимия, 2005, № 5, с. 485—502.

Макрыгина В.А., Беличенко В.Г., Резницкий Л.З. Типы палеоостровных дуг и задуговых бассейнов северо-восточной части Палеоазиатского океана (по геохимическим данным) // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 141—155.

Метелкин Д.В., Казанский А.Ю., Гордиенко И.В., Михальцов Н.Э. Предварительные палеомагнитные данные по вулканогенно-осадочным сериям Еравнинского террейна // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2006а, вып. 4, т. 2, с. 16—19.

Метелкин Д.В., Минина О.Р., Юлдашев А.А., Михальцов Н.Э. К вопросу о возрасте и условиях формирования багдаринской толщи (Западное Забайкалье): предварительные результаты палеонтологических и палеомагнитных исследований // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2006б, вып. 4, т. 2, с. 20—23.

Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю. Неопротерозойский этап эволюции Роднии в свете новых палеомагнитных данных по западной окраине Сибирского кратона // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 42—59.

Минина О.Р. Стратиграфия и комплексы миоспор отложений верхнего девона Саяно-Байкальской горной области: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2003, 17 с.

Минина О.Р., Руженцев С.В., Аристов В.А., Катюха Ю.П., Некрасов Г.Е., Родионов Н.В., Голионко Б.Г. Геология Багдаринского района (Витимское нагорье, Забайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2006, т. 2, с. 31—34.

Минина О.Р., Филимонов А.В., Савченко А.А., Катюха Ю.П. Средний—верхний палеозой Западного Забайкалья: проблемы выделения и биостратиграфии // Проблемы геологической и минерагенической корреляции в сопредельных территориях России, Китая и Монголии: Труды VII Международного симпозиума (22—24 мая 2007 г.). Чита, Изд-во ЗабГГПУ, 2007, с. 45—48.

Митрофанов Г.Л., Митрофанова Н.Н. Новая зона развития офиолитовой ассоциации пород на Витимском плоскогорье и ее значение в тектонике и металлогении // Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Новосибирск, Наука, 1983, с. 60—63.

Моссаковский А.А., Пушаровский Ю.М., Руженцев С.В. Крупнейшая структурная асимметрия Земли // Геотектоника, 1998, № 5, с. 3—18.

Некрасов Г.Е., Руженцев С.В., Пресняков С.Л., Родионов Н.В., Лыхин Д.А., Голионко Б.Г. U-Pb SHRIMP датирование цирконов из плутонических и метаморфических пород Икат-Багдаринской и Агинской зон (Забайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2006, т. 2, с. 58—60.

Некрасов Г.Е., Родионов Н.В., Бережная Н.Г., Сергеев С.А., Руженцев С.В., Минина О.Р., Голионко Б.Г. U-Pb возраст цирконов из плагиогранитных жил мигматизированных амфиболитов Шаманского хребта (Икат-Багдаринская зона, Витимское нагорье, Забайкалье) // Докл. РАН, 2007, т. 412, № 5, с. 661—664.

Нефедьев М.А., Виноградов Б.К. Комплексование методов при прогнозировании и поисках рудных месторождений (на примере Озернинского и Эгитинского рудных узлов Западного Забайкалья). Новосибирск, Наука, 1982, 166 с.

Орсов Д.А., Мехоношин А.С., Малышев А.В. Островодужные перидотит-габбровые комплексы Ольхонского террейна на примере Метешихинской группы массивов // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2006, т. 2, с. 73—76.

Осокин П.В., Булгатов А.Н., Квашнин В.Г. Осадочно-вулканогенные образования хр. Морского (Забайкалье) и их минерагения // Геология и геофизика, 1989 (5), с. 50—59.

