

УМЛЕКАНО-ОГОДЖИНСКИЙ ВУЛКАНОГЕННЫЙ ПОЯС (ПРОБЛЕМЫ ВЫДЕЛЕНИЯ)

© 2010 г. И. М. Дербекo*, С. Г. Агафоненко **, С. К. Козырев**, Д. Л. Вьюнов**

*Институт геологии и природопользования ДВО РАН

675000, г. Благовещенск, пер. Релочный, 1

E-mail: derbeko@mail.ru

**ОАО "Амургеология"

675000, г. Благовещенск, пер. Чудиновский, 14

E-mail: geochi@ascnet.ru

Поступила в редакцию 12.04.2010 г.

Умлекано-Огоджинский вулканогенный пояс, простирающийся вдоль южной границы восточной ветви Монголо-Охотского орогенного пояса, состоит из гетерогенных и диахронных тектонических составляющих, что подтверждается проведенными геологическими, геохронологическими, геохимическими и изотопными исследованиями. Вулкано-плутонические комплексы, объединяемые в Умлекано-Огоджинский вулканогенный пояс, отражают эволюцию тех структур, в пределах которых они развиты. На западе, в Умлеканской зоне, магматическая активность неоднократно проявлялась с конца юры до позднего мела, тогда как Огоджинская зона представлена одним островодужным андезитовым комплексом, сопоставимым по времени становления с внутриплитным бимодальным вулкано-плутоническим комплексом в Умлеканской зоне. Такие факты подтверждают самостоятельность эволюции региональных структур (террейнов) в позднем мезозое, на территории которых формировались породы этих комплексов.

Ключевые слова: Умлекано-Огоджинский вулканогенный пояс, вулканическая зона, геохронология, петрохимический состав, магматизм, бимодальный комплекс.

ВВЕДЕНИЕ

Умлекано-Огоджинский вулканогенный пояс известен с середины прошлого века [11, 21 и др.]. Слагающие его образования выделялись как составляющая более крупных структур: Восточно-Азиатского вулканогенно-плутоногенного мегаареала [4] или Верхнеамурского пояса [5]. Некоторые исследователи включали в его состав вулканические [3] или плутонические [15] образования восточного окончания Монголо-Охотского пояса. Было показано: формирование вулкано-плутонических комплексов Монголо-Охотского орогенного пояса связано с эволюционными процессами этого пояса [8].

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Умлекано-Огоджинский вулканогенный пояс имеет субширотное простирание почти на 600 км при весьма невыдержанной ширине. На западе, в пределах Умлеканской зоны, его основанием являются образования позднерифейского Аргунского и позднепалеозойского Южномонгольско-Хинганского террейнов, на востоке, в Огоджинской зоне, – раннепалеозойского Буреинско-Цзямусинского террейна (рис. 1). Позднемезозойские вулканические и плутонические комплексы пояса

представлены фрагментами глубоко эродированных магматических структур, которые, при разрушении, явились источником богатейших россыпных месторождений золота верхнего Приамурья [6]. Формирование комплексов, слагающих пояс, происходило в следующие временные этапы: позднеюрский-раннемеловой, начало раннего мела, конец раннего мела, поздний мел. Умлеканская зона объединяет более 40 вулканических полей, площадь которых может достигать 2 тыс. км² [4]. В строении этой зоны значительная роль (более 50%) принадлежит плутоническим породам. Вулканические покровы субгоризонтально перекрывают не только домезозойские образования Аргунского и Южномонгольско-Хинганского террейнов, но и мезозойские осадки: берриас-валанжинскую терригенную свиту, возраст которой подтверждается находками ископаемой флоры и комплексом прибрежно-морской фауны [13]. Это позволяет предположить, что до начала вовлечения территории в зону активного вулканизма она, вероятно, была континентальной окраиной.

ПОЗДНЯЯ ЮРА–НАЧАЛО РАННЕГО МЕЛА

Этот этап отмечен началом магматической активности, выразившейся в формировании пород магадачинского плутонического и кудикун-

