ISSN 0016-7886

ГЕОЛОГИЯ и ГЕОФИЗИКА

RUSSIAN GEOLOGY AND GEOPHYSICS

5

Том 57, 2016

Специальный выпуск

МАНТИЙНЫЕ ПЛЮМЫ,
ИХ РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ СТРУКТУРЫ ЛИТОСФЕРЫ,
КРУПНЫХ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПРОВИНЦИЙ И МЕТАЛЛОГЕНИИ

СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
НОВОСИБИРСК

СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ
ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА

Геология и геофизика, 2016, т. 57, № 5, с. 920—946

ТЕКТОНИКА ПЛИТ И ТЕКТОНИКА ПЛЮМОВ

УДК 552.3(571.54)

ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИЙ-РАННЕКАЙНОЗОЙСКИЙ РИФТОГЕННЫЙ МАГМАТИЗМ УДИНСКОГО СЕКТОРА (*Западное Забайкалье*)

А.А. Воронцов, В.В. Ярмолюк*, Т.Ю. Комарицына

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

** Институт геологии рудных месторождений, петрографии и геохимии РАН, 119017, Москва, Старомонетный пер., 35, Россия*

Приведена характеристика магматизма Удинского сектора Западно-Забайкальской рифтовой области (ЗЗРО). В нем выделяются семь этапов позднемезозойского-кайнозойского вулканизма в интервале 174—51 млн лет. На рубеже около 135 млн лет происходят наиболее значимые изменения в характере вулканизма: резкое уменьшение объемов вулканических пород, переход от дифференцированных ассоциаций к базальтоидным с исчезновением вулканитов с содержанием SiO_2 более 54 мас. %, появление в ассоциациях щелочных базальтоидов наряду с субщелочными и затем увеличение их доли к поздним этапам.

Геохимические особенности вулканитов Удинского сектора обусловлены участием в их образовании мантийного источника, близкого по составу к источнику с параметрами OIB и обеспечившего высокие концентрации некогерентных элементов в магматических продуктах. Изотопные характеристики пород свидетельствуют о соответствии этого источника мантии варьирующим характеристиками EMII и PREMA при усилении роли последнего во времени. В базальтоидах начальных этапов отмечается дефицит Ti, Nb, Ta, что объясняется участием в магмообразовании водонасыщенной литосферной мантии.

Основные особенности составов вулканитов Удинского сектора и закономерности их изменчивости во времени соответствуют таковым для ЗЗРО, а также для других позднемезозойских-кайнозойских рифтовых областей Центральной Азии. Это позволяет предполагать для них одинаковые геодинамические условия формирования и развитие процессов рифтогенеза в результате воздействия на литосферу региона длительно развивающегося мантийного плюма.

Магматизм Удинского сектора, как и всей ЗЗРО, резко отличается от магматических процессов, протекавших на конвергентных границах Монголо-Охотского пояса, продукты которых представлены дифференцированными магматическими ассоциациями с геохимическими характеристиками, типичными для пород надсубдукционных зон.

Внутриплитный магматизм, рифтогенез, эволюция магматизма, магматические источники, Западное Забайкалье.

LATE MESOZOIC–EARLY CENOZOIC RIFTING MAGMATISM IN THE UDA SECTOR OF WESTERN TRANSBAIKALIA

A.A. Vorontsov, V.V. Yarmolyuk, and T.Yu. Komaritsyna

Magmatism of the Uda sector enclosed within the West Transbaikalian rift zone (WTRZ) is discussed in this paper. Seven stages of the Late Mesozoic–Cenozoic volcanism have been recognized within span 174–51 Ma. On the border about 135 Ma the nature of volcanism changed noticeably: (a) the volume of volcanic rocks essentially reduced; (b) transition from differentiated to basaltic associations proceeded with the disappearance of volcanics containing SiO_2 over 54 wt.%; (c) alkali and subalkaline basaltoids appeared in the associations, their volume increasing at later stages. Geochemical features of the Uda volcanics are determined by participation in their formation of the mantle source close in composition to the source with OIB parameters. They are responsible for high concentrations of incompatible elements in magmatic products. The isotope characteristics of rocks indicate conformity of this mantle source to the varying behavior of EMII and PREMA with the role of the latter strengthening in time. The basaltoids of initial stages show the deficit of Ti, Nb, and Ta caused by involvement of water-saturated lithosphere mantle in magma formation. The main specifics of the Uda volcanics composition and the pattern of their variability in time correspond to those in WTRZ, as well as in the other Late Mesozoic–Cenozoic rift zones of Central Asia. This evidence suggests similar geodynamic

© А.А. Воронцов✉, В.В. Ярмолюк, Т.Ю. Комарицына, 2016

✉e-mail: voron@igc.irk.ru

DOI: 10.15372/GiG20160507

settings for origination and development of rifting processes, when continuously evolving mantle plume affects the regional lithosphere. The magmatism of the Uda sector, as in the entire WTRZ, differs considerably from magmatic processes developing over the convergent boundaries of the Mongol-Okhotsk belt; their products are represented by differentiated magmatic associations with geochemical properties are common for the rocks of suprasubduction zones.

Within-plate magmatism, rifting, evolution of magmatism, magma sources, Western Transbaikalia

ВВЕДЕНИЕ

В позднем мезозое территория Центрально-Азиатского складчатого пояса была вовлечена в процессы внутриплитной активности. Здесь возник ряд автономных магматических областей: Южно-Хангайская, Восточно-Монгольская, Алданская, Западно-Забайкальская [Ярмолюк и др., 1995]. Их формирование было сопряжено с процессами рифтогенеза, которые привели к образованию систем грабенов, впадин, сбросов, продольных дайковых поясов и сопровождались интенсивной магматической деятельностью. В развитии рифтовых областей было много общего, несмотря на их пространственную и структурную независимость. Основные эпохи магматизма в их пределах хорошо коррелируются как по времени проявления, так и по составам магматических ассоциаций и масштабам их развития. Определенное сходство прослеживается также в смене изотопных источников магматизма.

Подобное согласованное развитие магматизма в этих, никак не связанных между собой областях, вызывает вопросы об их геодинамической природе. С одной стороны, выдвинуто представление о связи этих областей с общим для них горячим полем мантии. Предполагается, что последнее продуцировало отдельные мантийные струи, которые регулировали магматическую активность и структурное развитие этих областей [Ярмолюк и др., 1995, 2003; Kuzmin et al., 2010].

С другой стороны, предполагается, что формирование магматических областей было сопряжено с процессами конвергенции в зоне Монголо-Охотского пояса (МОП) [Диденко и др., 2010] и, в частности, с проявлениями рифтогенеза, типичного для тыловых участков конвергентных границ [Гордиенко и др., 2000]. В основе этого представления лежит факт приуроченности позднемезозойских вулканических областей к обрамлению хэнтейской части МОП, полное закрытие которой произошло в раннем мезозое [Руженцев и др., 2009]. Сразу заметим, что подобная интерпретация структурной позиции вулканических областей не вполне согласуется с реальным их размещением. Например, Южно-Хангайская область находится далеко за пределами структур пояса, а значительные участки Западно-Забайкальской и Восточно-Монгольской вулканических областей располагались вне сферы возможного влияния коллизионных процессов, связанных с развитием МОП. Тем не менее крупные фрагменты последних действительно прослеживаются в зону развития коллизионных структур МОП (рис. 1) и, следовательно, могли формироваться по такому сценарию. В этом случае их развитие должно было иметь определенные отличия от других секторов вулканических областей как в части последовательности магматических событий в их пределах, так и в составах магматических продуктов. К числу подобных структур относится восточный (Удинский) сектор Западно-Забайкальской рифтовой области (ЗЗРО). Он сформировался вблизи той части северного обрамления Монголо-Охотского шва, в пределах которой процессы конвергенции протекали, по крайней мере, до поздней юры.

Цель статьи — дать характеристику магматизма Удинского сектора Западно-Забайкальской вулканической (рифтовой) области: определить геохронологические рубежи его проявления и закономерности пространственной и структурной локализации, охарактеризовать состав магматических ассоциаций и оценить основные тенденции эволюции мантийных источников магматизма во времени. Полученные данные будут сопоставлены с аналогичными материалами по западным секторам рифтовой области, развитие которой контролировалось плюмовой активностью, и по районам обрамления Монголо-Охотского пояса, лежащего к востоку от Удинского сектора и формировавшегося при участии конвергентных процессов вплоть до начала раннего мела. Мы полагаем, что результаты такого сопоставления позволят ответить на вопросы, какие процессы, как и когда участвовали в формировании не только Удинского сектора, но и рифтовой зоны в целом.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

При изучении вулканических толщ Удинского сегмента, прежде всего, были использованы геологические наблюдения, которые легли в обоснование схемы магматизма территории, а также в основу петролого-геохимических и изотопных его исследований. Определения абсолютного возраста пород выполнены K-Ar методом в лабораториях изотопной геохимии ИГЕМ РАН и Института геохимии СО РАН по методике [Чернышев и др., 2006]. Достоверность возрастных оценок контролировалась геоло-

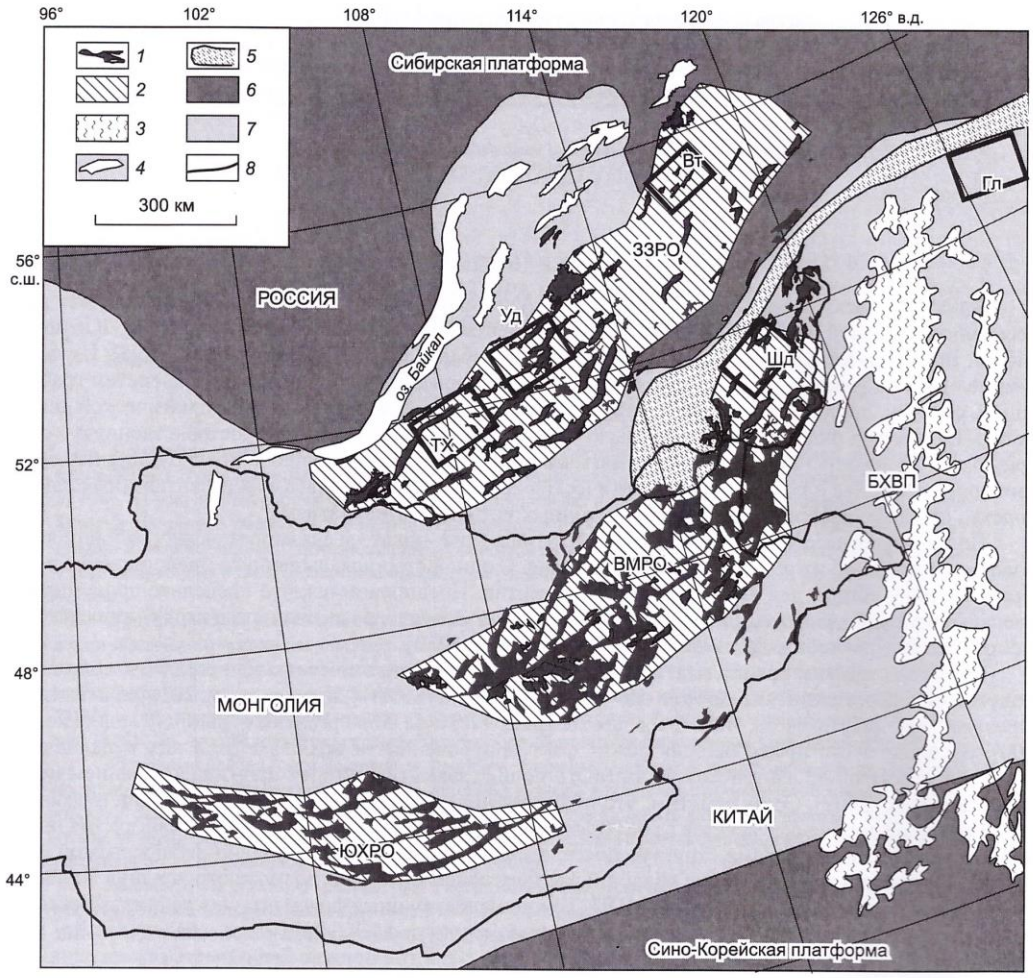

Рис. 1. Схема размещения позднемезозойских вулканических областей в пределах Центральной Азии [Ярмолюк и др., 1995; Парфенов и др., 2003].

1 — грабены рифтовых областей; *2* — позднемезозойские рифтовые области; *3* — вулканические поля Большехинганского пояса; *4* — позднекайнозойские впадины Байкальской рифтовой системы; *5* — Монголо-Охотский пояс; *6* — платформы; *7* — Центрально-Азиатский складчатый пояс; *8* — геологические границы. Рифтовые области: ЗЗРО — Западно-Забайкальская, ЮХРО — Южно-Хангайская, ВМРО — Восточно-Монгольская, БХВП — Большехинганский вулканический пояс.
Прямоугольниками выделены ареалы развития вулканитов: Уд — Удинский сектор, Вт — Витимский сектор (грабены: Талакан, Калакан, Чукчудинский), ТХ — Тугнуйско-Хилокский сектор (Тугнуйский, Хилокский, Цолгинский грабены), Шд — шадоронский комплекс (Александрово-Заводская и Шадоронская впадины, район Стрельцовка), Гл — Галькинский бимодальный комплекс Монголо-Охотского пояса (северная окраина Амурского микроконтинента).

гическим возрастом пород, установленным палеонтологическими методами, а также сходимостью в пределах погрешности измерений результатов изотопного датирования пород, принадлежащих одной вулканической толще.

Проведенные аналитические исследования базируются на обработке более 90 образцов и проб, отобранных нами на различных участках Удинского сектора. Содержания петрогенных элементов были определены А.К. Климовой в институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН рентгенофлуоресцентным методом на многоканальном спектрометре СРМ-25 по методике [Афонин, 1984]. Редкие и редкоземельные элементы определены в 38 пробах методом ICP-MS в Центре коллективного пользования ИНЦ СО РАН Байкальского аналитического центра на масс-спектрометре с высоким разрешением

ELEMENT-2 Finnigan MAT и в Центре коллективного пользования «Байкальский центр нанотехнологий» технопарка при Иркутском государственном техническом университете (БЦНТ ФГБОУ ВО ИрНИИТУ, г. Иркутск) на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7700X фирмы Agilent Technologic. Ответственные за проведение аналитических работ: В.И. Ложкин, О.В. Зарубина, Г.П. Сандимирова. Анализ проводили при стандартных операционных условиях для данного прибора. Для нивелирования возможного матричного эффекта и учета нестабильности или флюктуаций в течение процедуры съемки спектров использовали внутренний стандарт Rh. Для градуирования при расчетах содержаний элемента в пробе использовали многоэлементные сертифицированные растворы (CLMS-1, -2, -4, SPEX, США). Пробоподготовка для пород основного и среднего составов осуществлялась открытым кислотным разложением, для кислых вулканитов — сплавлением с метаборатом лития.

Изотопные измерения стронция и неодима выполнены Ю.А. Пахольченко в ЦКП ИНЦ СО РАН Байкальского аналитического центра на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 с использованием активатора $Ta_2O_5 \cdot nH_2O$ в смеси кислот $HF:HNO_3:H_3PO_4$ (1:1:1) [Birk, Allegre, 1978]. Для контроля использованы стандарты ВНИИМ-Sr ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0.70801 \pm 20$) и INd-1 ($^{143}Nd/^{144}Nd = 0.5121003 \pm \pm 104$). Для измеренных партий проб получены значения $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.70802 \pm 1$, $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512115 \pm 10$. Величины $^{87}Rb/^{86}Sr$ и $^{147}Sm/^{144}Nd$ рассчитаны из концентраций Rb, Sr, Sm и Nd, определенных методом ICP-MS. Значения ε_{Nd} и ε_{Sr} вычислялись относительно модельного хондритового резервуара CHUR с параметрами $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512638$; $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.1967$; $^{87}Rb/^{86}Sr = 0.7045$; $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.0816$ [Фор, 1989].

