

ОСТРОВДУЖНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ЮЖНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ВОСТОЧНОГО ФЛАНГА МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА

И.М. Дербeko¹, С.Г. Агафоненко²

¹Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск

²Открытое акционерное общество “Амургеология”, Благовещенск

На северном окончании Бурундинско-Цзямусинского супертеррейна, вдоль южной границы восточного фланга Монголо-Охотского орогенного пояса, непрерывной полосой субширотного простирания (3-30x220 км) развиты мезозойские образования бурундинского вулканического комплекса [Мартынюк и др., 1990; Геология зоны..., 1988; Агафоненко, 2002 и др.] (рис. 1).

Бурундинский вулканический комплекс представлен туфами и лавами преимущественно среднего состава, реже отмечаются основные или более кислые разновидности. Вулканиды несогласно залегают на угленосных раннемеловых отложениях огоджинской свиты, а с палеозойскими стратиграфическими и интрузивными комплексами, как правило, имеют тектонические контакты. Они слагают покровную, субвулканическую и жерловую фации, которые формируют вулканотектонические постройки центрального типа. В ряде разрезов толщи в основании выделяется пачка туфоконгломератов мощностью более 300 м. Туфоконгломераты сменяются туфами андезитовых базальтов – дацитовых андезитов: от пелитовых до агломератовых, при преобладании псаммитовых разновидностей. Далее разрез согласно наращивается вулканидами, которые перекрывают туфогенноосадочную часть не более чем на 10%. Вулканиды представлены андезитами и андезитовыми базальтами. Дацитовые андезиты, дациты и риолитовые дациты встречаются в единичных случаях, еще реже отмечаются прослойки их туфов и лавобрекчий. Общая мощность толщи достигает 1050 м [Решения IV..., 1994].

Субвулканические тела бурундинского комплекса сложены гранодиорит-порфирами, диоритовыми-порфиритами, реже – дацитами и риолитовыми дацитами и имеют разнообразную морфологию: штоки, лакколиты, лополиты, силлы площадью до 2-3 км² и дайки.

Главными представителями комплекса являются андезиты роговообманково-пироксеновые, плагиоклаз-роговообманковые, двупироксеновые, роговообманковые с порфировой структурой. Трахиандезиты единичны, они отличаются от андезитов повышенным содержанием Na₂O. Порфиновые выделения образованы плагиоклазом An₃₆₋₄₆, клино- и (или) ортопироксенами, зеленой роговой обманкой. Основная масса имеет гиалопилитовую, микролитовую, интерсертальную, гиалиновую или пилотакситовую структуру, в которой определяются лейсты и мелкие зерна аналогичные фенокристаллам. Акцессорные минералы: ильменит, магнетит и апатит, а среди вторичных преобладают серицит, хлорит, карбонат, эпидот, цеолиты. В базальтах и трахибазальтах может присутствовать оливин от 1 до 15 %, появляется олигофирная структура и зональный плагиоклаз (An₈₀ – ядро, An₃₆₋₄₆ – периферия); к акцессорным минералам добавляется сфен и шпинель, среди вторичных появляются серпентин и иддингсит. Порфиновые выделения в дацитовых андезитах представлены зональным плагиоклазом An₆₅₋₃₀, клино- и (или) ортопироксеном, роговой обманкой, биотитом, кварцем. Основная масса: вулканическое стекло, лейсты плагиоклаза, зерна пироксенов, роговой обманки, кварца, чешуйки биотита. Дациты, низкощелочные риолитовые дациты представлены массивными или миндалекаменными породами с мелко- или среднепорфировой структурой. Порфиры плагиоклаза An₂₀₋₄₇, роговой обманки, биотита, кварца, мусковита, в единичных случаях – клинопироксена. Основная масса имеет микрофельзитовую, гиалопилитовую или пойкилитовую структуру и сложена кварц-полевошпатовым агрегатом. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, сфеном, рудным. Комагматичные покровным вулканидам субвулканические тела отличаются большей степенью раскристаллизованности. Для них характерно изменение структуры в пределах одного тела: от густо- до редкопорфировой.