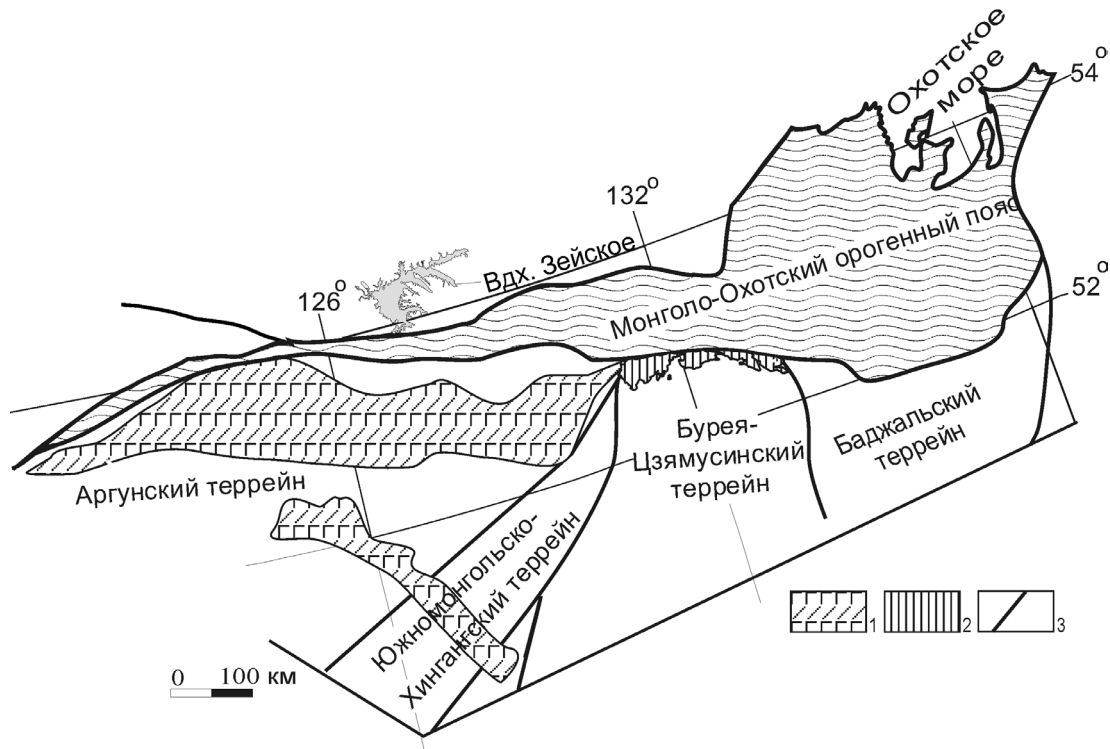


Рис. 1. Структурно-тектоническая схема Умлекано-Огоджинского вулканогенного пояса.

1 – Умлеканская зона; 2 – Огоджинская зона; 3 – границы террейнов, входящих в состав северо-западного фланга Амурского континента по [17].

чинского вулканического комплексов. **Магдагачинский плутонический комплекс** представлен умереннощелочными гранитами и лейкогранит-порфирами, редко гранитами нормального ряда, кварцевыми сиенит-порфирами [13, 15 и др.]. Гранитоиды – преимущественно субщелочные высококалиевые породы ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7.7\text{--}9.1$ мас. %, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1.2\text{--}1.8$), пералюминиевые, низкомагнезиальные, умереннотитанистые ($\text{ASI} = 0.6\text{--}0.8$). Они характеризуются низкими содержаниями Nb, Zr, La, Y, резко пониженным содержанием Ti, при умеренно повышенном – Ba, Rb, K (рис. 2а). График концентрации РЗЭ характеризуется отсутствием Eu аномалии: $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_n = 0.88$ при $(\text{La}/\text{Yb})_n = 50.43$. Граниты соответствуют породам А-типа по [27, 31]. По результатам геохронологических определений (К-Аг метод) возраст пород составляет 145 ± 5 млн. лет [13]. **Кудикунчинский вулканический комплекс** [13] представлен трахириолитами, трахириодацитами, комендитами покровной и субвулканической фаций. Это высококалиевые, субщелочные породы известково-щелочной серии ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 8.7\text{--}11.7$ мас. %, при $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1.2\text{--}1.6$, $\text{ASI} = 0.9\text{--}1.1$). В них умеренно дифференцированное распределение лантаноидов: $(\text{La}/\text{Yb})_n = 9.5\text{--}13.6$. На спайдердиаграмме (рис. 2а) хорошо выражено геохимическое родство пород кудикунчинского и гранитоидов магдагачинского комплексов. Позднеурский

возраст – 147 ± 8 млн. лет установлен по результатам изотопных определений К-Аг методом [13]. Но есть данные о более позднем времени их формирования [19] – 133–136 млн. лет.

НАЧАЛО РАННЕГО МЕЛА

На территории северного окончания Аргунского и Южномонгольско-Хинганского террейнов в начале раннего мела резко активизируются вулкано-плутонические процессы, в результате которых формируются комплексы: верхнеамурский и буридинский плутонические и талданский вулканический. Верхнеамурский комплекс относится к формации гранитоидных батолитов пестрого состава, сопровождаемых на заключительных этапах становления внедрением малых гипабиссальных тел (буридинского комплекса), характеризующихся тем же типом исходного магматического расплава [15, 28].

Верхнеамурский гранит-гранодиоритовый комплекс [13, 15, 28 и др.] образует тела площадью до 500 км². В его составе присутствуют: гранодиориты, кварцевые диориты, тоналиты, кварцевые монзониты, граниты, плагиограниты. Для пород характерна слабо изменяющаяся сумма щелочей во всех разновидностях при $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0.9\text{--}1.6$. Породы, преимущественно, высококалиевые известково-щелочной серии, пералюминиевые,