ЗАПАДНО-ЗАБАЙКАЛЬСКАЯ РИФТОВАЯ ОБЛАСТЬ

Позднемезозойская-кайнозойская Западно-Забайкальская рифтовая область (ЗЗРО) протягивается от западного фланга хр. Малый Хамар-Дабан на северо-восток до Витимского плоскогорья и далее, достигая в длину 1000 км при ширине 200—300 км. Она выражена в рельефе системой впадин и грабенов, которые прослеживаются вдоль южного склона Байкальской горной области. Магматизм области характеризуют породы широкого диапазона составов: трахибазальты, нефелиниты, трахиандезибазальты, трахиты, тефриты, фонолиты, трахиты, трахидациты, трахириолиты, комендиты и пантеллериты. С вулканитами ассоциируют лейкограниты, щелочные и литий-фтористые граниты, слагающие небольшие массивы. Закономерности строения и формирования области в целом и отдельных ее фрагментов в частности рассмотрены в работах [Гордиенко и др., 1997, 1999; Ярмолюк и др., 1998; Воронцов и др., 1999, 2002; Воронцов, Ярмолюк, 2007; Андрющенко и др., 2010].

Было показано, что развитие рифтовой области прослеживается начиная с поздней юры вплоть до новейшего времени. Ее формирование носило стадийный характер, определяемый чередованием этапов магматической активности, которые проявлялись более или менее периодически. При этом масштабы магматической деятельности во времени закономерно варьировали. Так, ранние (позднеюрские и раннемеловые) этапы развития ЗЗРО выделялись наиболее высокой продуктивностью вулканизма. В это время в интервале между 160 и 110 млн лет периодически происходили платобазальтовые излияния [Иванов и др., 1995], в результате которых в грабенах рифтовой области сформировались лавовые толщи большой мощности. Излияния происходили на фоне процессов грабенообразования, сформировавших грабены забайкальского типа и определивших структурный каркас рифтовой области. С конца раннего мела и на протяжении позднего мела произошел резкий спад интенсивности вулканизма. В это время (110—50 млн лет) были образованы отдельные центральные или щитовые вулканы, которые незакономерно рассредоточились по площади рифтовой области. Для них типичны малые мощности вулканических толщ и незначительные масштабы распространения. С начала кайнозоя наблюдается постепенное усиление вулканической деятельности. Так, в раннем кайнозое между 50 и 25 млн лет произошла серия импульсов вулканической активности в Хилокском грабене, в результате которой были последовательно сформированы трахибазальтовое плато, серия вулканических куполов и экструзий, отдельные шлаковые вулканы. В позднем кайнозое главные центры вулканизма действовали в северо-восточной части области, где возникли крупное Витимское лавовое плато, долинные лавовые поля и вулканические постройки.

Важным элементом эволюции рифтовой области стали направленные изменения во времени состава вулканических ассоциаций. Так, при несомненном преобладании основных пород среди продуктов рифтогенного магматизма области магматические ассоциации поздней юры выделяются участием в их строении вулканитов среднего (трахиты) и кислого (трахидациты, трахириолиты, пантеллериты) составов. Эти породы либо образуют отдельные пакеты большой мощности, либо характеризуются незакономерным (контрастным) переслаиванием с основными вулканитами. С начала раннего мела магматизм приобрел черты однородности, и с этого времени формировались ассоциации основных пород высокой щелочности.

Приведенные характеристики являются общими для рифтовой области, однако отдельные ее участки различаются полнотой магматической истории, определяемой количеством проявленных в их пределах

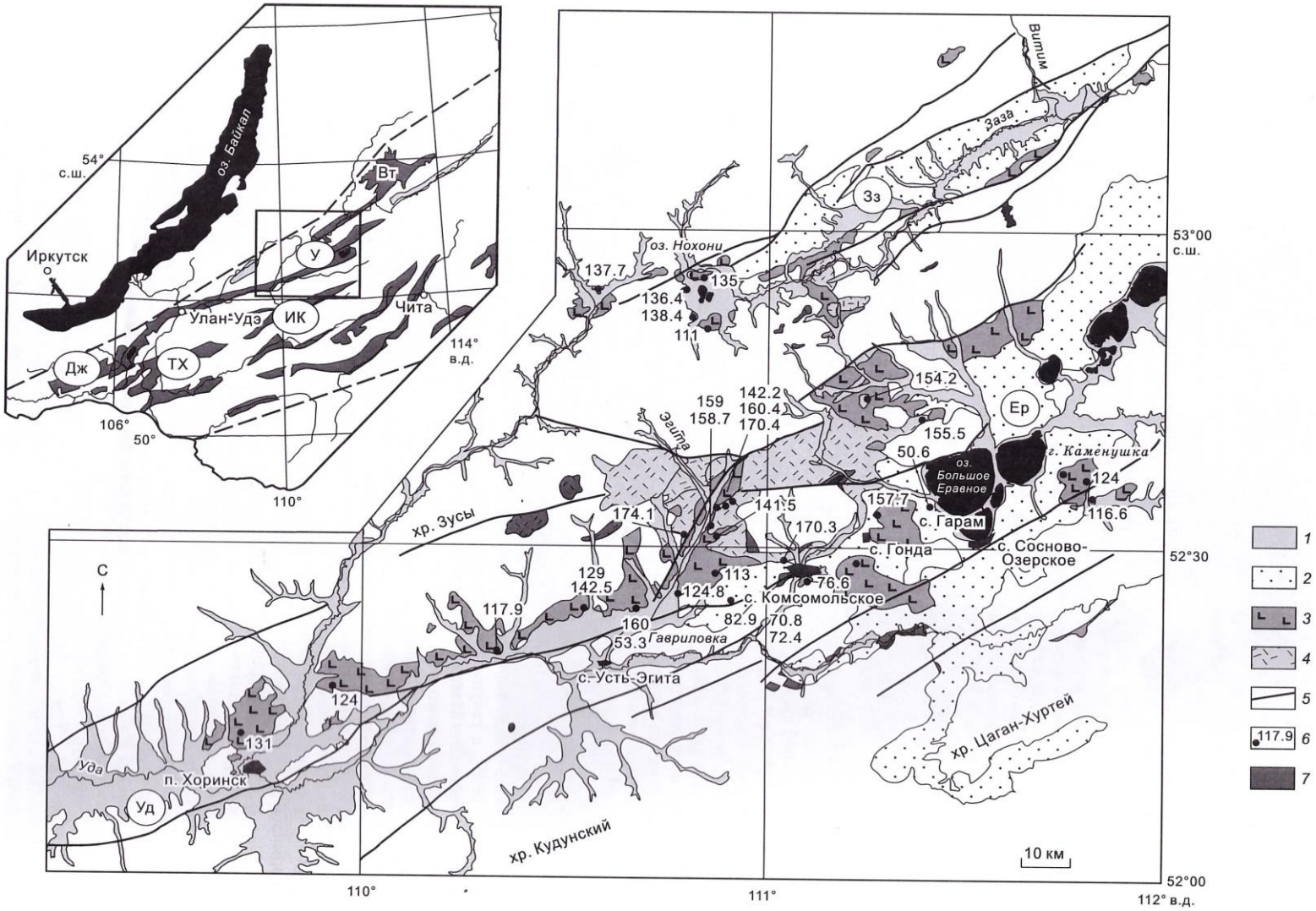

Рис. 2. Упрощенная схема геологического строения Удинского сектора. Составлена по [Геологическая…, 1970, 1971].

… зоненовые вулканические образования (без разделения на этапы), резко преобладают базальты … разломы; 6 — места опробова-

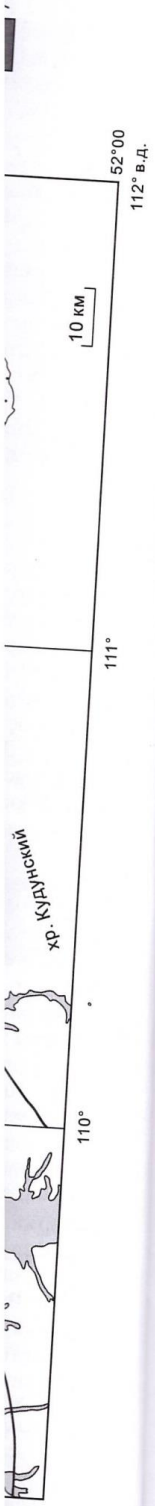

Рис. 2. Упрощенная схема геологического строения Удинского сектора. Составлена по [Геологическая…, 1970, 1971].

1 — четвертичные отложения; *2* — поздний мел-палеогеновые осадочные породы; *3* — мел-эоценовые вулканические образования (без разделения на этапы), резко преобладают базальты хилокской свиты; *4* — вулканические образования удинской свиты (средняя—поздняя юра), базальт-трахиандезит-трахит-трахириолитовая ассоциация; *5* — разломы; *6* — места опробования и возраст (млн лет), *7* — мезозойские впадины и грабены (на врезке). Впадины (буквы в кружках): Уд — Удинская, Ер — Еравнинская и Зз — Зазинская.
Врезка: схема районирования Западно-Забайкальской рифтовой области. Буквами в кружках обозначены секторы: Дж — Джидинский, ТХ — Тугнуйско-Хилокский, ИК — Илькино-Кижингинский, У — Удинский. В прямоугольнике выделен район исследований. Штриховой линией показаны границы рифтовой области. Вт — Витимское лавовое плато.

этапов магматизма и составом отвечающих им продуктов. Это позволяет разделить область на отдельные секторы: Джидинский (Малохамардабанский), Тугнуйско-Хилокский, Илькино-Кижингинский, Удинский и Витимский. Удинский сектор относится к восточной части рифтовой области и до сих пор остается слабо изученным в отношении вещественных характеристик развитого в его пределах вулканизма.

УДИНСКИЙ СЕКТОР ЗЗРО

Удинский сектор ЗЗРО (рис. 2) занимает северо-восточную часть области, охватывает бассейны рек Уда, Заза, Витим и включает впадины северо-восточного простирания, выполненные продуктами вулканических излияний. Эти впадины были заложены на позднерифейском-среднепалеозойском фундаменте, строение которого охарактеризовано в работах [Парфенов и др., 2003; Гордиенко и др., 2010]. Впадины выполнены вулканическими толщами, которые на геологических картах [Карта…, 1965; Геологическая…, 1970, 1971] отнесены к среднеюрской удинской и позднеюрской хилокской свитам, а также неоген-четвертичным проявлениям вулканизма. Эти толщи были изучены нами в пределах Удинской, Еравнинской и Зазинской впадин — наиболее крупных структур сектора.

Удинская впадина трассируется долиной р. Уда от г. Улан-Удэ до оз. Большое Еравное на расстояние более 250 км при ширине 20—30 км. Осевая часть впадины заполнена меловыми молассовыми отложениями гусиноозерской серии и современными речными осадками. Вулканические ассоциации распространены преимущественно в ее восточной части, вскрываются в предгорьях хребтов Зусы на севере и Кудунского на юге. Здесь они перекрывают гранитоиды позднепалеозойского брянского и раннемезозойского малокуналейского комплексов, что определяет их послетриасовый геологический возраст. В строении впадины выделяется ряд вулканических комплексов, различающихся по геологической позиции пород в общих разрезах, по составу ассоциаций, в том числе с участием осадочных пород, или по морфологическим особенностям (лавовые плато, лавовые купола, штоки). Наблюдаемые соотношения позволяют выделить здесь семь возрастных групп пород, формирование которых протекало в интервале от 174 до 53 млн лет (табл. 1).

Еравнинская впадина служит восточным продолжением Удинской впадины и достигает длины 100 км при ширине около 40 км. Она занимает территорию Сосновоозерской котловины, заполнена верхнемеловыми-нижнекайнозойскими конгломератами, галечниками, песчаниками и современными озерными осадками и с юга обрамлена палеозойскими структурами хр. Цаган-Хуртей. Вулканические образования выходят лишь на бортах впадины или в пределах выступов ее основания, например, на горе Каменушка возле пос. Сосново-Озерское. В пределах впадины выделены три разновозрастных вулканических комплекса: 158—154, 124—117 и 51 млн лет (см. табл. 1).

Зазинская впадина имеет протяженность около 80 км при ширине не более 20 км. Она прослеживается вдоль р. Заза, от оз. Нохони до впадения р. Зазы в р. Витим. Осадочные образования во впадине выделяются в особый комплекс, соответствующий верхам нижнемелового разреза гусиноозерской серии (муртойская свита) в бассейне р. Селенга. Наиболее полно они проявлены в среднем течении р. Заза, где мощность осадочного разреза превышает 400 м. Осадочные породы подстилаются вулканитами, которые обнажаются во внутренней части впадины или на ее бортах. Геологический возраст вулканических пород определяется как послетриасовый, так как они залегают на позднепалеозойских гранитоидах кудунского и зазинского комплексов. Среди вулканитов выделяются две группы ассоциаций, имеющих возраст 138—135 и 111 млн лет соответственно (см. табл. 1).

ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ УДИНСКОГО СЕКТОРА

Последовательность магматических событий в Удинском секторе разбивается на этапы — интервалы времени, в течение которых были сформированы те или иные вулканические ассоциации. Соответствующие им вулканические толщи обычно различаются составом пород и разделены между собой поверхностями несогласия или пачками терригенных пород.

Таблица 1. **Этапы вулканизма Удинского сектора и соответствующие им ассоциации пород**

Время		Этап	Впадина			Тип ассоциации
период	эпоха		Зазинская	Удинская	Еравнинская	
Палеоген	P_1	7	—	УЭ 1/1 (53.3)	ГА 1/1 (50.6)	Щелочных базальтов, базальтов
Мел	K_2	6	—	СО 7/4 (72.2); СО 7/2 (70.8)	—	Щелочных пикробазальтов, щелочных базальтов
		5	—	СО 4/8 (82.9); СО 11/5 (78)	—	Трахибазальтов и щелочных базальтов
	K_1	4	ЗЗ 1/12 (111)	СО 6/3 (117.9); СО 10/7 (113); Хор 1/1 (124); СО 8/7 (124.8) Хор 2/1 (131); СО 12/1 (129)	СО 11/4 (116.6) СО 11/3 (124)	Трахибазальтов, щелочных базальтов, трахиандезибазальтов
		3	ЗЗ 1/3 (136.4); ЗЗ 1/4 (138.4); ЗЗ 1/6 (137.7); ЗЗ 1/10 (135)	СО 10/6 (141.5); СО 12/4 (142.5); СО 5/6 (142.2)	—	Трахибазальтов, трахиандезибазальтов, трахиандезитов
Юра	J_3	2	—	СО 5/2 (160.5); СО 8/1 (159); СО 8/1а (158.7); СО 9/2 (160)	СО 2/1 (154.2); СО 4/1 (155.6); СО 4/4 (157.7)	Дифференцированная от трахибазальтов до трахириодацитов
	J_2	1	—	СО 4/9 (170.3); СО 10/2 (174.1); СО 5/5 (170.4); СО 8/6 (170)	—	Дифференцированная от трахиандезитов до трахириодацитов

Примечание. Цифры в скобках — результаты K-Ar определения возраста (млн лет) пород, по [Ярмолюк и др., 1998]. Индексы проб соответствуют индексам табл. 2.