Для пород бурундинского комплекса характерно содержание SiO₂ от 47 до 66 мас.%, низкая щелочность при Na₂O/K₂O=1.1-3.5. Умереннощелочные базальты и андезиты имеют повышенные содержания Na₂O, которые с увеличением SiO₂ изменяются преимущественно в

пределах 1.0 мас.%, а содержание K_2O увеличивается более чем в три раза; высокая глиноземность – Al_2O_3 до 19.6 мас.%; неустойчивые магнезиальность: от низко- до умеренномагнезиальных (иногда близки высокомагнезиальным - 7.78 мас.%) и титанистость: от умеренно- до высокотитанистых; высокая железистость. По соотношению содержания TiO_2 - железистость они сопоставимы с островодужными базальтоидами Тихого океана [Дмитриев, 1982]. Все разновидности комплекса принадлежат известково-щелочной серии, при $SiO_2 = 59$ мас.% низкокалийевые породы переходят в группу высококалийевых по [LeBas M, et al., 1986].

Графики распределения REE отражают слабо проявленную Eu аномалию: $(Eu/Eu^*)_n = 0.74-0.85$, преобладание содержания LREE над промежуточными - $(La/Sm)_n = 2.5-3.8$ незначительно, непостоянно преобладание промежуточных над HREE $(Gd/Lu)_n = 1.0-5.0$. Породы умеренно обогащены Sr (230-910 г/т), Zr (121–252, в единичном случае - 301 г/т), Hf (0.72–5.58 г/т), Y (11-31 г/т), REE и обеднены Nb (<5 - 13 г/т), Ta (0.39-0.72 г/т) и Ti (2887-6190 г/т).

Для дацитов – риолитовых дацитов бурундинского комплекса установлены низкие концентрации Rb, Th, U, Y, Yb и повышенные – Ba, Zr, Sr, Sm.

Для субвулканических дацитов и гранодиорит-порфиров получены Rb-Sr изохроны, определяющие время формирования 109.3 ± 1.2 и 106 ± 5 млн. лет соответственно [Агафоненко, 2002]. Альбский возраст подтверждается результатами $^{40}Ar-^{39}Ar$ -го датирования пород покровной [Расказов и др., 2003; Дербек, 2007] и субвулканической фаций [Расказов и др., 2003]. Согласно всем этим данным период становления пород бурундинского комплекса соответствует 111-105 млн. лет - началу альба.

Раннемеловой возраст пород нижней подтолщи принимался на основании определения флористических остатков, которые тесно связаны с флорой подстилающей огоджинской свиты [Зубков, 1975; Агафоненко, 2002].

Образования бурундинского комплекса несогласно перекрывают терригенные отложения огоджинской свиты, обнаженные в виде узкой полосы (1-8x120 км) между южной границей поля раннемеловых вулканитов и разновозрастными гранитоидами Буреинско-Цзямусинского супертеррейна (рис. 1).