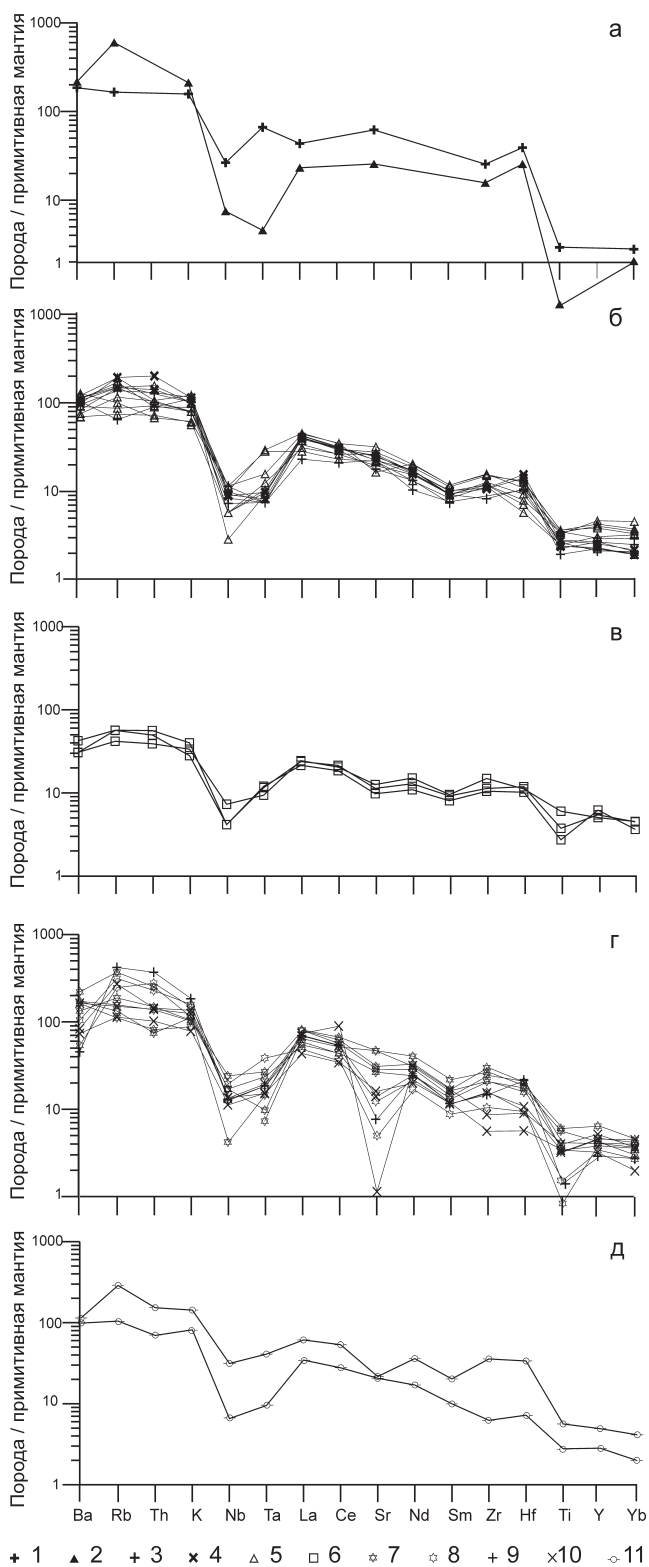


Рис. 2. Концентрации редких элементов, нормированных к составу примитивной мантии [30].

Породы комплексов: 1 – магдагачинского; 2 – кудикучинского; 3 – верхнеамурского; 4 – бурундинского; 5 – талданского; 6 – бурундинского; 7–10 – галькинского: 7 – основного среднего состава, 8 – кислого состава, 9 – граниты, 10 – диориты; 11 – моховского. При построении схемы использованы данные авторов и данные из работ [18, 19].

ASI = 0.9–1.2. Содержание TiO_2 и MgO непостоянно. Изотопные определения возраста $^{40}Ar/^{39}Ar$ методом [13, 18] составляют: 134–140 млн. лет. **Бурундинский монцодиорит-гранодиоритовый комплекс** [13, 15, 18, 28 и др.] представлен гипабиссальными интрузиями площадью до 200 км². В составе комплекса выделяются: диориты, монцониты и кварцевые диориты, кварцевые монцониты, гранодиориты, для которых характерно почти постоянное присутствие Al_2O_3 (15.1–16.1 мас. %) и Na_2O (3.2–4.2 мас. %) при $Na_2O/K_2O = 0.9–2.2$. Породы умеренно-высокомагнезиальные, умереннотитанистые, высококалийной известково-щелочной серии. По геохронологическим данным ($^{40}Ar/^{39}Ar$ метод) формирование гранитоидов происходило 127–130 млн. лет назад [13, 18]. Графики содержания РЗЭ для пород этих комплексов характеризуются слабо проявленной европиевой аномалией – $(Eu/Eu^*)_n = 0.70–0.90$ – при соотношении $(La/Yb)_n = 10.42–19.17$ (верхнеамурский) и 17.59–21.44 (бурундинский). В гранитоидах устанавливается деплетированность Nb, Ta, Ti, Y, Yb и обогащение Th, Ba, Rb, K (рис. 2б). Породы верхнеамурского комплекса соответствуют гранитам I- и S-типа [27], образования бурундинского – гранитам S-типа. Для гранитов верхнеамурского комплекса изотопные стронциевые соотношения составляют $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.70685–0.70760$, для бурундинского – 0.70745–0.70757 [13].