На основании геологических соотношений и данных геохронологических исследований (см. табл. 1) в пределах сектора нами выделены следующие этапы магматической активности: 1) среднеюрский (174—170 млн лет), 2) позднеюрский (160—154 млн лет), 3) начала раннего мела (143—135 млн лет), 4) середины—конца раннего мела (131—111 млн лет), 5) начала позднего мела (83—78 млн лет), 6) конца позднего мела (72—71 млн лет), 7) эоценовый (53—51 млн лет).

Среднеюрский этап (174—170 млн лет) представлен вулканическими породами нижней части разреза удинской свиты. Вулканиты образуют ассоциацию пород, дифференцированную от трахиандезитов до трахириодацитов. Они обнажены в горном обрамлении Еравнинской и Удинской впадин, где перекрывают домезозойский гранитоидный фундамент и, в свою очередь, перекрываются мощной толщей (до 1200 м) конгломератов. Мощность вулканической пачки составляет 300—350 м. Нижнюю ее часть (около 50 м) слагают порфировые трахиандезиты. Выше залегают трахиты, трахидациты, трахириодациты и щелочные трахириодациты с линзами кислых лавобрекчий и туфопесчаников.

Позднеюрский этап (160—154 млн лет) отвечает времени формирования верхней части удинской свиты. Ее мощность колеблется в интервале 250—800 м. Она представлена ассоциацией пород, которая дифференцирована по составу от трахибазальтов до трахириодацитов. Наиболее полное строение толщи можно наблюдать в центральной части Удинской впадины в предгорьях хр. Зусы. Здесь на средневерхнеюрских песчаниках и гравелитах залегает серия из трахибазальтовых и трахиандезибазальтовых покровов по 15—20 м каждый с прослоями шлаков и лавобрекчий. Выше по разрезу базальты сменяются трахиандезитами с линзами туфопесчаников и туфогравелитов, общая мощность которых не превышает 50 м. Трахиандезиты перекрыты маломощной (до 40 м) серией средних—кислых вулканитов, которые, в свою очередь, перекрываются пачкой песчаников (10 м) с примесью туфового материала. В серии средних—кислых вулканитов выделяются трахидациты, трахиты, щелочные трахиты, трахириодациты и щелочные риодациты. Верхнюю часть разреза слагают потоки трахиандезибазальтов общей мощностью около 300 м. В районе еравнинских озер толща вскрыта существенно слабее и здесь наблюдается только верхняя ее часть, представленная в основном трахиандезибазальтами. Возраст и состав пород этапа позволяет сопоставлять их с породами ичетуйской свиты [Комаров, 1972; Ярмолюк и др., 1998; Воронцов и др., 2002] в Джидинском и Тугнуйско-Хилокском секторах рифтовой области.

Этап начала раннего мела (143—135 млн лет) является самым значительным по объему излившихся лав. В это время происходило образование трахибазальт-трахиандезибазальт-трахиандезитовой ассоциации, отвечающей возрасту пород хилокской свиты. Вулканиты выделяются морфологически в виде лавового плато, фрагменты которого прослеживаются во всех изученных впадинах. Наиболее полный разрез хилокской свиты вскрыт в центральной части Удинской впадины, вдоль долины р. Эгита. Здесь вулканиты формируют обширное лавовое поле, состоящее из серии полого залегающих потоков трахибазальтов и трахиандезибазальтов. В нижней части разреза преобладают трахибазальтовые лавобрекчии и пористые трахибазальты, переходящие выше в плотные афировые разновидности. Общая мощность лавового поля оценивается в 400—450 м. В Зазинской впадине вулканиты представлены трахибазальтами с редкими прослоями шлаков, бомб и лавобрекчий. Мощность толщи здесь не превышает 200 м. Судя по тому, что в основании лавовых толщ этапа отсутствуют терригенные породы, а также по обычному согласному перекрытию вулканических пород осадками раннего мела, вулканизм и грабенообразование протекали одновременно. В то же время имеющиеся возрастные оценки позволяют предполагать две фазы активности в это время. Более раннюю представляет вулканическая толща Удинской впадины, сформированная в интервале 143—141 млн лет. Позднее в интервале 138—135 млн лет произошли излияния в Зазинской впадине.

В середине—конце раннего мела (131—111 млн лет) вулканическая активность существенно снижается. В это время формировались незначительные по размерам пространственно разобщенные лавовые поля (или купола) трахибазальтов, трахиандезибазальтов и ассоциирующих с ними щелочных нефелин-нормативных базальтов с характерной для них столбчатой (карандашной) отдельностью, а также гиалокластиты и шаровые лавы трахибазальтов. Вулканиты с несогласием перекрывают вулканические толщи средней, поздней юры и начала раннего мела, либо залегают на домезозойском фундаменте. В Удинской и Еравнинской впадинах они формировались в интервале 131—113 млн лет, возможно, в последовательности нескольких импульсов, в Зазинской впадине к этому этапу относятся трахиандезибазальты с возрастом 111 млн лет.

Началу позднего мела (83—78 млн лет) отвечает образование небольших по площади (до 1 км^2) проявлений вулканитов, слагающих ассоциацию оливиновых трахибазальтов и щелочных базальтов. Они распространены локально (в окрестностях с. Гонда и р. Гавриловка, Удинская впадина), где с размывом залегают на раннемеловых вулканитах. Радиологический возраст этих пород составляет 78 и 83 млн лет.

В конце позднего мела (72—71 млн лет) произошло образование щитового вулкана, сложенного щелочными пикробазальтами и щелочными базальтами в окрестностях с. Комсомольское (см. рис. 2, Удинская впадина). Центральная часть вулкана представлена небольшой (250 × 150 м), вытянутой с запада на восток лавовой экструзией, сложенной черными стекловатыми нефелиновыми щелочными пикробазальтами. По его периферии лавы сменяются выходами гиалокластитов, которые с несогласием налегают на меловые песчаники. Фрагменты потоков щелочных пикробазальтов отмечаются на удалении от его центральной части до 10 км.

Эоценовый этап (53—51 млн лет) представлен ассоциацией вулканитов основного состава. Они вскрыты скважинами среди мезокайнозойских отложений в районе с. Усть-Эгита (щелочные базальты, Удинская впадина) и в районе с. Гарам (базальты, Еравнинская впадина). Масштабы распространения этих пород остаются неизвестными.

Завершая характеристику вулканизма Удинского сектора, отметим, что в прилегающих к нему с запада и востока секторах рифтовой области магматическая активность продолжалась на протяжении всего раннего (Хилокская впадина) [Воронцов, Ярмолюк, 2007] и позднего (Витимское лавовое плато) [Рассказов, Иванов, 1996; Ярмолюк, Иванов, 2000] кайнозоя.

СОСТАВ ВУЛКАНИТОВ

Петрографические и петрогеохимические характеристики пород

В строении разновозрастных магматических ассоциаций Удинского сектора участвуют породы широкого спектра составов от ультраосновных до кислых. В то же время наиболее широко распространены трахибазальты и трахиандезибазальты на этапах, отвечающих интервалу времени от 160 до 78 млн лет. Основной их объем сосредоточен в верхах удинской свиты и в хилокской свите. В удинской свите они всегда ассоциируют с породами кислого и среднего составов, в хилокской — только с вулканитами среднего состава. Кислые вулканиты преобладают на самом раннем этапе (174—170 млн лет) в строении нижней части разреза удинской свиты. Щелочные базальты начинают появляться с рубежа около 111 млн лет и доминируют в породных комплексах моложе 78 млн лет. Щелочные пикробазальты проявлены только на этапе 72—71 млн лет.

Вулканиты ультраосновного состава, отвечающие щелочным пикробазальтам с. Комсомольское, выделяются, прежде всего, по внешним признакам. Для них характерны порфировая структура, черные окраски с красноватыми (охристыми) прожилками и массивная текстура. Крупные вкрапленники (от 1 до 3 мм) представлены агрегатами титан-авгита, оливина и цеолитизированного нефелина. Основная масса более чем наполовину состоит из стекла, микролиты представлены моноклинным пироксеном, базальтической роговой обманкой и мелкими лейстами серицитизированного олигоклаз-андезина, которые образуют подобие трахитоидной структуры.

Для вулканитов основного состава, соответствующих базальтам, трахибазальтам и щелочным базальтам, в равной мере характерны как порфировые, так и афировые структуры. Наиболее широко распространены трахибазальты. В них вкрапленники размером до 5 мм представлены зональными лейстами андезин-лабрадора, редко авгитом, еще реже оливином с типичной для него петельчатой структурой, определяемой серпентиновыми прожилками. Основная масса может быть как стекловатая, так и микрозернистая, состоящая из агрегатов плагиоклаза и частично хлоритизированного авгита. Для афировых трахибазальтов характерна лучшая сохранность породообразущих магматических минералов, представленных андезином, лабрадором и моноклинным пироксеном. В стекловатых их разновидностях нередко наблюдается трахитоидная структура, определяемая параллельной ориентировкой плагиоклазовых лейст. Базальты отличаются от трахибазальтов отсутствием оливина во вкрапленниках и появлением в основной массе более кислого плагиоклаза (олигоклаза). Для щелочных базальтов типичны афировые мелкозернистые и стекловатые структуры с вариолитовой текстурой поверхности. Их минеральный состав определяют авгит, магнезиальный биотит, флогопит, щелочной полевой шпат или его каемки вокруг олигоклаза, титаномагнетит. Кроме того, в них обнаруживаются хлоритизированное и опацитизированное вулканическое стекло и ксеноморфный нефелин, выполняющие интерстиции между минералами.

Породы среднего состава представлены трахиандезибазальтами, трахиандезитами трахитами и щелочными трахитами, которые обладают порфировой структурой с вариациями вкрапленников в пределах 5—50 % объема породы. Трахиандезибазальты и трахиандезиты содержат крупные (до 10 мм) зерна зонального андезина и диопсид. Структура основной массы интерсертальная, часто стекловатая. В ней отмечаются зерна плагиоклаза, бурой роговой обманки, биотита, реже клинопироксена. Для трахитов типичны порфировые структуры и флюидальные текстуры. Вкрапленники представлены калиевым полевым шпатом с пертитовым строением, гиперстеном, реже кварцем, зональным пелитизированным олигоклазом и опацитизированным биотитом. Основная масса обладает трахитовой структурой, состоит из мелких зерен калиевого полевого шпата, микролитов альбит-олигоклаза и рудных минералов. Щелочные трахиты сложены теми же минералами, что и трахиты, но, кроме того, во вкрапленниках появляется эгирин-авгит, а в основной массе — единичные кристаллы рибекита.

Породы кислого состава представлены трахидацитами, трахириодацитами и щелочными риодацитами. Все они обладают порфировыми структурами и текстурами течения, включают закатанные в стекловатую основную массу ксенокристы полевых шпатов и ксенолиты вулканитов кислого состава. Крупные вкрапленники в них представлены ортоклазом, альбит-олигоклазом или их сростками. Мелкие вкрапленники — олигоклазом, чешуйками биотита и кварцем. Основная масса трахидацитов и трахириодацитов выполнена мелкозернистыми сростками кварца, калиевого полевого шпата, кислого плагиоклаза и стеклом, которые формируют фельзитовую структуру. В основной массе щелочных риодацитов, наряду с этими минералами, обнаруживаются микролиты эгирина, который плеохроирует от бурого до темно-зеленого. В породах встречаются миндалины, заполненные кальцитом и халцедоном.

Петрохимические характеристики пород Удинского сектора приведены в табл. 2. На классификационной диаграмме SiO_2—($Na_2O + K_2O$) (рис. 3) точки составов охватывают поля составов умеренно щелочных и щелочных пород. Кроме того, одна фигуративная точка попадает в поле составов базальтов нормальной щелочности. Для удобства анализа породы Удинского сектора мы сгруппировали в кластеры, объединившие близкие по петрохимическим характеристикам породы смежных этапов магматизма. Были выделены группы породных ассоциаций, сформированные в интервалах времени (млн лет): 174—135, 131—111, 83—51.

Ранние этапы, отвечающие интервалу 174—135 млн лет, представлены вулканическими толщами, не содержащими щелочные породы. К ним отнесены дифференцированные ассоциации, варьирующие по составу от трахиандезитов до трахириодацитов (диапазон содержаний SiO_2 от 58 до 73 мас. % для низов удинской свиты, 1-й этап) и от трахибазальтов до трахириодацитов (диапазон содержаний SiO_2 от 49 до 70 мас. % для верхов удинской свиты, 2-й этап). В эту же группу включена ассоциация, сложенная трахибазальтами, трахиандезибазальтами и трахиандезитами (хилокская свита, 3-й этап) с диапазоном вариаций SiO_2 от 47 до 55 мас. %.

Во второй группе объединены ассоциации, сформировавшиеся в интервале 131—111 млн лет (4-й этап). В их строении наряду с трахибазальтами и трахиандезибазальтами участвуют щелочные базаль-

с. Комсомоль-
вая структура,
е вкрапленни-
ого нефелина.
оклинным пи-
олигоклаз-ан-

и и щелочным
более широко
альными лей-
атой структу-
оватая, так и
ита. Для аф-
х минералов,
разновидно-
вкой плагио-
нниках и по-
тов типичны
ги. Их мине-
шпат или его
рованное и
стиции меж-

трахитами и
ников в пре-
(до 10 мм)
стекловатая.
на. Для тра-
ены калие-
тизирован-
структурой,
ых минера-
пленниках

ими риода-
атанные в
о состава.
и. Мелкие
и трахирй-
о плагио-
одацитов,
бурого до