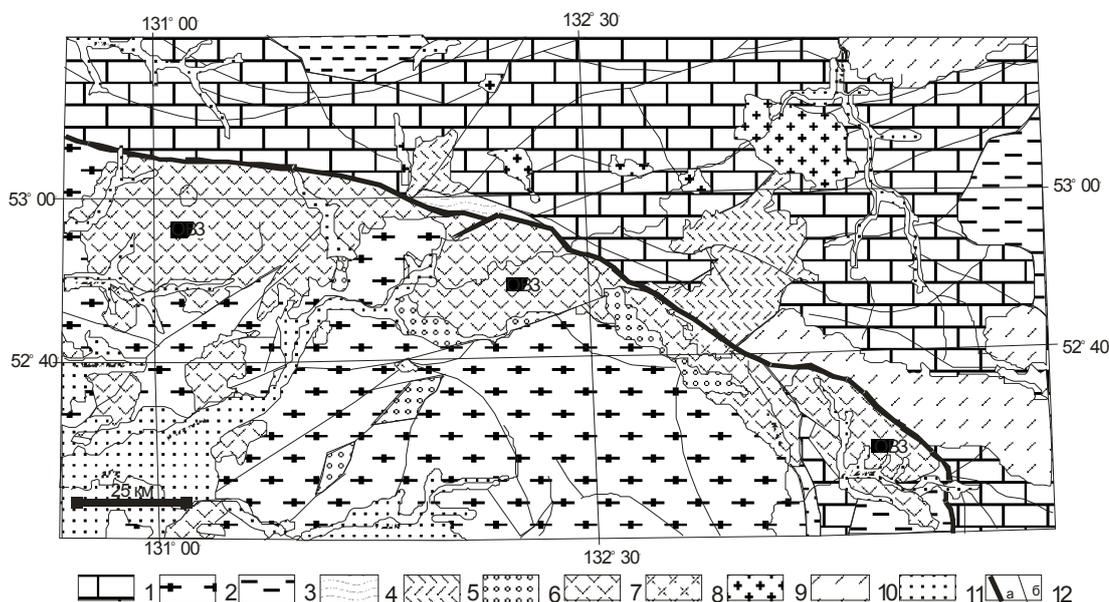


Рис. 1. Схема геологического строения Бурундинской островной дуги. Палеозойские образования: стратифицированные Монголо-Охотского орогенного пояса -1, интрузивные Буреинско-Цзямусинского супертеррейна и Монголо-Охотского орогенного пояса -2. Мезозойские образования: ранне-среднеюрские -3 и среднеюрские терригенные -4, позднеюрские-раннемеловые вулканические -5. Раннемеловая огоджинская свита -6. Бурундинская толща -7 и ее субвулканические тела -8. Ранне-поздне-меловые породы вулканоплутонических комплексов: интрузивные -9, вулканические -10. Отложения квартера -11. Тектонические границы -12: а - зона сочленения Монголо-Охотского складчатого пояса и Буреинско-Цзямусинского супертеррейна, б - прочие. 13 - участки отбора проб для геохимического изучения. Схема составлена по данным (Агафоненко, 2002) с дополнениями и изменениями авторов.

Огоджинские осадки прослежены в горных выработках под образованиями бурундинской толщи. В единичных тектонических блоках они установлены в южном направлении, что говорит о более широком развитии этих пород в первоначальном варианте. Угленосные отложения свиты трансгрессивно залегают на гранитоидах палеозойского и раннемезозойского (триас) возраста супертеррейна, образуя пологую моноклираль с углами падения от 8-10 редко до 30°. Вероятнее всего, осадкообразование происходило в мелководных прибрежных условиях. В отложениях свиты были установлены *Cephalotaxopsis acuminata*, вид, который совместно с *Birisia*, *Coniopteris numpharum*, *Ginkgo ex gr. adiantoides* появляется в нижнем мелу и имеет большое развитие в апт – альбское время. Споровый спектр углистых алевролитов и песчаников верхней части разреза характеризуется присутствием таксонов, также указывающих на апт-альбский возраст [Зубков, 1975]. Всеми исследователями отмечается значительное присутствие в отложениях свиты туфового материала, что может указывать как на начало вулканической активности, так и на параллельную, но пространственно удаленную, вулканическую активность в период огоджинского осадконакопления.

Обсуждение. Для пород основного – среднего составов соотношение $Ti/V = 33-40$; $La/Yb = 7-8$; для всех разновидностей - $La/Ta > 25$, а $Zr/Hf = 34-37$ (почти постоянно [Орлова и др., 1979]) - все эти данные характерны для островодужных вулканических серий. По соотношению некогерентных элементов ($Nb/Ta-Zr/Sm$, $Nb/Ta-U/Nb$) образования этих комплексов сопоставимы с породами субдукционного типа Среднего хребта Камчатки [Вольнец и др., 2005].

Суммарное содержание REE повышается от базальтов (98 г/т) к риолитовым дацитам (164 г/т). Коэффициент REE = 2.5-4.3, что указывает на присутствие в плавящихся субстратах пироксена [Трошин и др., 1983]. Положение составов андезитовых базальтов и андезитов бурундинского комплекса на диаграмме соотношения $(Ce/Yb)_n - (Ce)_n$ [Gill, 19891] (рис. 2) также указывает на образование этих пород путем плавления перидотита. По соотношению $(Nb/La)_n - (Nb/Th)_n$ [Puchtel et al., 1998] породы бурундинского комплекса соответствуют островодужным лавам, контаминированным образованиями континентальной коры.