Талданский андезитовый вулканический комплекс [13, 15 и др.] представлен породами покровной, жерловой и субвулканической фаций, которые слагают вулканические поля площадью до 100 км² и более. Состав комплекса: андезибазальты, андезиты, трахиандезиты, дациандезиты, дациты, туфы, туфогенно-осадочные породы мощностью до 860 м. Породы от низко- до высококалийных известково-щелочной серии. Сумма щелочей в вулканитах (4.6–6.9 мас. %) не коррелируется с SiO_2 , $Na_2O/K_2O = 0.8–2.7$. Для них характерно непостоянное содержание TiO_2 , MgO . ASI = 1.0–1.3. График распределения РЗЭ характеризуется слабо выраженным Eu-минимумом – $(Eu/Eu^*)_n = 0.70–0.88$ – и соотношением $(La/Yb)_n = 8.3–22.5$, сопоставимым с гранитоидами бурундинского комплекса. По содержанию редких элементов и первичным изотопным соотношениям – $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.70626–0.70784$ [13], характеристики вулканитов идентичны таковым гранитоидов и верхнеамурского, и бурундинского комплексов (рис. 2б) [28]. Этап формирования вулканитов соответствует 122–130 млн. лет (Ar-Ar метод) [13, 18, 19].

КОНЕЦ РАННЕГО МЕЛА (119–97 МЛН. ЛЕТ)

Это этап активного проявления магматической деятельности на западе и на востоке региона. На

западе с апта формируются породы бимодального трахибазальт-риолитового галькинского комплекса, а с начала альба, на востоке – породы андезитового бурундинского комплекса. Образования **галькинского бимодального вулканоплутонического комплекса** слагают более 20 вулканических полей, в строении которых выявляются различия в мощности (от 30 до 475 м), но отмечается единство в формировании покровной фации: трахиандезиобазальты и трахибазальты с прослоями трахиандезитов и туфогенно-осадочных пород сменяются риолитами, риодацитами, трахириолитами, перлитами, туфами и игнимбритами с прослоями трахиандезитов, трахиандезиобазальтов, туфов. Разрез завершается покровом трахиандезитов, андезитов. Бимодальное строение комплекса обусловлено двумя диапазонами содержания SiO_2 . I – породы с содержанием $\text{SiO}_2 = 47\text{--}64$ мас. %, высококалиевые, умеренно щелочные, с высокой глиноземистостью ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 15.2\text{--}17.3$ мас. %), умеренной-низкой магнезиальностью, низкой титанистостью. II – породы с $\text{SiO}_2 = 72\text{--}78$ мас. %, высококалиевые с нормальной, реже, умеренной щелочностью, низкоглиноземистые ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 11.1\text{--}13.9$ мас. %), низкомагнезиальные, низкотитанистые. Плутонические образования кислого состава относятся к гранитам А-типа [27, 31], а гранитоиды, комагматичные вулканитам средне-основного состава, – к образованиям I- и S-типов. **Во всех рассмотренных соотношениях петрогенных и ряда редких элементов и SiO_2 выявляется единый тренд корреляции, характерный для бимодальных серий [29]. На графиках РЗЭ Eu минимум в основных-средних породах выражен слабо ($(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_n = 0.70\text{--}0.86$), а в кислых породах он более глубокий ($(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_n = 0.33\text{--}0.70$); $(\text{La}/\text{Yb})_n = 5.5\text{--}33.0$. Мультиэлементные спектры характеризуются устойчивыми отрицательными аномалиями Nb, Ta и Ti во всех типах пород и изменчивой аномалией Sr: для пород кислого состава она отрицательная, а для основных-средних – до положительной. Положительными аномалиями отмечены содержания Ba, Rb, Th, K (рис. 2в). Для вулканитов установлены первичные изотопные соотношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7057\text{--}0.7063$, $0.7081\text{--}0.7084$ и интервал значений $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) = -0.6\text{--}-3.6$ [13]. По бимодальному характеру, развитию гранитоидов А-типа и ряду геохимических и изотопных характеристик, породы галькинского комплекса близки некоторым магматическим образованиям западного фланга Монголо-Охотского пояса, выделяемым в Северо-Монгольскую-Западно-Забайкальскую рифтовую зону [22]. На диаграмме $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}-\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ фигуративные точки этого комплекса попадают в пределы полей составов ранне-позднемезозойских внутриплитных магматитов Центральной Азии [29]. Для пород галькинского комплекса имеется серия геохронологических датировок Rb-Sr, U-Pb, $^{40}\text{Ar}\text{--}^{39}\text{Ar}$ методами [13, 18, 19, 33]. Для трахиандезитов**

В.А. Пономарчуком (ИГиМ СО РАН) определен возраст $^{40}\text{Ar}\text{--}^{39}\text{Ar}$ методом, который составил 114.7 ± 1.6 млн. лет. Суммируя эти данные, можно предположить почти непрерывный этап магматической активности в интервале 119–97 млн. лет.