ассифика-
умеренно
базальтов
в кластe-
матизма.
т): 174—

олщами,
рующие
с. % для
і SiO_2 от
оженная
азоном

лет (4-й
базаль-

Таблица 2. **Составы представительных пород Удинского сектора**

Компонент	ГА 1/1	УЭ 1/1	СО 4/6	СО 7/1	СО 7/2	СО 7/3	СО 7/4	СО 11/5
	7		6					5
	Б	ЩБ	ЩПБ	ЩПБ	ЩПБ	ЩБ	ЩПБ	ТБ
	(50.6)	(53.3)	—	—	(70.8)	—	(72.2)	(78)
SiO_2, мас. %	51.50	42.50	41.64	41.70	41.78	42.06	41.71	48.37
TiO_2	1.52	2.05	2.12	2.03	2.02	2.02	2.03	2.06
Al_2O_3	16.00	14.46	14.53	14.15	14.04	14.17	14.07	15.19
Fe_2O_3	10.50	11.23	11.73	11.02	10.99	10.89	11.21	11.03
MnO	0.19	0.24	0.21	0.19	0.18	0.18	0.18	0.15
MgO	2.97	6.74	7.11	8.28	7.66	7.31	7.65	6.60
CaO	8.26	11.56	11.68	11.35	11.26	11.45	11.23	7.41
Na_2O	3.51	4.23	4.18	5.12	5.47	5.64	5.48	3.60
K_2O	1.04	2.18	1.90	1.19	1.08	1.22	1.14	1.44
P_2O_5	0.43	1.64	1.69	1.59	1.60	1.59	1.68	0.43
П.п.п.	3.48	3.03	2.93	3.21	3.41	3.32	3.42	3.51
Сумма	99.39	99.86	99.72	99.83	99.49	99.85	99.80	99.79
Rb, г/т	16	81	64	51	12	26	28	28
Ba	520	1363	1894	1188	952	3294	3963	428
Sr	490	2480	2848	1943	1576	2056	2009	715
Pb	9.0	10.4	6.3	6.3	5.3	6.6	96.2	1.7
Zr	—	396	404	385	305	361	371	160
Hf	3.4	6.9	7.6	7.6	6.2	7.1	7.3	4.0
Nb	—	127	125	132	101	123	129	26
Ta	1.3	5.7	5.9	6.9	5.4	5.7	5.9	1.4
Th	1.4	16.3	15.0	16.8	12.8	9.5	9.8	2.6
U	—	3.34	3.13	3.56	2.65	3.20	4.08	0.54
La	41	115	120	111	91	110	220	25
Ce	64	242	238	219	189	192	393	57
Pr	—	22	23	22	18	20	36	6
Nd	22	94	93	91	74	81	128	27
Sm	8.4	14.5	14.7	13.9	11.5	13.1	17.5	6.4
Eu	3.91	4.17	4.31	4.17	3.45	3.91	4.64	2.17
Gd	—	12.4	12.2	11.6	10.2	13.0	15.8	6.2
Tb	0.87	1.29	1.37	1.36	1.09	1.47	1.71	0.87
Dy	—	7.8	7.8	7.8	6.4	7.3	8.4	5.0
Ho	—	1.29	1.29	1.27	1.04	1.22	1.39	0.88
Er	—	3.17	3.11	3.06	2.51	3.36	3.86	2.38
Tm	—	0.45	0.44	0.43	0.35	0.40	0.44	0.27
Yb	1.94	2.47	2.72	2.61	2.07	2.45	2.72	1.74
Lu	0.31	0.38	0.38	0.37	0.31	0.35	0.39	0.23
Y	—	34	34	33	26	27	33	21
La/Yb	21	46	44	43	44	45	81	14
Нормативный минеральный состав по методу CIPW								
Кварц	3.31	—	—	—	—	—	—	—
Ортоклаз	6.41	13.20	11.60	7.28	6.64	7.47	6.99	8.84
Альбит	30.96	2.35	2.23	4.38	5.83	4.61	5.48	31.64
Анортит	25.89	14.38	15.78	12.54	11.00	10.10	10.82	21.85
Нефелин	—	18.59	18.59	21.92	22.94	24.29	23.10	—
Диопсид	11.72	27.49	26.82	28.51	29.62	31.06	29.10	11.02
Гиперстен	15.27	—	—	—	—	—	—	3.21
Оливин	—	13.43	14.15	15.09	13.64	12.24	13.95	15.85
Магнетит	2.38	2.67	2.64	2.48	2.49	2.45	2.53	2.49
Ильменит	3.01	3.99	4.16	3.99	3.99	3.97	4.00	4.07
Корунд	—	—	—	—	—	—	—	—
Апатит	1.04	3.89	4.05	3.81	3.86	3.82	4.04	1.04

Компонент	СО 4/8	331/12	СО 10/7	СО 6/3	СО 11/4	Хор 1/1	Хор 1/2	СО 11/3
	5	4						
	ТБ	ТАБ	ТАБ	ЩБ	ТБ	ЩБ	ЩБ	ТБ
	(82.9)	(111)	(113)	(117.9)	(116.6)	(124)	—	(124)
SiO_2, мас. %	47.84	53.52	53.02	47.36	49.69	46.50	46.83	48.66
TiO_2	2.51	2.19	2.19	2.46	2.11	2.48	2.59	2.19
Al_2O_3	15.69	15.01	14.87	15.75	15.73	15.52	15.63	15.67
Fe_2O_3	11.52	9.84	9.96	11.01	10.62	10.94	11.17	10.60
MnO	0.15	0.16	0.16	0.13	0.15	0.15	0.14	0.14
MgO	6.42	3.49	3.42	4.57	4.05	4.27	4.27	4.02
CaO	7.93	6.10	6.16	7.73	6.58	6.78	7.59	7.43
Na_2O	4.10	3.99	3.57	3.58	3.91	5.36	3.96	3.94
K_2O	2.01	1.81	2.78	2.76	3.08	2.71	2.94	2.86
P_2O_5	0.70	1.18	1.20	1.68	1.29	1.95	2.02	1.56
П.п.п.	1.06	2.29	2.27	2.54	2.38	3.08	2.17	2.32
Сумма	99.93	99.57	99.60	99.57	99.59	99.74	99.31	99.40
Rb, г/т	43	61	62	50	36	46	45	47
Ba	570	1343	1391	2209	1359	2133	2089	3007
Sr	912	915	984	2623	1660	1385	3714	2453
Pb	2.6	18.9	18.4	16.6	11.0	18.4	15.8	19.3
Zr	248	526	507	484	299	504	432	372
Hf	5.5	12.2	12.1	8.1	5.5	8.2	8.0	6.6
Nb	50	34	33	28	18	31	32	36
Ta	2.9	1.6	1.6	1.3	1.0	1.5	1.3	1.8
Th	5.0	5.7	5.5	2.4	3.1	2.1	2.5	4.4
U	1.11	1.51	1.51	0.92	1.05	0.92	0.79	1.36
La	39	84	86	113	56	127	102	103
Ce	87	181	175	212	116	226	233	217
Pr	9	22	22	25	14	27	25	25
Nd	41	89	89	107	59	111	110	106
Sm	8.6	16.2	15.7	16.6	10.0	17.1	16.5	16.0
Eu	2.79	3.67	3.56	4.27	2.71	4.37	4.38	4.14
Gd	8.8	13.4	13.2	13.0	8.1	13.4	11.7	12.7
Tb	1.04	1.73	1.64	1.33	0.90	1.39	1.20	1.38
Dy	6.1	9.6	8.9	6.4	4.4	6.5	6.3	6.9
Ho	0.97	1.82	1.80	0.98	0.74	1.02	0.93	1.12
Er	2.34	4.67	4.41	2.44	1.79	2.42	2.04	2.81
Tm	0.32	0.64	0.61	0.29	0.22	0.29	0.29	0.36
Yb	1.80	3.81	3.70	1.75	1.39	1.71	1.52	2.21
Lu	0.25	0.56	0.53	0.26	0.21	0.26	0.24	0.32
Y	25	46	43	21	15	22	25	24
La/Yb	22	22	23	65	40	74	67	47
Нормативный минеральный состав по методу CIPW								
Кварц	—	4.70	3.15	—	—	—	—	—
Ортоклаз	12.01	10.97	16.89	16.81	18.73	16.57	17.89	17.42
Альбит	24.86	34.71	31.04	28.84	33.56	27.00	27.64	31.30
Анортит	18.68	18.21	16.79	19.33	16.74	10.64	16.67	17.12
Нефелин	5.54	—	—	1.29	0.26	10.79	3.71	1.65
Диопсид	13.53	4.16	5.49	7.36	6.80	9.12	7.07	8.62
Гиперстен	—	17.98	17.31	—	—	—	—	—
Оливин	16.37	—	—	15.08	14.35	13.87	14.64	13.51
Магнетит	2.53	2.20	2.23	2.47	2.38	2.46	2.50	2.37
Ильменит	4.82	4.27	4.27	4.82	4.12	4.87	5.06	4.28
Корунд	—	—	—	—	—	—	—	—
Апатит	1.64	2.81	2.85	4.01	3.07	4.67	4.82	3.73

Продолжение табл. 2

1/2	СО 11/3	СО 8/7	СО 12/1	Хор 2/1	Хор 2/2	331/3	331/4	331/6	331/10
		4				3			
Б	ТБ	ТАБ	ТБ	ЩБ	ЩБ	ТБ	ТБ	ТАБ	ТБ
	(124)	(124.8)	(129)	(131)	—	(136.4)	(138.4)	(137.7)	(135)
3	48.66	51.15	50.44	47.52	47.36	50.07	50.02	51.51	48.96
9	2.19	2.67	2.53	2.53	2.69	2.66	2.63	2.44	2.68
3	15.67	14.68	15.38	15.83	15.49	14.87	14.87	14.84	15.16
7	10.60	11.04	11.25	11.10	11.98	11.32	11.40	10.54	11.01
	0.14	0.23	0.15	0.14	0.15	0.13	0.14	0.12	0.15
	4.02	3.22	4.07	4.29	4.70	4.03	3.39	3.46	3.39
	7.43	7.04	6.33	6.86	7.08	6.64	6.60	6.41	7.00
	3.94	3.60	3.76	5.29	4.35	3.62	3.78	3.65	3.69
	2.86	2.61	2.61	2.67	2.61	2.37	2.55	2.72	2.48
	1.56	1.48	1.27	1.99	1.95	1.38	1.40	1.31	1.51
	2.32	1.92	1.88	1.46	1.40	2.49	2.91	2.62	3.59
	99.40	99.64	99.67	99.68	99.76	99.57	99.68	99.61	99.62
	47	62	58	35	43	59	58	70	54
	3007	1518	1359	1899	1798	1333	1334	1226	1314
	2453	1440	1097	1788	1972	1153	1111	987	1244
	19.3	16.4	17.7	16.3	15.7	15.3	12.6	15.4	14.4
	372	517	297	488	453	411	488	489	408
	6.6	12.1	7.0	8.2	8.3	9.7	10.0	10.1	9.2
	36	28	32	33	33	34	37	35	33
	1.8	1.3	1.5	1.6	1.4	1.7	1.8	1.7	1.6
	4.4	5.3	3.7	2.2	2.5	4.1	4.5	5.4	3.8
	1.36	1.28	0.93	0.94	0.79	1.11	1.23	1.44	1.04
	103	100	70	108	104	73	75	81	82
	217	202	140	221	233	152	174	191	170
	25	26	17	26	26	20	20	21	23
	106	103	70	112	104	84	93	94	92
	16.0	17.7	12.5	17.7	16.9	15.7	16.4	16.1	16.0
	4.14	4.04	3.47	4.47	4.28	3.82	4.10	3.95	4.06
	12.7	13.0	11.0	13.7	12.4	12.6	13.9	13.7	13.4
	1.38	1.46	1.30	1.47	1.28	1.62	1.57	1.52	1.55
	6.9	7.0	6.9	7.1	7.0	7.9	9.7	8.9	7.8
	1.12	1.36	1.37	1.10	1.00	1.63	1.59	1.42	1.57
	2.81	3.00	3.34	2.65	2.36	3.86	3.85	3.59	3.74
	0.36	0.40	0.45	0.33	0.32	0.53	0.58	0.48	0.51
	2.21	2.33	2.65	1.97	1.81	3.06	3.58	3.06	2.94
	0.32	0.31	0.39	0.29	0.27	0.44	0.50	0.45	0.39
	24	33	34	24	28	40	42	39	38
	47	43	26	55	57	24	21	26	28
		Нормативный минеральный состав по методу CIPW							
	—	1.08	—	—	—	—	—	1.11	—
	17.42	15.78	15.79	16.07	15.68	14.43	15.55	16.54	15.26
	31.30	31.17	32.54	28.98	30.14	31.55	33.05	31.84	32.52
	17.12	16.57	17.77	11.77	15.28	17.84	16.62	16.59	18.20
	1.65	—	—	8.99	3.94	—	—	—	—
	8.62	7.78	4.86	8.01	6.21	5.64	6.51	6.13	6.43
	—	16.46	13.33	—	—	18.08	14.39	17.51	11.63
	13.51	—	5.29	14.14	16.31	1.41	2.80	—	4.53
	2.37	2.46	2.50	2.46	2.65	2.54	2.56	2.36	2.49
	4.28	5.19	4.92	4.89	5.19	5.20	5.16	4.78	5.30
	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	3.73	3.51	3.01	4.69	4.59	3.30	3.35	3.13	3.64

Компонент	СО 10/6	СО 2/7	СО 12/4	СО 5/6	СО 2/1	СО 4/1	СО 4/4	СО 8/1
	3				2			
	ТАБ	ТА	ТАБ	ТБ	ТБ	ТБ	ТАБ	ТБ
	(141.5)	—	(142.5)	(142.1)	(154.2)	(155.6)	(157.7)	—
SiO_2, мас. %	52.10	54.95	51.25	47.14	51.08	50.46	51.43	49.69
TiO_2	2.08	1.47	2.52	2.26	2.05	2.04	2.08	1.84
Al_2O_3	15.97	18.25	15.03	16.98	15.70	15.95	16.01	16.63
Fe_2O_3	9.58	5.52	11.59	12.09	9.37	9.38	9.92	9.50
MnO	0.15	0.23	0.16	0.15	0.13	0.14	0.33	0.11
MgO	4.21	1.31	3.71	4.67	4.38	4.44	4.73	5.50
CaO	6.82	5.22	6.30	7.41	7.34	6.72	6.79	7.71
Na_2O	3.88	4.66	3.63	3.85	3.69	3.72	3.88	4.03
K_2O	2.52	3.70	2.67	2.14	1.92	2.51	2.30	2.27
P_2O_5	0.88	0.57	1.29	0.73	0.98	0.90	1.07	0.97
П.п.п.	1.59	3.34	1.59	2.33	2.73	3.54	1.13	1.56
Сумма	99.22	99.61	99.74	99.75	99.37	99.80	99.67	99.81
Rb, г/т	23	86	60	74	48	64	66	61
Ba	2254	1424	1285	1068	2097	1157	1126	2524
Sr	1518	1299	961	1644	1347	1379	1264	2008
Pb	14.7	12.9	13.4	6.6	19.2	11.8	12.7	16.1
Zr	456	393	376	188	510	284	183	398
Hf	8.2	7.3	8.4	4.4	9.0	6.8	4.4	7.1
Nb	29	16	36	18	22	16	23	38
Ta	1.6	0.9	1.8	0.9	1.2	0.8	1.1	2.0
Th	4.0	7.9	4.0	2.2	5.0	5.0	4.2	4.2
U	1.21	2.65	1.15	0.62	1.40	1.25	0.82	1.29
La	105	50	69	42	81	55	74	89
Ce	180	121	145	84	163	115	172	178
Pr	22	13	19	11	19	14	19	21
Nd	95	50	79	44	82	55	82	87
Sm	16.5	8.4	14.5	7.9	13.9	9.7	13.5	14.1
Eu	4.20	2.59	3.74	2.25	3.21	2.72	3.20	3.59
Gd	13.8	6.9	12.2	6.3	11.4	7.9	10.1	11.8
Tb	1.56	0.68	1.53	0.76	1.29	0.86	0.97	1.34
Dy	7.7	4.0	7.9	3.8	6.5	4.6	5.9	6.9
Ho	1.26	0.63	1.65	0.78	1.09	0.86	0.86	1.17
Er	3.23	1.65	3.91	1.84	2.78	2.07	1.99	3.02
Tm	0.39	0.22	0.56	0.24	0.35	0.26	0.26	0.40
Yb	2.35	1.42	3.14	1.43	2.15	1.58	1.52	2.47
Lu	0.36	0.20	0.46	0.19	0.33	0.23	0.20	0.37
Y	27	17	41	19	24	21	23	26
La/Yb	45	35	22	30	38	35	49	36
Нормативный минеральный состав по методу CIPW								
Кварц	—	0.38	—	—	0.11	—	—	—
Ортоклаз	15.16	22.81	16.07	12.98	11.74	15.41	13.79	13.65
Альбит	33.44	41.13	31.30	26.91	32.31	32.70	33.32	31.24
Анортит	19.07	18.73	17.15	23.33	21.32	20.17	19.77	20.95
Нефелин	—	—	—	3.54	—	—	—	1.88
Диопсид	7.89	3.72	5.14	7.91	8.04	6.90	6.05	9.47
Гиперстен	12.45	7.71	19.84	—	17.99	10.02	12.21	—
Оливин	3.77	—	0.02	16.48	—	6.49	6.14	14.87
Магнетит	2.12	1.25	2.57	2.70	2.11	2.12	2.19	2.10
Ильменит	4.02	2.91	4.87	4.41	4.03	4.03	4.01	3.56
Корунд	—	—	—	—	—	—	—	—
Апатит	2.08	1.38	3.04	1.74	2.35	2.17	2.52	2.29