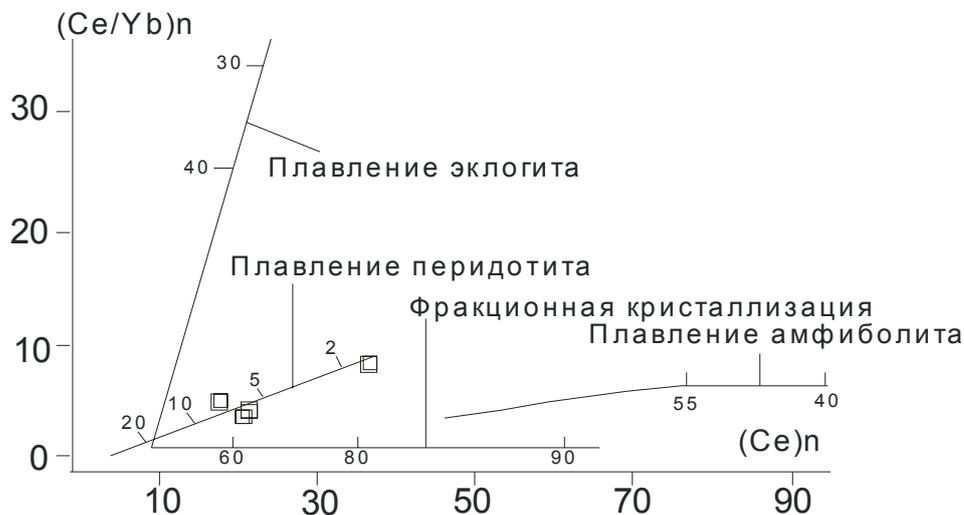


Рис. 2. Отношение $(Ce/Yb)_n - (Ce)_n$, нормализованное к примитивной мантии для пород бурундинского комплекса. Модельные тренды плавления приведены по (Gill, 1981).

Влияние коровой компоненты отражает высокое значение La/Nb и низкое Ce/Yb [Hoffman, 1997].

В основании вулканических построек присутствуют андезиты и андезитовые базальты, в составах которых устанавливаются следы плавления океанической плиты - «адакитовый компонент»: повышенная магнезиальность, высокие концентрации Sr и Ba, низкие концентрации HREE при высоких отношениях La/Yb и низких K/La . Изменения содержаний макро- и микрокомпонентов в составе комплекса можно объяснить смешением мантийного источника, флюидов при частичном плавлении нижней континентальной коры и субдуцируемой плиты на ее контакте с мантией и последующей коровой контаминацией.

Заключение. Постальбские тектонические перестройки усложняют восстановление латерального ряда вулканической дуги, поэтому на данном этапе изученности можно только по вещественному составу вулканитов предполагать: на северном фланге (в современных координатах) Буреинско-Цзямусинского супертеррейна в конце альба на гранитоидном фундаменте, перекрытом прибрежно-морскими отложениями апт-альба, формировался ансамбль вулканических структур, сложенных породами известково-щелочной серии, который и представляет Бурундинскую островодужную систему.

Список литературы

Агафоненко С.Г. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Изд. второе. Серия Тугурская. Лист N-53-XXVI / СПб.: ВСЕГЕИ, 2002.

Геология зоны БАМ. Геологическое строение. Т. 1. / Отв. ред. Красный Л.И. Л.: Недра, 1988. 444 с.

Волынец А.О., Чурикова Т.Г., Вернер Г. Геохимия вулканических пород Срединного хребта Камчатки // Вестник КРАУНЦ. Науки о земле, 2005. Вып. № 6. С. 21-33.

Дербек И.М. Позднемезозойский вулканизм Приамурья (вещественный состав, геохронология, геодинамические обстановки). Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Благовещенск: Ин-т геологии и природопользования ДВО РАН, 2007. 33 с.

Дмитриев Ю.И. Островодужные черты в базальтах глубоководных желобов // Магматизм и метаморфизм как индикатор геодинамического режима островных дуг. М.: Наука, 1982. С. 99-116.

Зубков В.Ф. Государственная геологическая карта СССР м-ба 1:200.000. Лист №-53-XXVI. М.: МинГео, 1975 (1981). 116 с.

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.

Орлова Г.П., Рябчиков И.Д., Муравицкая Г.Н. Ликвидусные равновесия в расплаве высококальциевого базальта для 4 кбар в условиях недостатка воды // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979. № 4. С. 34-39.

Рассказов С.В., Иванов А.В., Травин А.В. и др. ⁴⁰Ar-³⁹Ar и K-Ar датирование вулканических пород альба Приамурья и Забайкалья // Материалы II Росс. конференции по изотопной геохронологии. СПб.: Центр информационной культуры, 2003. С. 410-413.

Решения IV межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и восточного Забайкалья. Схема 35. Хабаровск: Хабаровское ГГП, 1994. 22 с.

Трошин Ю.П., Гребенщикова В.И., Бойко С.М. Геохимия и петрология редкоземельных плюмазитовых гранитов. Новосибирск: Наука, 1983. 183 с.

Gill J.B. Orogenic andesites and plate tectonics. N.Y.: Springer-Verlag. 1981. 390 p.

Le Bas M., Le Maitre R.W., Streckeisen A. et al. A chemical classification of volcanic rocks based on the total-silica diagram // J. Petrology, 1986. 27. P. 745-750.

Hoffman A.W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // Nature, 1997. 385. P. 219-229.

Puchtel I.S., Hoffman A.W., Mezger K. et al. Oceanic plateau model for continental crustal growth in Archaean: a case study from the Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield // Earth Planet. Sci. Lett., 1998. 155. P. 57-74.