Образования **бурундинского вулканического комплекса** слагают Огоджинскую зону на территории Буреинско-Цзямусинского террейна. Они образуют единое поле субширотного простирания при ширине от 3 до 30 км и залегают на угленосных раннемеловых отложениях. Нижнюю часть толщи представляют туфы, а верхнюю – лавы. Общая мощность достигает 1050 м [1]. В составе комплекса выделены андезиты, трахиандезиты, которые отличаются повышенным содержанием Na_2O , андезидациты. Эти высокоглиноземистые (Al_2O_3 до 17.3 мас. %), низкощелочные породы при $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1.1\text{--}3.5$ обладают неустойчивой магнезиальностью и принадлежат высококалиевой известково-щелочной серии. Графики распределения РЗЭ характеризуются соотношениями: $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_n = 0.74\text{--}0.85$, $(\text{La}/\text{Sm})_n = 2.5\text{--}3.8$, $(\text{Gd}/\text{Lu})_n = 1.0\text{--}5.0$. Вулканиты умеренно обогащены Sr, Zr, Hf, Y, РЗЭ и обеднены Nb и Ta, Ti (рис. 2г). Период их становления 111–103 млн. лет, а по своим петро- и геохимическим характеристикам породы бурундинского комплекса сопоставимы с породами островодужных вулканических серий [7, 9].

ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ ЭТАП

Этот период в регионе, фактически, характеризуется платформенной обстановкой. Но в зонах сочленения региональных структур отмечаются единичные импульсы вулканической активности, выразившиеся в формировании покровов и субвулканических тел. В зоне сочленения Монголо-Охотского пояса и Аргунского террейнов в этот период формируются впадины: Уруша-Ольдойская и Урканская. Они отнесены к Уруша-Ольдойской рифтогенной структуре [20]. Эти впадины выполнены рыхлыми позднемеловыми-кайнозойскими отложениями, где в эрозионных окнах выходит на поверхность серия разрозненных обнажений, представленных туфоконгломератами, туфами и мало мощными потоками трахиандезитов, латитов, абсарокитов. Это высококалиевые породы известково-щелочной (трахиандезиты, латиты)–шошонитовой (абсарокиты) серий. $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ в трахиандезитах и латитах составляет 1.48–2.05, а в абсарокитах – 0.47, сумма щелочей изменяется от 9.01 до 6.35 мас. %. Все разновидности пород умеренномагнезиальные, умереннотитанистые. На графике РЗЭ европиевая аномалия практически отсутствует или выявляет слабое положительное значение $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_n = 0.79\text{--}1.03$, $(\text{La}/\text{Yb})_n = 13.95\text{--}20.67$. Для пород комплекса характерно обогащение K, Ba, умеренное обогащение Rb, Sr. Для трахиандезитов

и латитов установлены пониженные содержания Nb (4.8 г/т), Ta (0.36 г/т), Zr (190 г/т), Hf (2.4 г/т), Ti (3858 г/т), Y (8.8 г/т), **Yb (0.7 г/т)**, тогда как в абсарокитах они повышены – 22.0 г/т, 1.7 г/т, 400 г/т, 10.4 г/т, 7111 г/т, 22.4 г/т, 2.0 г/т, соответственно. Из туфов Уруша-Ольдойской и Урканской впадин В.С. Маркевич (Биолого-почвенный институт ДВО РАН, Владивосток) и Н.Д. Литвиненко (Центральной лаборатории ФГУГГП “Хабаровскгеология”) изучены палиноспектры, на основании чего высказано предположение о коньякском возрасте вулканитов моховского комплекса.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ

Первые представления о геодинамических обстановках принадлежат Л.П. Зоненшайну с соавторами [10], которые считали, что мезозойские магматические образования региона могли представлять продукт деятельности надсубдукционного вулканизма или “горячей точки”. Эти варианты разрабатывались В.В. Ярмлюком [26], В.И. Коваленко [12], И.В. Гордиенко [5]. Б.А. Натальин предполагал как субдукционные так и коллизионные обстановки [16]. Рассматривалась модель формирования мезозойского магматизма в обстановке трансформной континентальной окраины [14, 23]. При построении перечисленных геодинамических реконструкций отсутствовали прецизионные данные о возрасте и вещественном составе мезозойских магматитов этого региона. К настоящему времени они большей частью имеются в нашем распоряжении. Предлагаемые геодинамические реконструкции учитывали взаимозависимость между Северо-Азиатским–Сино-Корейским кратонами и плитами океанической коры Тихоокеанского бассейна. Показано, что позднемезозойской магматической активности в регионе предшествовал мощный режим сжатия, связанный с направленным движением океанических плит Тихоокеанского бассейна 180–150 млн. лет назад. По расчетам [24] в Аргунском террейне первичное напряжение было почти горизонтальным. Но, следующее за этим редуцирование сильного сжатия, связанное с изменением направления движения плиты Изаанага [32], ослабило напряжение в земной коре, что способствовало излиянию лав трахириолитового состава (147 млн. лет). Эти лавы формировались в условиях активной континентальной окраины и сопровождалась становлением гранитов магдагачинского плутонического комплекса. Их возраст (145 млн. лет) соответствует началу следующего тектонического этапа – 145–135 млн. лет, когда плита Изаанага движется в СЗ направлении (около 300°) со скоростью 5.3 см/год [32], что привело к увеличению напряжения в этом направлении и созданию условий для формирования крупных батолитов гипабиссального комплекса гранит–граносиенитовой формации.