Окончание табл. 2

СО 5/2	СО 9/2	СО 8/1а	СО 5/5	СО 8/6	СО 4/9	СО 10/2
2			1			
ТД	ЩРД	ТБ	ЩРД	ТАБ	Т	ТА
(160.5)	(160)	(158.7)	(170.4)	(170)	(170.4)	(174.1)
63.17	66.68	50.15	68.27	50.97	63.00	57.80
1.14	0.51	1.78	0.47	1.62	0.83	1.15
15.57	16.06	16.67	15.69	17.03	18.36	15.95
5.36	3.56	9.18	2.65	9.45	3.41	6.92
0.11	0.06	0.12	0.11	0.11	0.07	0.12
1.08	0.24	5.30	0.26	4.65	0.56	2.85
2.51	0.40	7.58	0.54	6.52	2.27	5.06
4.48	4.86	3.99	5.26	4.50	4.81	4.57
4.68	5.92	2.52	5.74	2.56	5.24	3.45
0.48	0.07	0.96	0.08	0.82	0.20	0.57
1.28	1.52	1.38	0.76	1.59	1.06	1.34
99.86	99.88	99.63	99.83	99.82	99.81	99.78
159	142	32	194	56	223	104
800	120	1057	44	1340	1082	1158
493	28	1274	12	1383	683	1029
13.4	16.2	8.6	23.0	10.5	16.1	15.2
490	569	265	813	302	596	325
9.8	11.7	7.2	16.3	6.1	12.3	7.4
23	36	16	33	17	30	19
1.1	2.2	0.7	1.8	0.9	1.7	1.2
11.8	15.8	2.6	22.8	4.0	19.7	10.7
1.98	2.53	1.02	3.18	1.03	3.01	2.39
87	35	56	205	56	64	66
180	80	105	440	131	139	143
19	8	11	44	13	14	14
75	35	46	164	57	51	57
10.9	5.6	7.5	21.0	8.9	7.8	8.6
2.20	1.35	2.05	1.68	2.48	1.78	2.12
8.2	4.4	5.0	13.9	7.4	6.2	7.1
0.81	0.57	0.71	1.30	0.65	0.71	0.76
5.0	3.8	3.3	7.6	4.3	4.2	4.3
0.81	0.65	0.51	1.19	0.66	0.71	0.70
1.98	1.75	1.23	3.18	1.65	1.91	1.75
0.30	0.29	0.15	0.45	0.22	0.29	0.26
1.94	1.80	1.11	2.82	1.30	1.96	1.51
0.29	0.26	0.14	0.47	0.19	0.33	0.26
21	18	11	31	18	20	19
45	19	50	73	43	33	44
Нормативный минеральный состав по методу CIPW						
11.14	12.95	—	13.03	—	8.27	2.66
28.06	35.57	15.15	34.24	15.40	31.36	20.71
38.45	41.81	31.37	44.93	34.85	41.22	39.28
8.68	1.55	20.50	2.18	19.05	10.08	13.03
—	—	1.62	—	2.12	—	—
0.66	—	9.35	—	6.96	—	7.22
8.50	5.07	—	3.92	—	5.12	12.01
—	—	14.27	—	14.46	—	—
1.18	0.79	2.03	0.58	2.09	0.75	1.53
2.20	0.98	3.45	0.90	3.13	1.60	2.22
—	1.12	—	0.03	—	1.14	—
1.13	0.16	2.27	0.19	1.93	0.47	1.35

Примечание. Названия пород: ЩПБ — щелочные пикробазальты, Б — базальты, ТБ — трахибазальты, ЩБ — щелочные базальты, ТАБ — трахиандезибазальты, ТА — трахиандезиты, ТД — трахидациты, Т — трахиты, ЩРД — щелочные риодациты. Состав базальта ГА 1/1, по данным [Ярмолюк и др., 1998]. В скобках — возраст (млн лет). 1—7 — этапы вулканизма.

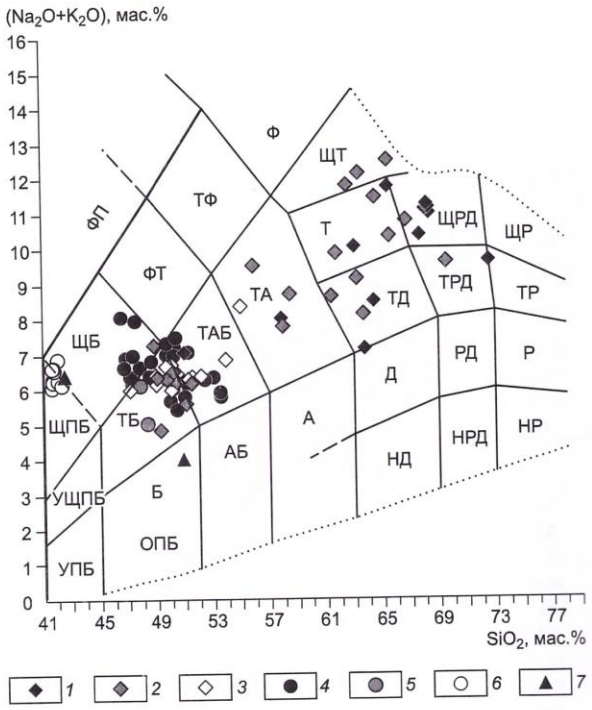

Рис. 3. Составы вулканитов Удинского сектора на классификационной диаграмме ($Na_2O + K_2O$)—SiO_2, мас. %, по [Петрографический…, 2009].

Названия полей: УПБ — ультраосновные пикробазальты, УЩПБ — умеренно щелочные пикробазальты, ЩПБ — щелочные пикробазальты, ФП — фойдовые породы, ОПБ — основные пикробазальты, Б — базальты, ТБ — трахибазальты, ЩБ — щелочные базальты, АБ — андезибазальты, ТАБ — трахиандезибазальты, ФТ — фонотефриты, А — андезиты, ТА — трахиандезиты, ТФ — тефрифонолиты, НД — низкощелочные дациты, Д — дациты, ТД — трахидациты, Т — трахиты, ЩТ — щелочные трахиты, Ф — фонолиты, НРД — низкощелочные риодациты, РД — риодациты, ТРД — трахириодациты, ЩРД — щелочные риодациты, НР — низкощелочные риолиты, Р — риолиты, ТР — трахириолиты, ЩР — щелочные риолиты.

Составы пород Удинского сектора, соответствующие возрастным этапам: *1* — среднеюрскому (174—170 млн лет), *2* — позднеюрскому (160—154 млн лет), *3* — начала раннего мела (143—135 млн лет), *4* — середины—конца раннего мела (131—111 млн лет), *5* — середины позднего мела (83—77 млн лет), *6* — конца позднего мела (72—70 млн лет), *7* — эоценовому (53—51 млн лет).

ты. По петрохимическим параметрам их составы укладываются в диапазон 47—53 мас. % SiO_2. В этой группе наиболее щелочные разновидности базальтов района горы Хоринск с возрастом 130—124 млн лет содержат около 9 мас. % нормативного нефелина при ($Na_2O + K_2O$) до 8 мас. %.

В третьей группе ассоциаций, сформированной в интервале 83—51 млн лет (5-, 6- и 7-й этапы), также присутствуют щелочные породы, но вулканиты основного состава резко преобладают над другими разновидностями, и появляются ультраосновные щелочные породы. Так, в них широко распространены трахибазальты, базальты, щелочные базальты, а также щелочные пикробазальты. В трахибазальтах, базальтах и щелочных базальтах SiO_2 изменяется от 45 до 53 мас. %, для пикробазальтов характерны низкие содержания SiO_2 (от 41.5 до 43.5 мас. %), MgO (от 7.1 до 8.3 мас. %) и высокая суммарная щелочность (($Na_2O + K_2O$) от 4 до 7 мас. %), что соответствует характеристикам меланефелинитов.

Подчеркнем еще раз, что состав пород и характер их ассоциаций в Удинском секторе в целом изменяется по мере уменьшения их возраста. Так, во времени сокращается разнообразие пород в ассоциациях, исчезают кислые вулканиты на рубеже 154 млн лет, увеличивается щелочность пород основного состава с появлением щелочных базальтов на рубеже 131 млн лет, появляются породы щелочно-ультраосновного состава на рубеже 72 млн лет.

Геохимические характеристики базальтоидов

В группу базальтоидов объединены породы с содержанием кремнезема от 41.5 до 54 мас. %. Геохимические характеристики этих пород отражены на спайдер-диаграммах (рис. 4). В целом все базальтоиды сектора характеризуются повышенными содержаниями литофильных элементов по сравнению с составом щелочных базальтов OIB типа [Sun, McDonough, 1989]. В удинских вулканитах содержится больше Ba, Sr, P, Zr, а также легких REE. Содержания тяжелых REE, Th и U сопоставимы с содержанием этих элементов в OIB. Более низкие содержания отмечаются для Ta, Nb, Ti, однако они существенно более высокие, чем в эталоне базальтов IAB-типа [Kelemen et al., 2003]. Эти элементы в общем спектре образуют концентрационный минимум, что отражено в высоких отношениях La/Ta (15—45), La/Nb (2—4) и в целом типично для базальтов субдукционных обстановок [Briqueu et al., 1984; Hawkesworth et al., 1993; Kelemen et al., 1993]. В процессе эволюции рифтовой области составы базальтоидов испытывали определенные изменения. В первую очередь это относится к росту содержания Ta и Nb в породах вплоть до исчезновения Ta-Nb минимума в породах молодых возрастных групп (83—51 млн лет, см. рис. 4, *в*). При этом содержания других несовместимых элементов практически не меняются.

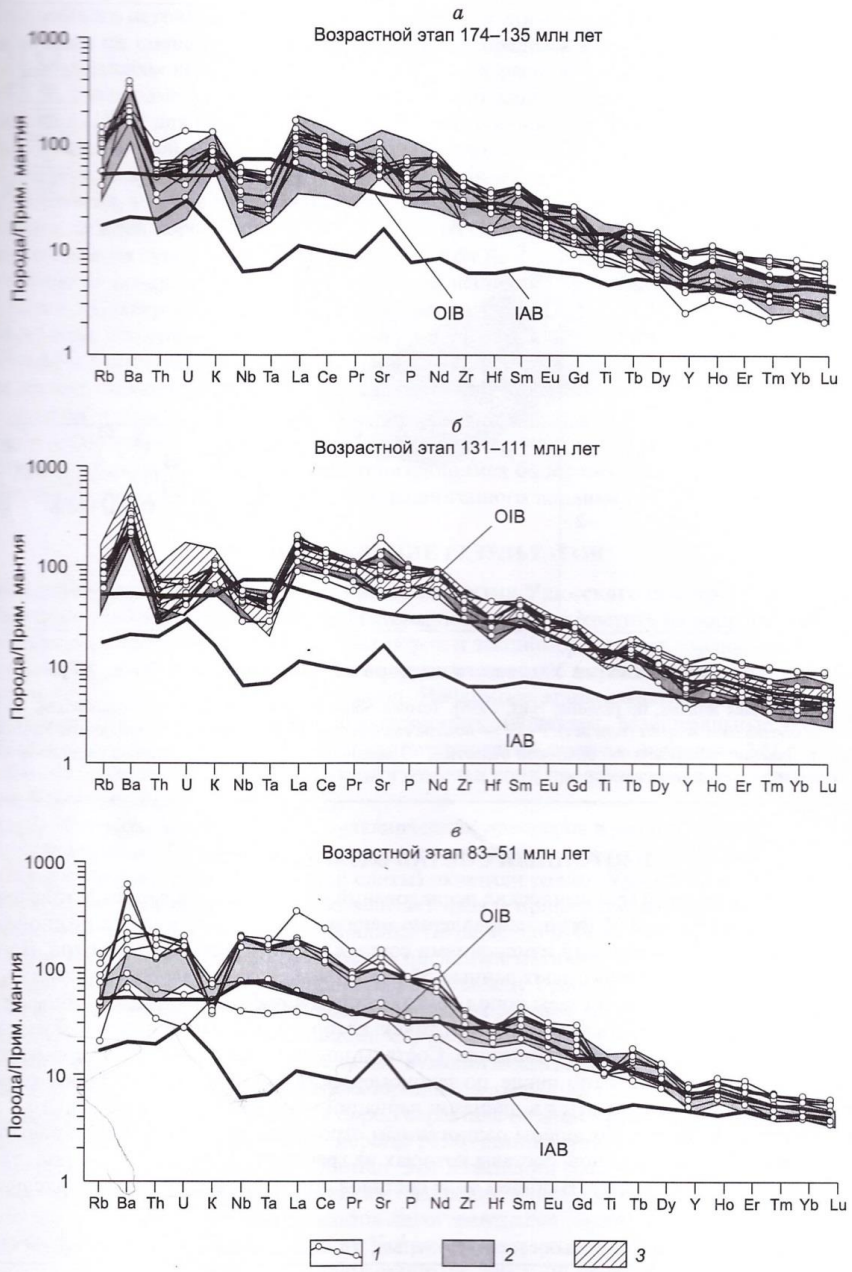

Рис. 4. Сопоставление на спайдер-диаграммах составов базальтоидов Удинского сектора по этапам с базальтоидами Тугнуйско-Хилокского и Витимского секторов Западно-Забайкальской рифтовой области.

1—3 — базальтоиды секторов: *1* — Удинского, *2* — Витимского, *3* — Тугнуйско-Хилокского. Составы базальтов океанических островов OIB, по [Sun, McDonough, 1989], базальтов островных дуг IAB, по [Kelemen et al., 2003]. Нормировка на примитивную мантию, по [Sun, McDonough, 1989]. Поля составов вулканитов Западно-Забайкальской рифтовой области, по данным [Ярмолюк и др., 1998; Андрющенко и др., 2010].

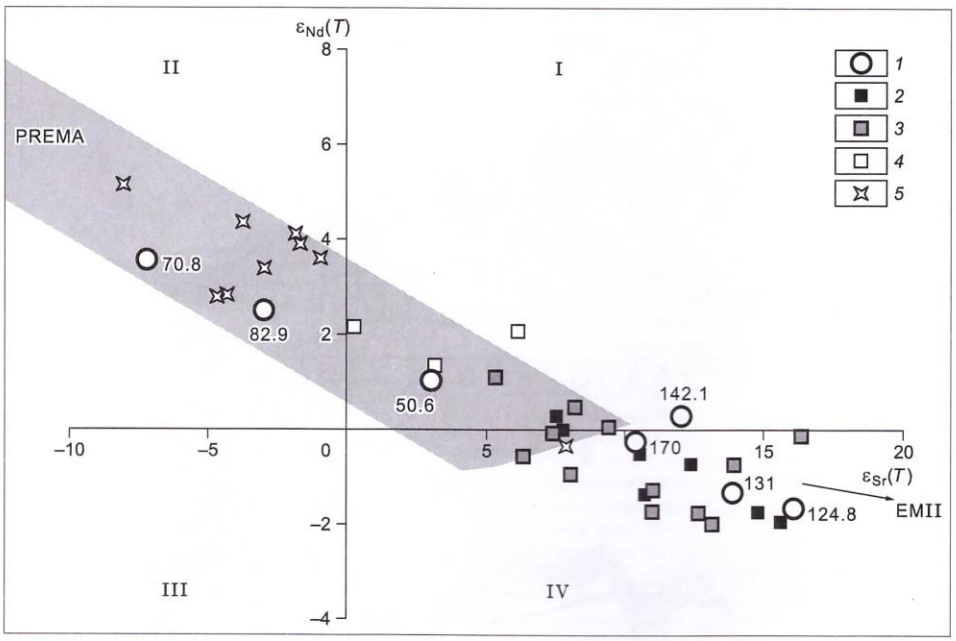

Рис. 5. Изотопный состав базальтов Удинского сектора на диаграмме $\varepsilon_{Sr}(T)$—$\varepsilon_{Nd}(T)$.