- Парфенов Л. М., Булгатов А.Н., Гордиенко И.В.** Террейны и формирование орогенных поясов Забайкалья // Тихоокеанская геология, 1996, т. 15, № 4, с. 3—15.
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Моссаковский А.А., Перфильев А.С., Руженцев С.В., Богданов Н.А., Буртман В.С., Книппер А.Л., Макарычев Г.И., Марков М.С.** Палеозоицы Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса // Советская геология, 1972, № 12, с. 7—25.
- Постников А.А., Журавлева И.Т., Терлеев А.А.** Стратиграфия кембрийских отложений Озернинского рудного узла (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (3), с. 608—619.
- Руженцев С.В., Аристов В.А., Минина О.Р., Голионко Б.Г., Некрасов Г.Е.** Герциниды Икат-Багдаринской зоны Забайкалья // Докл. РАН, 2007, т. 417, № 2, с. 225—228.
- Рыцк Е.Ю., Сальникова Е.Б., Яковлева С.З., Котов А.Б., Ковач В.П., Шалаев В.С.** Раннебайкальские гнейсограниты Баргузино-Витимского микроконтинента (Центрально-Азиатский складчатый пояс): новые U-Pb изотопные данные // Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков: Материалы Всероссийской научной конференции. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2002, с. 401—402.
- Рыцк Е.Ю., Макеев А.Ф., Богомолов Е.С., Шалаев В.С., Беляцкий Б.В.** Палеозойские габбровые и диорит-габбровые комплексы южной части Байкальской складчатой области: новые изотопно-геохронологические данные // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. СПб., ИГГД РАН, 2003, с. 440—442.
- Стратиграфический кодекс России.** Издание третье / Ред. А.И. Жамойда. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 2006, 96 с.
- Сушевская Н.М., Бонатти Э., Пейве А.А., Каменецкий Н.Н., Беляцкий Б.В., Цехоня Т.И., Конюков Н.Н.** Гетерогенность рифтового магматизма Приэкваториальной провинции Срединно-Атлантического хребта (15° с.ш.—3° ю.ш.) // Геохимия, 2002, № 1, с. 30—55.
- Филимонов А.В.** Фации и эволюция обстановок седиментации в позднем девоне Уакитского форландового палеобассейна Западного Забайкалья // Девонские наземные и морские обстановки: от континента к шельфу: Материалы Международной конференции. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2005, с. 56—59.
- Хрусталев В.К.** Благородная плитотектоническая минерагения Удино-Витимской островодужной системы палеозойд Западного Забайкалья // Геология, поиски и разведка рудных месторождений. Изв. СО РАН. Секция наук о Земле РАЕН, 2009, № 1 (34), с. 18—27.
- Царев Д.И., Фирсов А.П.** Проблема формирования колчеданных месторождений на примере Забайкалья. М., Наука, 1988, 144 с.
- Цыганков А.А.** Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса в позднем докембрии. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2005, 306 с.
- Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Посохов В.Ф., Цыренов Б.Ц., Хромов А.А., Сергеев С.А.** Источники магм и этапы становления позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 156—180.
- Чернов Ю.А.** Об Удино-Витимской структурно-фациальной зоне раннекаледонской геосинклинали Байкальской горной области // Геология и геофизика, 1963 (5), с. 115—117.
- Язмир М.М.** К палеотектонике кембрия Байкало-Витимской горной страны (структурно-фациальное районирование) // Вопросы тектоники Бурятской АССР и сопредельных территорий. Улан-Удэ, Бурят. кн. изд-во, 1966, с. 40—58.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.** Геодинамические обстановки образования батолитов в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (12), с. 1305—1320.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Рыцк Е.Ю., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б.** Ранние стадии формирования Палеоазиатского океана: результаты геохронологических, изотопных и геохимических исследований позднерифейских и венд-кембрийских комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. РАН, 2006, т. 410, № 5, с. 657—662.
- Coleman R.G.** Ophiolites. Berlin, New York, Springer Verlag, 1977, 229 p.
- Dewey J.F., Bird J.** Plate tectonics and geosynclines // Tectonophysics, 1970, v. 10, № 5—6, p. 625—638.
- Golonka J., Klobicki M., Pajak J., Nguyen Van Giang, Zuchiewicz W.** Global plate tectonics and paleogeography of Southeast Asia. Krakow, AGH University of Science and Technology, Arkadia, 2006, 128 p.
- Hegner E., Gordienko I.V., Iaccherri L.M.** On the origin of the Late Paleozoic Selenga-Vitim magmatic belt, Transbaikalia // Structural and tectonic correlation across the Central Asian orogenic collage: implications for continental growth and intracontinental deformation. Abstracts. Ulaanbaator, IGMR MAS, 2006, p. 51—53.

Поступила в редакцию
22 мая 2009 г.