Скорость движения плиты Изаанага к концу интервала 145–135 млн. лет увеличивается до 30 см/год [32], при этом она резко меняет направление движения (до 350°), соответственно увеличивается сила сжимающего напряжения. Система закрывается, и в результате в абиссальных условиях формируется верхнеамурский плутонический комплекс гранодиоритового состава (140–134 млн. лет). Далее (135–127 млн. лет), при слабо изменяющемся направлении, в обстановке сжатия с первичным напряжением С–СВ направления, в условиях сдвига при редуцированном давлении [24], которое продолжалось и в интервале 127–119 млн. лет [32], ослабевает северо-западное сжатие, начинаются мощные левосторонние сдвиги по разломам северо-восточного простирания. В этих условиях происходил подъем магмы с глубины 10–30 км, которая постепенно достигала поверхности земной коры. На первом этапе формировался гипабиссальный буриндинский плутоногенный комплекс – 130–122 млн. лет, а почти параллельно – вулканический талданский (128–119 млн. лет). Единство магматического материала для этих трех комплексов подтверждается их петро- и геохимическими характеристиками [28]. Породы верхнеамурского, буриндинского и талданского комплексов наиболее близки по петро-геохимическим особенностям надсубдукционным вулканитам известково-щелочных серий активных континентальных окраин андийского типа [28]. В интервале 119–100 млн. лет назад плита Изаанага перемещается в направлении близком к субмеридиональному со скоростью 20.5 см/год [32], что способствует значительному ослаблению северо-западного напряжения и, фактически, исключает ее влияние на эндогенную активность в регионе. Но в это время формируется бимодальный галькинский комплекс (119–97 млн. лет). В мезозое исследуемая часть территории была охвачена коллизионными процессами, вызванными сближением Северо-Азиатского и Сино-Корейского кратонов и, соответственно, закрытием восточного фланга Монголо-Охотского бассейна. Позднемезозойские выходы образований бимодальной серии имеют линейное распространение вдоль южной границы Монголо-Охотского пояса, они исчезают в восточном и южном направлении. Но в пределах западной ветви Монголо-Охотского пояса бимодальные комплексы одна из составляющих раннемезозойской Северо-Монгольской–Западно-Забайкальской рифтовой зоны, для которой разработана достаточно обоснованная геодинамическая модель [22, 26]. Суть предложенной авторами модели заключается в существующих параллельно условиях коллизионного сжатия и воздействия плюма на участок, находящийся в условиях коллизионного сжатия. На дискриминационной диаграмме первичных изотопных характеристик Sr и Nd точки пород галькинского комплекса попадают в поле ранне- и поздне-

мезозойских внутриплитных магматических образований Центральной Азии и совмещены с нижней частью тренда корреляции базальтов бимодальных серий раннемезозойской Монголо-Забайкальской области [29]. На диаграммах тектонических обстановок фигуративные точки образований галькинского комплекса концентрируются в поле постколлизийных (в единичных случаях – синколлизийных) или на границе коллизийных – внутриплитных условий формирования [29]. Было показано [2], что в образовании всех позднепалеозойских–раннемезозойских вулканитов Центральной Азии возможно участие единого мантийного источника, характерной особенностью которого являются высокие значения отношения Zr/Hf (38–50). Для пород галькинского комплекса значение $Zr/Hf = 34–52$. Это позволяет, при рассмотрении тектонического сценария формирования галькинского комплекса, применить известную геодинамическую модель [22 и др.]. В период 100–85 млн. лет плита Изанага изменила свое движение на северо-западное с увеличением скорости до 23.5 см/год [32], а к концу этого временного интервала скорость незначительно снизилась, но направление движения резко изменилось на западное (85–74 млн. лет). На границе этих двух периодов происходит кратковременное излияние шшонит-латитового моховского комплекса. Можно предположить, что в этот момент мощность вулканогенно–терригенной составляющей в приразомых впадинах увеличилась настолько, что это способствовало максимальному утонению земной коры в участках их накопления. И, как результат, возникла локальная зона растяжения, о чем свидетельствует проявление вулканизма, в значительной мере сходного с рифтовым: внедряются абсарокиты, обогащенные высокозарядными элементами (Nb, Hf, Ta, Y, Ti, P3Э). Временной этап формирования пород бурундинского комплекса соответствует моменту, когда плита Изанага меняла направление движения с северного на северо-западное. При этом угол поворота плиты составлял почти 30° [32]. В этот период имела место пологая субдукция океанической плиты под восточную окраину Азии со скоростью более 20 см/год. Поэтому становление пород бурундинского комплекса как вулканической дуги, сформированной на континентальной коре в условиях субдукции андийского типа, представляется вполне допустимой, это подтверждается и рядом геохимических соотношений, характеризующих породы комплекса как продукты островодужного происхождения [29]. Было показано, что образования бурундинского комплекса (Огоджинская зона) имеют геохимическое родство с породами, развитыми на территории Бурей-Цзямусинского террейна [7]. Они формировались в едином временном режиме и соответствуют схеме эволюции магматизма в условиях субдукции континент–океан [7]. К косвенным признакам самостоя-