PREMA — превалирующая мантия, по [Zindler, Hart, 1986]. Темная область — поле мантийной корреляции, по [Фор, 1989]. Цифры на графике обозначают возраст (млн лет). I—IV — номера квадрантов, по [Фор, 1989]. *1* — вулканиты Удинского сектора; *2—5* — вулканиты Западно-Забайкальской рифтовой области: *2* — среднепозднеюрские; *3* — начала раннего мела; *4* — конца раннего мела; *5* — позднемеловые-палеогеновые.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ БАЗАЛЬТОИДОВ

Как показали результаты геохимических исследований, составы базальтоидов Удинского сектора, как и других секторов рифтовой области, направленно меняются от ранних этапов к поздним, что, вероятно, определяется соответствующими изменениями состава магматических источников. Дополнительную информацию о таких вариациях дают данные об изотопном составе Sr и Nd (см. табл. 3, рис. 5).

На график также вынесены составы пород других секторов рифтовой области. Общая их совокупность образует последовательность фигуративных точек, которая согласуется с трендом изменения изотопных составов в породах мантийного генезиса. Составы пород Удинского сегмента вполне соответствуют этой последовательности, в том числе, по закономерностям изменения изотопных характеристик во времени. В целом они укладываются в диапазон вариаций величин: $\varepsilon_{Sr}(T)$ от –8.1 до 16.9 и $\varepsilon_{Nd}(T)$ от –1.7 до 3.6. При этом наиболее обогащены радиогенным стронцием вулканические породы начальных (среднеюрских-раннемеловых) этапов, составы которых на графике $\varepsilon_{Sr}(T)$—$\varepsilon_{Nd}(T)$ (см. рис. 5) приурочены главным образом к IV квадранту. В общем поле составов они смещены в сторону модельного обога-

Таблица 3. **Содержания (г/т) и изотопный состав Rb, Sr, Sm, Nd в базальтоидах Удинского сектора**

Индекс	Порода	Возраст, млн лет	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	$\varepsilon_{Sr}(T)$	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$\varepsilon_{Nd}(T)$
СО 8/6	Трахиандезибазальт	170	0.1118	0.705301	10.3	0.10010	0.512516	–0.3
СО 5/6	Трахибазальт	142.1	0.1264	0.705436	12.0	0.10804	0.512571	0.3
СО 8/7	Трахиандезибазальт	124.8	0.1143	0.705688	16.1	0.10391	0.512477	–1.7
Хор 2/1	Щелочной базальт	131	0.0618	0.705440	13.8	0.09627	0.512490	–1.3
СО 4/8	Трахибазальт	82.9	0.1277	0.704341	–3.0	0.12781	0.512730	2.5
СО 7/2	Щелочной пикробазальт	70.8	0.0211	0.703930	–7.2	0.09786	0.512775	3.6
ГА 1/1	Базальт	50.6	0.0931	0.704719	3.0	0.13932	0.512674	1.1

щенного мантийного источника EMII. Изменчивость изотопных составов базальтодов Удинского сектора, определивших их смещение в IV квадрант и в его пределах в сторону высоких величин $\varepsilon_{Sr}(T)$, не может быть обусловлена контаминацией базальтоидных расплавов веществом континентальной коры, несмотря на то, что параметры изотопного состава региональной коры Западного Забайкалья по данным [Коваленко и др., 1996] для возраста 110—170 млн лет оцениваются: $\varepsilon_{Nd} = -1$, $\varepsilon_{Sr} = +30$. Действительно, чтобы не изменить остальные геохимические характеристики расплавов кора в этом случае должна была бы обладать по сравнению с мантийными выплавками существенно более высокими содержаниями общего стронция, а также неодима. Однако, по [Rudnick, Gao, 2003], в наиболее близкой по составу к базальтоидам нижней коре содержится около 350 г/т Sr и ~11 г/т Nd. В удинских базальтоидах содержание этих элементов существенно больше: до 3714 г/т Sr и до 110 г/т Nd.

В отличие от позднеюрских-раннемеловых вулканитов изотопные составы пород позднего мела являются более деплетированными в отношении радиогенного стронция и более обогащенными радиогенным неодимом, что определяет их смещение в поле составов квадранта II диаграммы в сторону источника PREMA. Соответствующие закономерности изменения изотопных составов отмечаются также для пород других сегментов Западно-Забайкальской рифтовой области [Ярмолюк, Иванов, 1998]. Эти тенденции отвечают общей для области последовательной смене источника расплавов: позднеюрского-раннемелового, обогащенного радиогенным стронцием ($\varepsilon_{Sr} >> 0$) и обедненного радиогенным Nd ($-2 < \varepsilon_{Nd} < 0$), раннепозднекайнозойским, характеризующимся более низкими относительными содержаниями радиогенного стронция и более высокими радиогенного неодима ($-1 > \varepsilon_{Sr} > -8$ и $+3 < \varepsilon_{Nd} < +5$).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Эволюционные тенденции в развитии вулканизма Удинского сектора. Оценивая геологические и вещественные характеристики пород сектора, постараемся ответить на вопрос: каковы индикаторные характеристики состава рассматриваемых пород и закономерности их эволюции во времени? В истории магматизма Удинского сектора четко прослеживается периодическое (этапное) проявление вулканизма в диапазоне 174—51 млн лет назад. Начальные этапы развития (до рубежа 135 млн лет) характеризовались большими объемами вулканических продуктов. Максимальные объемы лав были сформированы во время излияний платобазальтов хилокской свиты в интервале 143—135 млн лет назад. На более поздних этапах развития сегмента отмечен спад продуктивности с уменьшением объемов вулканитов более чем на два порядка.

Следует отметить, что проявления вулканических процессов в разных впадинах сектора происходили не одновременно. Так, среднепозднеюрские вспышки магматизма (магматические ассоциации нижней и верхней частей разреза удинской свиты) охватили только Удинскую и Еравнинскую падины. Излияния лав хилокской свиты (143—135 млн лет назад) произошли вначале в Удинской впадине, а после небольшого перерыва в Зазинской впадине. Позднее, до рубежа 111 млн лет, вулканические процессы зафиксированы во всех впадинах, однако после амагматичного периода с рубежа 83 млн лет назад магматизм проявлялся только в пограничной зоне между Удинской и Еравнинской впадинами.

Главной эволюционной составляющей магматизма сектора стало изменение состава магматических ассоциаций во времени. Так, ассоциации с участием салических пород формировались только в средней и поздней юре. Начиная со 131 млн лет вулканизм сектора определяют излияния вулканитов с содержанием SiO_2 менее 53 мас. %, в составе породных ассоциаций появляются щелочные базальтоиды. От этапа к этапу их доля среди остальных пород нарастала на фоне спада общей продуктивности вулканизма. В поздних ассоциациях щелочные породы резко доминируют над умеренно щелочными и появляются щелочные ультраосновные вулканиты. Эти изменения масштабов и состава вулканитов, возможно, были связаны с уменьшением степени плавления мантии в источнике магмообразования, что приводило к обогащению щелочных базальтов некогерентными элементами (табл. 4).

Сопоставление истории формирования Удинского сектора с другими секторами ЗЗРО показывает их хорошую согласованность как по этапам развития, так и по тенденциям в эволюции магматизма. Ранее было показано [Ярмолюк и др., 2000], что мощные вспышки вулканизма на всей территории Западно-Забайкальской рифтовой области происходили практически непрерывно на протяжении всей поздней юры и раннего мела. За это время были сформированы вулканогенно-осадочные толщи удинской (170—140 млн лет), ичетуйской (160—155 млн лет) и хилокской (140—130 млн лет) свит. Особенностью Удинского сектора стало то, что в его пределах начало вулканической деятельности относится к средней юре и зафиксировано началом формирования удинской свиты. Связь нижних горизонтов последней с образованием рифтовой области не вполне понятна. Соответствующие породы распространены локально и в разрезе отделены от более поздней вулканической пачки мощной серией конгломератов и возрастным перерывом более чем в 10 млн лет, поэтому, возможно, что их не следует связывать с магматизмом рифтовой области.

Таблица 4. **Масштабы магматической активности в Удинском секторе**

Этап магматизма (период, млн лет)	Площадь выходов пород, км^2	Средняя мощность, км	Объем магматических продуктов, км^3	Доля пород основного состава, в скобках — объем нефелин-нормативных базальтоидов, %
Эоценовый (53—51)	Нет данных			100 (нет данных)
Конца позднего мела (72—71)	Не более 10	От 0.02 до 0.2	Первые км^3	100 (100)
Начала позднего мела (83—78)				100 (70)
Середины—конца раннего мела (131—111)				≈ 90 (70)
Начала раннего мела (143—135)	Более 1000	≈ 0.4	Более 400	≈ 90 (10)
Позднеюрский (160—154)	≈ 600	≈ 0.4	≈ 240	≈ 80 (10)
Среднеюрский (174—170)	≈ 300	≈ 0.3	≈ 90	≈ 40 (0)

Последующая история формирования Удинского сектора в целом была согласована с развитием других секторов ЗЗРО, хотя и имела свои особенности. Так, в Удинском секторе отсутствуют породы моложе 51 млн лет, в то время как, например, в Хилокской впадине магматизм продолжался до рубежа 25 млн лет, а в Витимском секторе широко проявилась позднекайнозойская активность. Достаточно продолжительная амагматичная пауза в Удинском секторе охватила интервал от 111 до 83 млн лет, тогда как в других секторах она либо вообще отсутствует, либо проявляется в виде коротких перерывов в магматизме между 100 и 90 млн лет и 70—50 млн лет (рис. 6).

Важным вопросом является определение степени сходства или различий вулканитов Удинского сектора с породами вулканических ассоциаций других секторов рифтовой зоны, а также с одновозрастными проявлениями вулканизма, связанными с закрытием Монголо-Охотского пояса. Ответ на него в конечном итоге позволит подойти к решению задачи об источниках магматизма и о геодинамическом режиме, определившем геологическое развитие сектора.

Составы рифтогенных магматических пород Удинского сектора мы сопоставили с породами Тугнуйско-Хилокского [Воронцов, Ярмолюк, 2007; Андрющенко и др., 2010] и Витимского (неопубликованные данные Ф.М. Ступака) секторов, с проявлениям вулканизма Шадоронской впадины Восточного Забайкалья, а также Восточной Монголии (использованы наши данные, полученные в результате полевых исследований за последние 10 лет). Для оценки влияния на магматизм Удинского сектора конвергентных процессов, происходивших в зоне Монголо-Охотского бассейна, были привлечены также данные по вулканическим полям, которые были сформированы в обстановках активных окраин этого бассейна. Были использованы данные по породам шадоронского комплекса, сформированным в пределах Аргунского блока преимущественно в средней юре (175—161 млн лет назад) ([Сасим, 2014] и неопубликованные данные Ф.М. Ступака), по породам галкинского бимодального комплекса [Сорокин и др., 2013] и Умлекано-Огоджинского пояса [Сорокин и др., 2009, 2010], трассирующих раннемеловую активную окраину Амурского микроконтинента.

Сопоставление пород разных секторов ЗЗРО свидетельствует, что составы близких по возрасту групп пород из разных секторов ЗЗРО (см. рис. 4), а также Восточно-Монгольской рифтовой области (рис. 7) имеют большое сходство по петрогеохимическим характеристикам. Позднеюрские и раннемеловые базальтоиды этих областей относительно обогащены большинством несовместимых элементов и близки по их содержанию к составу OIB, отличаясь от последнего относительным дефицитом Ta, Nb, более высокими содержаниями Ba, K, Sr и более фракционированным распределением REE. Столь же согласованно ведут себя составы наиболее поздних по времени формирования удинских щелочных базальтов и пикробазальтов со щелочными базальтоидами Тугнуйско-Хилокского сектора [Воронцов, Ярмолюк, 2007] и Восточно-Монгольской рифтовой области. По сравнению с составом OIB они обогащены несовместимыми элементами практически по всему их спектру, при этом в них исчезает Nb-Ta аномалия и снижается содержание K.

По сравнению с породами, возникшими в условиях активных окраин Монголо-Охотского бассейна (среднеюрская шадоронская серия Аргунского блока) и Тихого океана (дифференцированные и бимодальные серии Умлекано-Огоджинского пояса [Сорокин, 2009]), породы Удинского сектора, как и всей ЗЗРО, обладают, прежде всего, более высокими содержаниями большинства несовместимых элементов, характеризуются более фракционированным распределением REE ($(La/Yb)_n$ = 27—42 и ≈ 17

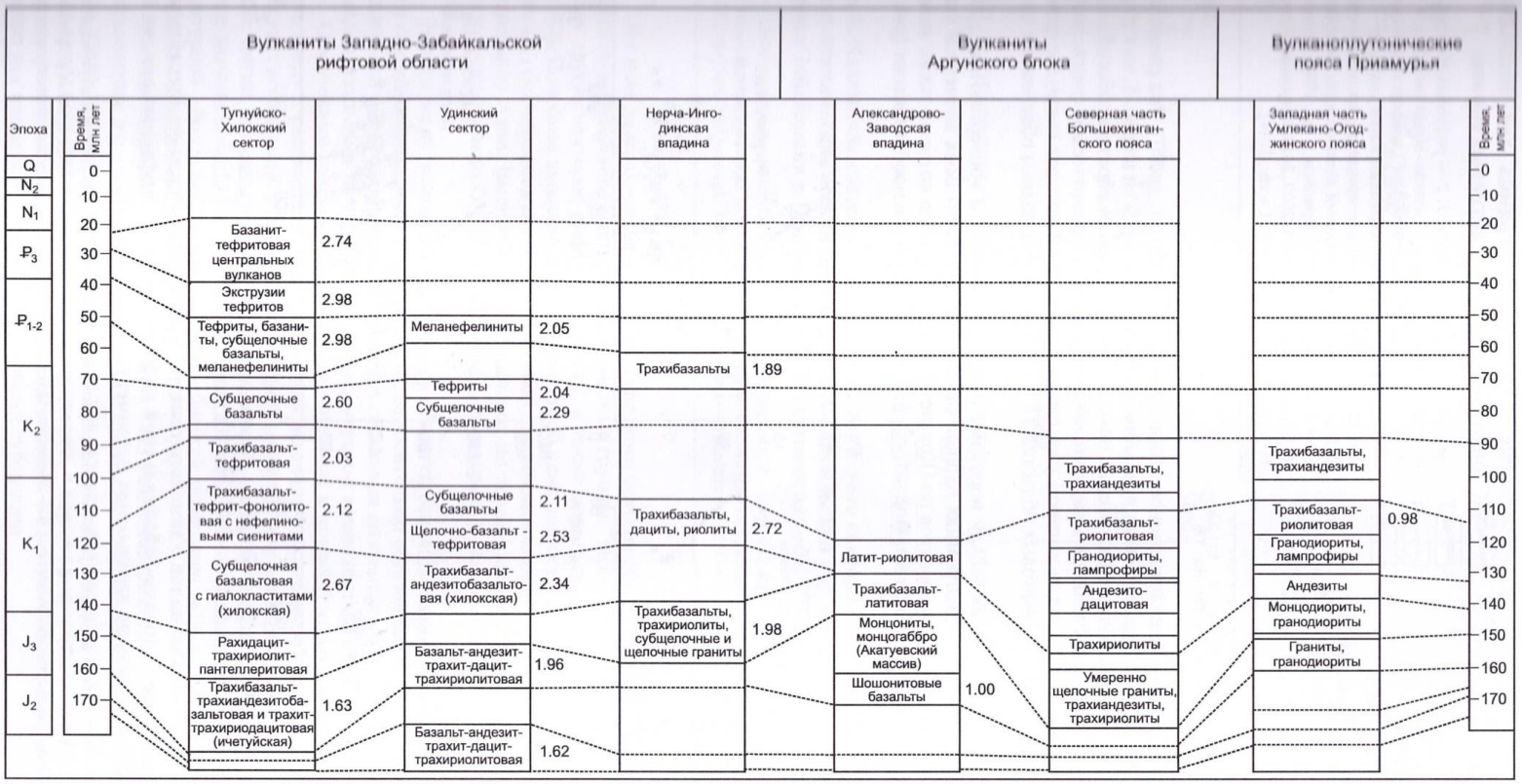

Рис. 6. Сопоставление вулканических ассоциаций Удинского сектора по этапам с проявлениями вулканизма в забайкальской, аргунской и амурской частях Монголо-Охотского пояса.

Цифры справа от колонок — средние содержания TiO_2 в базальтоидах (мас. %). При составлении использованы материалы из работ [Казимировский, 1996; Воронцов и др., 2002; Сорокин и др., 2004, 2009, 2010; Воронцов, Ярмолюк, 2007; Сасим, 2014].

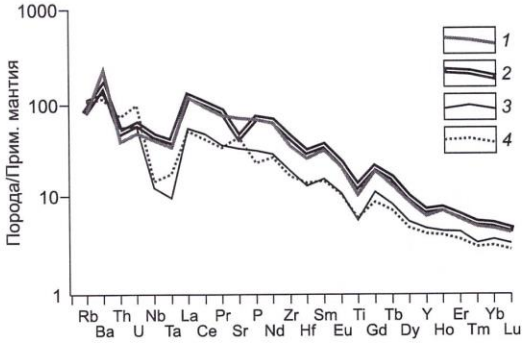

Рис. 7. Спайдер-диаграмма для базальтоидов рифтовых областей и активных окраин.

Средние составы базальтоидов: *1*, *2* — рифтовых областей: *1* — Западно-Забайкальской, *2* — Восточно-Монгольской, *3*, *4* — активных окраин: *3* — Тихого океана (дифференцированные и бимодальные серии Умлекано-Огоджинского пояса), *4* — Монголо-Охотского бассейна (среднеюрская шадоронская серия Аргунского блока). При составлении использованы материалы из работ [Казимировский, 1996; Ярмолюк и др., 1998; Воронцов и др., 2002; Сорокин и др., 2004, 2009, 2010; Воронцов, Ярмолюк, 2007; Андрющенко и др., 2010; Сасим, 2014].

соответственно), и относительно более низкими содержаниями U, Th и Rb (см. рис. 7). Ряд специфических различий между породами сопоставляемых вулканических областей отражен на рис. 8, на котором видно, что базальтоиды рифтовых областей и краевых поясов активных окраин образуют обособленные совокупности фигуративных точек. Различия между ними определяются геохимической специализацией соответствующих комплексов пород, о которой уже говорилось выше и которая связана с относительным обогащением базальтоидов рифтовых областей Ti, Nb, Zr и относительным обеднением их Rb, Th, U.

Особенно выразительно различия между породами рифтовой области и конвергентных границ Монголо-Охотского пояса видны на диаграммах парных отношений несовместимых элементов (канонических отношений несовместимых элементов по [Коваленко и др., 2007]), на которые также вынесены составы некоторых эталонных источников подлитосферного и корового магмообразования (рис. 9).

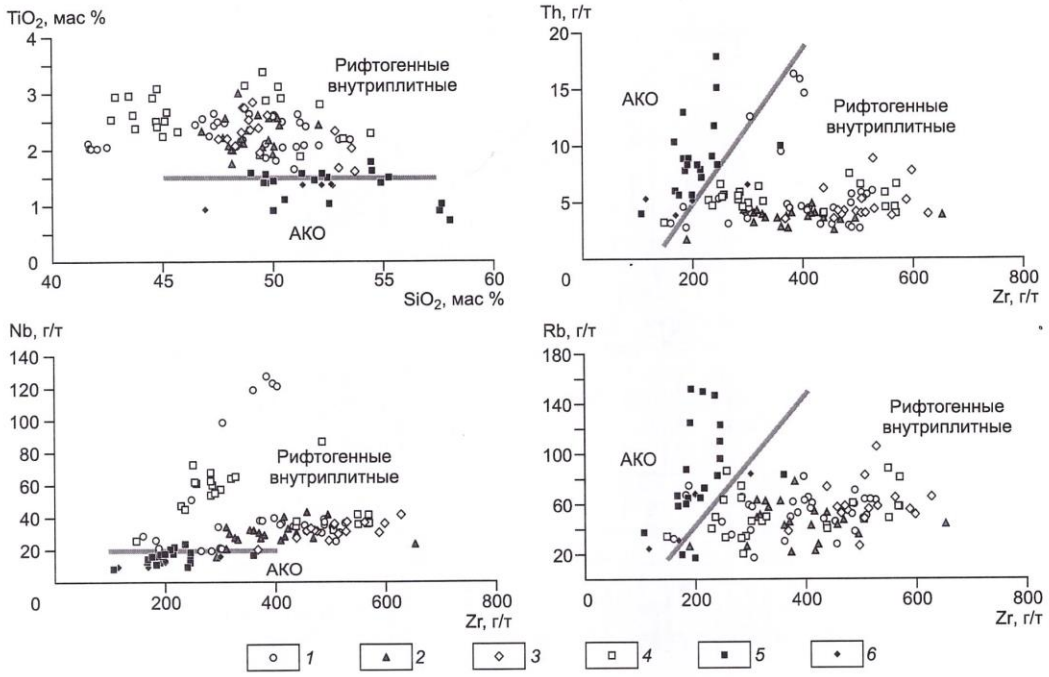

Рис. 8. Положение составов базальтоидов Удинского сектора, позднемезозойских-раннекайнозойских вулканических ассоциаций Западно-Забайкальской рифтовой области, рифтовых впадин Восточного Забайкалья и Приамурья на диаграммах несовместимых элементов.

1 — поля составов вулканитов Удинского сектора, без разделения на возрастные группы; *2*—*4* — поля составов внутриплитовых рифтогенных вулканитов: *2* — Тугнуйско-Хилокский сектор; *3* — Витимский сектор, *4* — Восточно-Монгольская рифтовая область, *5*, *6* — вулканиты АКО: *5* — шадоронский комплекс, *6* — Умлекано-Огоджинский пояс, включая галькинский бимодальный комплекс.

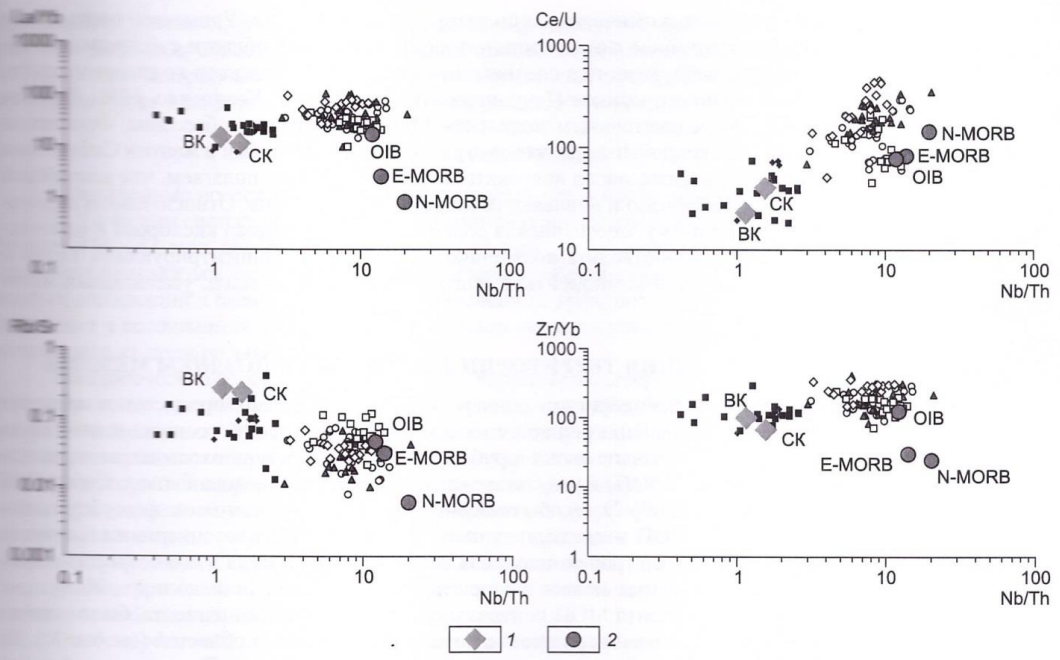

Рис. 9. Положение составов базальтоидов Удинского сектора, позднемезозойских-раннекайнозойских вулканических ассоциаций Западно-Забайкальской рифтовой области, рифтовых впадин Восточного Забайкалья и Приамурья на диаграммах парных отношений элементов.

1, 2 — составы пород корового и мантийного происхождения: *1* — верхняя кора (ВК), средняя кора (СК), по [Rudnick, Gao, 2003], *2* — базальты океанических островов (OIB), срединно-океанических хребтов, обогащенных (E-MORB) и деплетированных (N-MORB), по [Sun, McDonough, 1989]. Сплошная линия — граница полей. Остальные усл. обозн. см. на рис. 8.

На этих диаграммах базальтоиды Удинского сектора образуют компактное поле составов, что позволяет не дифференцировать их на возрастные группы. Этому же полю соответствуют составы базальтоидов других секторов рифтовой области, а также породы Восточно-Монгольской рифтовой области (ВМРО). Подобное сходство свидетельствует об однотипности состава мантийных источников, участвовавших в образовании мантийных расплавов для позднемезозойских—кайнозойских рифтовых областей Центральной Азии. Выделенное поле составов по своим характеристикам в наибольшей степени соответствует источникам OIB типа, что позволяет говорить о сходстве источников магматизма ЗЗРО, ВМРО и OIB.

В отличие от базальтоидов рифтовых областей основные породы активных окраин Монголо-Охотского бассейна смещены в поле составов, относительно обогащенных U, Th, Rb и тяжелыми РЗЭ. Их группировка имеет хорошее согласование с составами континентальной коры [Rudnick, Gao, 2003], что, очевидно, указывает на существенную роль коровой компоненты в образовании этих пород.

Отмеченные различия в составе рифтогенных и конвергентных магматических ассоциаций, очевидно, следует рассматривать как показатель различных источников и различной геодинамической природы этих ассоциаций. Магматические породы, связанные с конвергентными границами, несут геохимические метки, соответствующие субдукционному магмообразованию. Породы рифтогенных областей имеют значительное сходство с базальтами OIB типа. Это обстоятельство с учетом пространственной и структурной обособленности отдельных областей позволило выдвинуть представление об их связи с мантийными плюмами [Ярмолюк и др., 1995, 1998].

Выполненный выше сравнительный анализ позволяет сделать вывод, что процессы конвергенции, действовавшие в регионе вплоть до начала позднего мезозоя, не оказали существенного влияния на процессы плюм-литосферного взаимодействия при формировании рифтовых зон Центральной Азии. Тем не менее следы конвергентных процессов отразились в составе рифтогенных базальтоидов. Здесь в первую очередь приходится говорить о высоких содержаниях Ba и относительно пониженных Ta и Nb, что более типично для магматизма, связанного с зонами субдукции.

Наличие надсубдукционных геохимических индикаторов в базальтоидах Удинского сектора, по-видимому, можно связать с присутствием в основании литосферы рифтовой области субдукционно переработанной мантии. Процессы субдукции под соответствующий край Сибирского континента протекали на протяжении палеозоя и раннего мезозоя [Гордиенко, 1987; Ярмолюк, Коваленко, 1991; Донская и др., 2012] и были связаны с последовательным закрытием Монголо-Охотского бассейна. Фрагменты субдуцированной литосферы зафиксированы сейсмотомографическими методами в мантии Сибирского кратона [Van der Voo et al., 1999] и также могли вовлекаться в плавление. Мы полагаем, что мантийный плюм воздействовал на подобную мантию и вовлекал ее в процессы плавления. Относительная водонасыщенность такой мантии, по-видимому, обеспечивала более высокий потенциал кислорода в источнике плавления, что должно было способствовать появлению в рестите фаз, концентрирующих Ti, Nb и Ta. По мере истощения субдукционной компоненты в мантийном источнике магм, уменьшалась величина Nb-Ta минимума.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ТЕРРИТОРИИ ЗАБАЙКАЛЬЯ В ПОЗДНЕМ МЕЗОЗОЕ

Вопрос о сопряженности и взаимодействии конвергентных и плюмовых процессов в пределах территории Центральной Азии определенно решается на основе анализа общей геологической обстановки в регионе в позднем мезозое. В начале эпохи к рубежу 160 млн лет завершилось закрытие западной части Монголо-Охотского пояса (МОП) в результате столкновения Аргунского блока с Сибирским континентом [Руженцев, Некрасов, 2009]. Это событие сопровождалось магматизмом надсубдукционного типа, развитого вдоль бортов МОП и представленного вулканическими ассоциациями шадоронской и низов удинской серий, массивами гранитоидов шахтаминского комплекса и его возрастных аналогов, а также формированием угленосных моласс в зоне структурного шва [Диденко и др., 2013].

После закрытия Аргунского сегмента МОП центрально-азиатская часть континента, была охвачена магматическими процессами. Здесь возник ряд независимых вулканических областей (см. рис. 1). Из них крайнюю восточную позицию занял Большехинганский вулканический пояс. Этот пояс конформен Тихоокеанской границе континента и сложен дифференцированными вулканическими ассоциациями с геохимическими характеристиками, типичными для обстановок конвергентных границ [Wang et al., 2006; Zhang et al., 2011]. Пояс формировался начиная с поздней юры и связывается с активной окраиной континента, возникшей в зоне его столкновения с Бурея-Цзамусинским супертеррейном [Диденко и др., 2013]. Это позволяет определить границу континента этого времени к востоку от 126° (в современных координатах, см. рис. 1). В раннем мелу [Wang et al., 2006; Дербеко и др., 2010; Диденко и др., 2013] к континенту был аккретирован Бурея-Цзамусинский супертеррейн. Аккреция сопровождалась полным закрытием восточной (Буреинской) части Монголо-Охотского пояса и смещением активной границы континента далее к востоку на территорию Малого Хингана (~132°—134° в.д.), где произошло формирование одноименного краевого вулканического пояса. В целом на протяжении позднего мезозоя граница континента была смещена далеко к востоку и внутренние участки континента оказались вне зоны влияния конвергентных процессов.

Одновременно с магматическими поясами активных окраин континента во внутренних его участках формировались пространственно и структурно изолированные Южно-Хангайская, Западно-Забайкальская, Восточно-Монгольская рифтовые области. Их становление протекало на фоне грабенообразования и началось в поздней юре с излияний дифференцированных серий пород повышенной щелочности (трахибазальт—трахит—трахириолит, местами с карбонатитами). Период наиболее активного развития этих областей пришелся на ранний мел. В отличие от вулканических областей восточной части континента с их дифференцированным магматизмом, здесь происходили крупнообъемные излияния высокотитанистых базальтов, сформировавших толщи базальтов большой мощности. Возрастные границы этого периода определяются интервалом 140—120 млн лет назад, который совпал с периодом глобальной внутриплитной активности [Larson, Olson, 1991]. Это совпадение позволяет рассматривать образование рифтовых областей в рамках соответствующего глобального процесса. Важной особенностью этих областей, отличающих их от вулканических поясов активной окраины континента, стало то, что магматическая активность в них не прекращалась в более позднее время и периодически продолжалась при сохранении вещественных характеристик продуктов извержений не только в конце раннего мела, но и в позднем мелу и кайнозое.