тельности позднемезозойского магматизма Бурей-Цзямусинского террейна можно отнести тот факт, что в отличие от Аргунского и Южномонгольско-Хинганского террейнов, он надвинут на Монголо-Охотскую систему, а Южно-Тукурингрский разлом прослеживается под ним с падением на юг до глубины 125 км [25], что не могло произойти, если бы эти три террейна представляли в конце мезозоя единое целое.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При отсутствии прецизионных данных о составе пород, о времени формирования, считалось правомочным их объединение в вулканогенный Умлекано-Огоджинский пояс, и это не противоречило имеющемуся на тот период фактическому материалу. Но согласно проведенным геологическим, геохронологическим, геохимическим исследованиям последних лет, Умлекано-Огоджинский вулканогенный пояс, простирающийся вдоль южной границы восточной ветви Монголо-Охотского орогенного пояса, состоит из гетерогенных и диахронных тектонических составляющих. А относимые к нему вулканоплутонические комплексы отражают эволюцию тех структур, в пределах которых они развиты. На территории Умлеканской зоны магматическая активность неоднократно проявлялась с конца юры до позднего мела, тогда как Огоджинская зона представлена одним островодужным андезитовым комплексом, сопоставимым по времени становления с внутриплитным бимодальным вулканоплутоническим комплексом на западе. Такие факты подтверждают самостоятельность эволюции региональных структур (террейнов) в позднем мезозое и ставят под сомнение возможность объединения их магматических комплексов в единый вулканогенный пояс.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Агафоненко С.Г.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Изд. второе. Серия Тугурская. Лист N-53-XXVI. СПб.: ВСЕГЕИ, 2002.
2. *Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Лыхин Д.А. и др.* Источники магматизма и геодинамика формирования раннемезозойской Северо-Монгольской–Западно-Забайкальской рифтовой зоны // *Петрология*, 2007. Т. 15, № 1. С. 37–60.
3. *Вулканические пояса востока Азии. Геология и металлогения.* М.: Наука, 1984. 503 с.
4. *Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1 : 2 500 000. Объяснительная записка.* СПб.–Благовещенск–Харбин: Министерство природных ресурсов РФ, Министерство геологии и минеральных ресурсов КНР, 1999. 135 с.
5. *Гордиенко В.И., Климук В.С., Цюань Хень.* Верхнеамурский вулканоплутонический пояс Восточной Азии // *Геология и геофизика*. 2000. Т. 41, № 12. С. 1655–1669.