В соответствии с этими данными проявления магматизма рифтогенного и конвергентного типа в центрально-азиатской части континента были разнесены как во времени, так и в пространстве. Возникновение мантийных плюмов в основании литосферы Центральной Азии, по-видимому, было связано с раннемеловой глобальной внутриплитной активизацией и произошло после завершения в регионе конвергентных процессов. Воздействие плюмов на литосферу привело к ее расколам и формированию рифтовых областей, в том числе ЗЗРО. Плюмы взаимодействовали с мантией, переработанной ранее в суб-

дукционных условиях, что определило специфику продуктов магматизма на раннемеловых этапах развития рифтовых областей. Субдукционные процессы, действовавшие в краевых участках континента, во времени мигрировали в сторону Тихого океана и не могли непосредственно влиять на процессы магмогенерации в рифтовых зонах внутренних районов континента.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы.

В Удинском секторе выделяются семь этапов раннемезозойского-кайнозойского вулканизма в интервале 170—51 млн лет. На рубеже около 135 млн лет происходят наиболее значимые изменения в характере вулканизма: резкое уменьшение объемов вулканических пород, переход от дифференцированных ассоциаций к базальтоидным с исчезновением вулканитов с содержанием SiO_2 более 54 мас. %, появление в ассоциациях щелочных базальтоидов наряду с умеренно щелочными и затем постепенное увеличение их доли на завершающих этапах.

Геохимические особенности вулканитов Удинского сектора обусловлены участием в их образовании плюмового мантийного источника, близкого по составу к OIB и обеспечившего высокие концентрации некогерентных элементов в магматических продуктах. Изотопные характеристики пород свидетельствуют о соответствии этого источника мантии с варьирующими характеристиками между EMII и PREMA при усилении роли последнего во времени. Возможно, что мантия с характеристиками EMII отвечала литосферной метасоматизированной мантии, сформированной под воздействием субдукционных процессов предшествующих этапов развития территории. Это допущение позволяет объяснить дефицит гидрофобных (Ti, Nb, Ta) элементов в базальтоидах области как результат появления воды в среде магмообразования. Влияние соответствующего источника постепенно нивелировалось в ходе магматической эволюции области.

Особенности составов вулканитов Удинского сектора и закономерности их изменения во времени вполне согласуются с таковым для западных и восточных секторов ЗЗРО, а также для других позднемезозойских-кайнозойских рифтовых областей Центральной Азии. Это позволяет предполагать для них одинаковые геодинамические условия формирования с участием мантийных плюмов.

Магматизм ЗЗРО протекал в пределах территории, развитие которой происходило под влиянием процессов конвергенции вплоть до момента возникновения рифтовой области. И тем не менее его характеристики и особенности развития резко отличаются от тех процессов, которые протекали на конвергентных границах Монголо-Охотского морского бассейна и Тихого океана как перед образованием рифтовой области, так и одновременно с ней в более восточных районах Монголо-Охотии. Продукты последних группируются в магматические пояса, конформные зонам конвергенции, а их состав определяют дифференцированные магматические ассоциации с геохимическими характеристиками, типичными для пород надсубдукционных зон. Эти различия являются показателем разных источников и разных геодинамических механизмов, определивших образование рифтовой зоны и краевых магматических поясов конвергентных границ. Источники магматизма ЗЗРО отвечали мантийному плюму, который проявился в сложной геодинамической обстановке совмещения зоны межплитного взаимодействия и подлитосферного диапиризма. Этот плюм воздействовал на литосферу, еще пребывающую в режиме конвергенции, взаимодействовал с мантией, преобразованной конвергентными процессами, но сохранил свои основные характеристики, отличающие его продукты от продуктов магматизма конвергентных областей.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 13-05-00014), интеграционных проектов СО РАН № 11 и 87, программы Президиума РАН № 18, ОФИ-М 13-05-12043.

ЛИТЕРАТУРА

Андрющенко С.В., Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Сандимиров И.В. Эволюция юрско-мелового магматизма Хамбинской вулканотектонической структуры (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (7), с. 944—962.

Афонин В.П., Гуничева Т.Н., Пискунова Л.Ф. Рентгенофлуоресцентный анализ. Новосибирск, Наука, 1984, 328 с.

Воронцов А.А., Ярмолюк В.В. Эволюция магматизма Тугнуйско-Хилокского сектора Западно-Забайкальской рифтовой области в позднем мезозое и кайнозое // Вулканология и сейсмология, 2007, № 4, с. 3—28.

Воронцов А.А., Иванов В.Г., Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И., Сандимирова Г.П., Смирнов В.Н. Позднемезозойская бимодальная щелочная вулканическая ассоциация Западного Забайкалья и возраст ее формирования: геологические и геохронологические (Rb-Sr и K-Ar) данные // ДАН, 1999, т. 369, № 2, с. 220—224.

Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Никифоров А.В. Позднемезозойский магматизм Джидинского сектора Западно-Забайкальской рифтовой области: этапы формирования, ассоциации, источники // Петрология, 2002, т. 10, № 5, с. 510—531.

Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Лыхин Д.А., Дриль С.И., Татарников С.А., Сандимирова Г.П. Магматизм и геодинамика раннемезозойской Северо-Монгольской — Западно-Забайкальской рифтовой зоны: по результатам геохронологических, геохимических и изотопных (Sr, Nd, Pb) исследований // Петрология, 2007, т. 15, № 1, с. 37—60.

Геологическая карта СССР. Серия Западно-Забайкальская. М-б 1:200 000, лист N-49-XXVIII. М., Мингео СССР, 1970.

Геологическая карта СССР. Серия Западно-Забайкальская. М-б 1:200 000, листы N-49-XXXII, N-49-XXXIII, N-49-XXXIV. М., Мингео СССР, 1971.

Гордиенко И.В. Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. М., Наука, 1987, 238 с.

Гордиенко И.В., Климук В.С., Иванов В.Г., Посохов В.Ф. Новые данные о составе и возрасте бимодальной вулканической серии Тугнуйской рифтогенной впадины (Забайкалье) // ДАН, 1997, т. 352, № 6, с. 799—803.

Гордиенко И.В., Баянов В.Д., Климук В.С., Пономарчук В.А., Травин А.В. Состав и возраст ($^{39}Ar/^{40}Ar$) вулканогенных пород Чикой-Хилокской рифтогенной впадины в Забайкалье // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (4), с. 583—591.

Гордиенко И.В., Климук В.С., Цюань Хень. Верхнеамурский вулканоплутонический пояс Восточной Азии (строение, состав, геодинамические условия формирования) // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (12), с. 1655—1669.

Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Руженцев С.В., Минина О.В., Климук В.С., Ветлужских Л.И., Некрасов Г.Е., Ласточкин Н.И., Ситникова В.С., Метелкин Д.В., Гонегер Т.А., Лепехина Е.Н. История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем рифее—палеозое // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (5), с. 589—614.

Гриб Е.Н., Леонов В.Л., Перепелов А.Б. Геохимия вулканических пород Карымского вулканического центра // Вулканология и сейсмология, 2009, № 6, с. 3—25.

Дербеко И.М., Агафоненко С.Г., Козырев С.К., Вьюнов Д.Л. Умлекано-Огоджинский вулканогенный пояс (проблемы выделения) // Литосфера, 2010, № 3, с. 70—77.

Диденко А.Н., Каплун В.Б., Малышев Ю.Ф., Шевченко Б.Ф. Структура литосферы и мезозойская геодинамика востока Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (5), с. 629—647.

Диденко А.Н., Ефимов А.С., Нелюбов П.А., Сальников А.С., Старосельцев В.С., Шевченко Б.Ф., Горошко М.В., Гурьянов В.А., Заможняя Н.Г. Структура и эволюция земной коры области сочленения Центрально-Азиатского пояса и Сибирской платформы: профиль Сковородино—Томмот // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (10), с. 1583—1599.

Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., де Ваэле Б., Пресняков С.Л. Позднетриасовая Катаевская вулканоплутоническая ассоциация Западного Забайкалья — фрагмент активной континентальной окраины Монголо-Охотского океана // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (1), с. 30—49.

Иванов В.Г., Ярмолюк В.В., Смирнов В.Н. Новые данные о возрастах проявления вулканизма в Западно-Забайкальской позднемезозойской-кайнозойской вулканической области // ДАН, 1995, т. 345, № 5, с. 348—352.

Казимировский М.Э. Геохимия и петрология позднемезозойских рифтогенных магматических пород Забайкалья (Нерча-Ингодинская рифтогенная зона): Автореф. дис. … к.г.-м.н. Иркутск, ИГХ СО РАН, 1996, 25 с.

Карта полезных ископаемых СССР. Серия Западно-Забайкальская. М-б 1:200 000, лист N-49-XXVII. М., Главное управление геодезии и картографии Госгеолкомитета СССР, 1965.

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Козаков И.К., Сальникова Е.Б. Источники фанерозойских гранитоидов Центральной Азии: Sr-Nd изотопные данные // Геохимия, 1996, № 8, с. 699—712.

Коваленко В.И., Наумов В.Б., Гирнис А.В., Дорофеева В.А., Ярмолюк В.В. Средние составы магм и мантии срединно-океанических хребтов и внутриплитных океанических и континентальных обстановок по данным изучения расплавных включений и закалочных стекол базальтов // Петрология, 2007, т. 15, № 5, с. 361—396.

Комаров Ю.В. Мезозойский внегеосинклинальный магматизм Западного Забайкалья. Новосибирск, Наука, 1972, 156 с.

Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Тимофеев В.Ф., Томуртогоо О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология, 2003, т. 22, № 6, с. 7—42.

Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Издание третье, исправленное и дополненное. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 2009, 200 с.

Рассказов С.В., Иванов А.В. Эпизоды и геодинамическая обстановка четвертичного вулканизма Байкальской рифтовой системы // ДАН, 1996, т. 349, № 6, с. 804—807.

Руженцев С.В., Некрасов Г.Е. Тектоника Агинской зоны (Монголо-Охотский пояс) // Геотектоника, 2009, № 1, с. 39—58.

Сасим С.А. Шошонит-латитовая и трахибазальтовая серии Восточного Забайкалья: изотопно-геохимические особенности и генезис магматических пород Александрово-Заводской впадины: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Иркутск, ИГХ СО РАН, 2014, 19 с.

Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Сорокин А.П., Козырев С.К. Геохронология и корреляция мезозойских магматических образований северной окраины Амурского супертеррейна // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2004, т. 12, № 6, с. 36—52.

Сорокин А.А., Сорокин А.П., Пономарчук В.А., Травин А.В., Мельникова О.В. Позднемезозойский вулканизм восточной части Аргунского супертеррейна (Дальний Восток): $^{40}Ar/^{39}Ar$ геохронологические и геохимические данные // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2009, т. 17, № 6, с. 90—104.

Сорокин А.А., Сорокин А.П., Пономарчук В.А., Травин А.В. Возраст и геохимические особенности вулканических пород восточного фланга Умлекано-Огоджинского вулканоплутонического пояса (Приамурье) // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (4), с. 473—485.

Сорокин А.А., Котов А.Б., Пономарчук В.А., Сорокин А.П., Ковач В.П., Саватенков В.М. Аптские бимодальные вулканические ассоциации и гранитоиды северной окраины Амурского микроконтинента: возраст, источники и геодинамическая обстановка формирования // Петрология, 2013, т. 21, № 1, с. 74—93.

Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М., Мир, 1988, 383 с.

Фор Г. Основы изотопной геологии. М., Мир, 1989, 589 с.

Чернышев И.В., Лебедев В.А., Аракелянц М.М. K-Ar датирование четвертичных вулканитов: методология и интерпретация результатов // Петрология, 2006, т. 14, № 1, с. 69—89.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и рудоносность. М., Наука, 1991, 263 с.

Ярмолюк В.В., Иванов В.Г. Магматизм и геодинамика Западного Забайкалья в позднем мезозое и кайнозое // Геотектоника, 2000, № 2, с. 43—64.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология, 2003, т. 11, № 6, с. 556—586.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г. Внутриплитная позднемезозойская-кайнозойская вулканическая провинция Центральной—Восточной Азии — проекция горячего поля мантии // Геотектоника, 1995, № 5, с. 41—67.

Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И. Источники внутриплитного магматизма Западного Забайкалья в позднем мезозое—кайнозое (на основе геохимических и изотопно-геохимических данных) // Петрология, 1998, т. 6, № 2, с. 115—138.

Birk J.L., Allegre C.J. Chronology and chemical history of the parent body of basaltic achondrites studied by the ^{87}Rb-^{86}Sr method // Earth Planet Sci. Lett., 1978, v. 39, № 1, p. 37—51.

Briqueu L., Bougault H., Joron J.L. Quantification of Nb, Ta, Ti and V anomalies in magmas associated with subduction zones: petrogenetic implications // Earth Planet. Sci. Lett., 1984, v. 68, p. 297—308.

Hawkesworth C.J., Callagher K., Hergt J.M., McDermott F. Trace element fractionation processes in the generation of island arc basalts // Philos. Trans. R. Soc. London, 1993, A. 342, p. 179—191.

Kelemen P.B., Shimizu N., Dunn T. Relative depletion of niobium in some arc magmas and the continental crust: partitioning of K, Nb, La, and Ce during melt/rock reaction in the upper mantle // Earth Planet. Sci. Lett., 1993, v. 120, p. 111—134.

Kelemen P.B., Hanghøj K., Greene A.R. One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust // Treatise on geochemistry / Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. Elsevier, 2003, v. 3.18, p. 594—649.

Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., Kravchinsky V.A. Phanerozoic hot spot traces and paleogeographic reconstructions of the Siberian continent based on interaction with the African large low shear velocity province // Earth Sci. Rev., 2010, v. 102, p. 29—59.

Larson R.L., Olson P. Mantle plumes control magnetic reversal frequency // Earth Planet. Sci. Lett., 1991, v. 107, p. 437—447.

Rudnick R.L., Gao S. Composition of the continental crust // Treatise on geochemistry / Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. Elsevier, 2003, v. 3.1, p. 1—56.

Sun S.-s, McDonough W.F. Chemical and isotopic systematcs of oceanic basaits: implications for mantle composition and processes / Eds. A.D. Saunders, M.J. Narry. Magmatism in the ocean basins // Geol. Soc. Spec. Publ., 1989, № 42, p. 313—345.

Van der Voo R., Spakman W., Bijwaard H. Mesozoic subducted slabs under Siberia // Nature, 1999, v. 397, p. 246—249.

Wang F., Zhou X.-H., Zhang L.-Ch., Ying J.-F., Zhang Y.-T., Wu F.-Y., Zhu R.-X. Late Mesozoic volcanism in the Great Xing'an Range (NE China): Timing and implications for the dynamic setting of NE Asia // Earth Planet. Sci. Lett., 2006, v. 251, p. 179—198.

Zhang F.Q., Chen H.L., Yu X., Dong C.W., Yang S.F., Pang Y.M., Batt G.E. Early Cretaceous volcanism in the northern Songliao Basin, NE China, and its geodynamic implication // Gondwana Res., 2011, v. 19, p. 163—176.

Zindler A., Hart S. Chemical geodynamics // Ann. Rev. Earth. Planet. Sci., 1986, v. 14, p. 493—571.

Поступила в редакцию
3 июня 2015 г.