6. *Дербеко И.М.* Особенности золотой минерализации в зоне интерференции магматических ареалов Центрально-Азиатского и Тихоокеанского подвижных поясов // Проблемы геологической и минералогической корреляции в сопредельных территориях России, Китая и Монголии. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 2005. С. 18–22.
7. *Дербеко И.М.* Вулканические комплексы андезитовой формации северного фланга Буреинско-Цзямусинского супертеррейна // Вулканизм и геодинамика: мат-лы III Всерос. симпоз. по вулканологии и палеовулканологии. Улан-Удэ: Бурятский НЦ, 2006. Т. 1. С. 175–179.
8. *Дербеко И.М.* Позднемезозойская геодинамическая обстановка на территории восточной окраины Монголо-Охотского орогенного пояса (Россия). Тектоника и металлогения Северной Циркум-Пацифики и Восточной Азии: Мат-лы конф., посвященной памяти Л.М. Парфенова. Хабаровск: ИТИГ ДВО РАН, 2007. С. 145–146.
9. *Дербеко И.М., Агафоненко С.Г.* Островодужные образования южного обрамления восточного фланга Монголо-Охотского орогенного пояса // Вулканизм и геодинамика: мат-лы IV Всерос. симпоз. по вулканологии и палеовулканологии. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2009. Т. 1. С. 344–347.
10. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1. М.: Недра, 1990. 328 с.
11. *Ицксон М.И., Красный Л.И., Матвеев В.Г.* Вулканические пояса Тихоокеанского кольца и их металлогения // Рудоносность вулканических формаций. М.: Недра, 1965. С. 181–196.
12. *Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др.* Коррообразующие магматические процессы при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные // Геотектоника. 1999. № 3. С. 21–41.
13. *Козырев С.К.* Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 200 000. Изд. второе. Серия Становая. Листы N-51- XXIII,-XXIV,-XXIX,-XXX. СПб.: ВСЕГЕИ, 2002.
14. *Лю Чжаоцзюнь, Кириллова Г.Л., Чжан Синьчжоу, Ван Сыминь.* Мезозойско-кайнозойские тектоно-стратиграфические комплексы в зоне трансекта Манчжурия–Суйфэнхэ и прилегающей территории как отражение геодинамической эволюции региона // Тихоокеанская геология. 1997. Т. 16, № 6. С. 36–45.
15. *Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А.* Объяснительная записка к схеме расчленения и корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. Хабаровск: ДВПГО, 1990. 215 с.
16. *Натальин Б.А., Фор М.* Геодинамика восточной окраины Азии в мезозое // Тихоокеанская геология. 1991. № 6. С. 3–23.
17. *Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др.* Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология, 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
18. *Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Козырев С.К. и др.* Новые изотопно-геохронологические данные для мезозойских магматических образований северо-восточной окраины Амурского супертеррейна // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22, № 2. С. 3–6.
19. *Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Сорокин А.П., Козырев С.К.* Геохронология и корреляция мезозойских магматических образований северной окраины Амурского супертеррейна // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12, № 6. С. 36–52.
20. Тектоника, глубинное строение и минералогия Приамурья и сопредельных территорий / Отв. ред. Г.А. Шатков, А.С. Вольский. СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. 189 с.
21. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран. М-б: 1 : 5 000 000. Под ред. Н.С. Шацкого и А.А. Богданова. М.: Госгеолтехиздат. 1957.
22. Типы магм и их источники в истории Земли. Ч. 2. Редкометальный магматизм: ассоциации пород, состав и источники магм, геодинамические обстановки формирования. М.: ИГЕМ РАН, 2006. 280 с.
23. *Ханчук А.И., Иванов В.В.* Мезо-кайнозойские геодинамические обстановки и золотое оруденение Дальнего Востока // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 11. С. 1635–1645.
24. *Чжан Хун, Чжао Чуньцзин, Яо Чжэнь и др.* Динамические основы мезозойского вулканизма в северной части Большого Хингана (КНР) // Тихоокеанская геология. 2000. Т. 19, № 1. С. 109–117.
25. *Шевченко Б.Ф.* Глубинная тектоника и металлогения Приамурья // Геологическая служба и минерально-сырьевая база России на пороге XXI века. Кн. 1. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. С. 287.
26. *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И.* Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника. 2000. № 5. С. 3–29.
27. *Chappel B.W., White A.I.R.* Two contrasting granite types // Pacific Geol. 1974. № 8. P. 173–174.
28. *Derbeko I. M.* Early Cretaceous intrusive and volcano-plutonic complexes of the North-Greater Khingan zone (Russia) and their role in Au-Ag mineralization // Metallogeny of the Pacific Northwest: Tectonics, Magmatism and Metallogeny of active continental margins. Vladivostok: Dalnauka, 2004. P. 93–96.
29. *Derbeko I.M., Ponomarchuk V.A., Yyunov D.L., & Kozыrev S.K.* Bimodal post-collision volcano-plutonic complex in the southern rim of the eastern flank of the Mongol-Okhotsk orogenic belt // D.R. Lentz, K.G. Thorne and K-L. Beal. Proceedings of the 24th IAGS. Fredericton. Canada. 2009. P. 143–146.
30. *Le Bas M., Le Maitre R.W., Streckeisen A. et al.* A chemical classification of volcanic rocks based on the total-silica diagram // J. Petrol. 1986. V. 27. P. 745–750.
31. *Maeda J.* Opening of the Kuril Basin deduced from the magmatic history of Central Hokkaido, North Japan // Tectonophysics. 1990. № 174. P. 235–255.
32. *Maruyama S., Seno T.* Orogen and relative plate motions, an example of the Japanese Islands // Tectonophysics. 1986. V. 12 (127). P. 305–329.
33. *Sorokin A.A., Ponomarchuk V.A.* Umlakan-Ogodzha Early Cretaceous magmatic belt (north margin of the Amurian superterrane): duration of magmatism // Geochim. Cosmochim. Acta. 2002. V. 66, № 15A. P. A728.

Рецензент И.В. Семенов

The Umlekan-Ogodzha volcanic belt (the problem bodily separation)

I. M. Derbeko*, S. A. Agafonenko**, S. K. Kozyrev **, D. L. Vyunov**

**Institute of Geology and Nature Management, Far East Branch of RAS*

***"Amurgeologia" open joint-stock company*

The Umlekan-Ogodzha volcanic belt extending along the southern boundary of the eastern branch of the Mongolian-Okhotsk orogenic belt consists of heterogenic and diachronous components. This is supported by geological, geochronological, geochemical and isotope studies. Volcano-plutonic complexes combined into the Umlekan-Ogodzha volcanic belt reflect the evolution of structures which they are developed into. In the west, in the Umlekan zone the magmatic activity repeatedly manifested from the end of the Jurassic to the Late Cretaceous while in the East, in the Ogodzha zone there formed only one island arc andesite complex comparable by the time of formation with intraplate bimodal volcano-plutonic complexes in the west. This is the indication of the independence of the regional structures (terrains) evolution in the Late Mesozoic.

Key words: Umlekan-Ogodzha volcanic belt, volcanic zone, geochronology, petrochemical composition, magmatism, bimodal complex.