

УДК 551.242:552.3(51)

ВЕЩЕСТВЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ ПАЛЕООКРАИННОМОРСКИХ БАССЕЙНОВ ОЛЮТОРСКО–КАМЧАТСКОГО РЕГИОНА (ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ, СОСТАВА И ГЕОДИНАМИКА)

© 2023 г. Н. В. Цуканов^{1, *}, П. И. Федоров^{2, **}

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

²Геологический институт РАН, Москва, Россия

*e-mail: kambear2011@yandex.ru

**e-mail: pi_fedorov@mail.ru

Поступила в редакцию 12.10.2022 г.

После доработки 23.11.2022 г.

Принята к публикации 16.12.2022 г.

Особенности строения Олюторско–Камчатской аккреционной области позволяют реконструировать два палеобассейна для позднемелового–палеогенового времени, разделенных и отгороженных от океана вулканическими дугами. Особенности строения и состава вещественных комплексов, характеризующих фрагменты океанической коры, показывают, что эти бассейны имели различную природу. Возраст фрагментов коры Лесновско–Ирунейского бассейна альб–маастрихт, а вулканиды представлены дифференцированными толеитами типа N-MORB, реже внутриплитными базальтами и обогащенными толеитами E-MORB. Фрагменты коры Ветловского бассейна имеют возраст от кампана–маастрихта до среднего эоцена. Среди вулканитов развиты преимущественно базальты N-MORB, реже E-MORB и, в отдельных структурах, базальты океанических островов (OIB). Геодинамика в позднемеловое–кайнозойское время для Камчатского и Олюторского сегментов различалась начиная с кампанского времени.

Ключевые слова: северо-запад Тихого океана, Олюторско–Камчатский аккреционный пояс, окраинноморские бассейны, вещественные комплексы, геохимия, осадконакопление, геодинамика

DOI: 10.31857/S0030157423030140, **EDN:** SUXKFB

ВВЕДЕНИЕ

Окраинные моря активных континентальных окраин привлекают повышенное внимание исследователей и в последнее время интенсивно изучаются. На их примере разрабатываются модели магмогенерации и эволюции магматизма в вулканических дугах и задуговых бассейнах, и вопросы геодинамики островодужных систем и аккреции континентальной коры. В то же время древние магматические и осадочные комплексы, формационно сходные с образованиями, которые накапливаются в окраинноморских бассейнах, широко представлены в покровно-складчатых областях окраин континентов [1, 10, 23, 28, 29, 38, 58 и др.].

Существует несколько точек зрения на происхождение глубоководных впадин окраинных морей, характеризующихся развитием коры океанического типа [4, 49, 54, 60]: они могли формироваться в процессе задугового или интрадугового спрединга, или являются фрагментами океаниче-

ских плит, отделенных энсиматическими вулканическими дугами.

Исследование вещественного состава образований глубоководных котловин окраинных морей показало, что в их строении участвуют базальты, по геохимическому составу близкие к толеитам срединно-океанических хребтов (N-MORB), также выявлены породы, отвечающие по составу вулканитам вулканических дуг [59, 63, 64 и др.]. Осадочные формации котловин представлены кремнистыми, глинистыми и карбонатными отложениями, иногда с примесью туфового материала. В краевых частях окраинных морей накапливаются терригенные, туфо-терригенные и кремнисто-туфогенные образования [39].

Для мелового–кайнозойского времени в северо-западной части Тихого океана реконструируется активная переходная зона с вулканическими дугами и окраинными бассейнами [1, 5, 9, 16, 28, 30, 38, 46, 47]. Вещественные комплексы этих структур обнажаются в Камчатско–Олюторском

аккреционном поясе и представлены терригенными, кремнисто-туфогенными, кремнисто-яшмово-базальтовыми, вулканогенными и глинисто-карбонатными образованиями мелового—эоценового возраста. Они слагают тектонически дезинтегрированные фрагменты разрезов и отдельные тектонические пластины и блоки в микститовых горизонтах. В пределах Олюторско-Камчатской области (рис. 1, 2) эти комплексы участвуют в строении Ветловского, Ирунейского и Олюторского террейнов, а также представлены терригенными турбидитовыми отложениями Западной Камчатки и Укэлятского прогиба южной части Корякского нагорья [17, 18, 28, 30, 48]. Среди них выделяются магматические образования, характеризующие особенности проявления вулканизма в палеобассейнах. Особенности строения и состава вещественных комплексов, сопоставление фрагментов разрезов различных сегментов тектоно-стратиграфических террейнов позволяют восстановить палеофациальные обстановки, существовавшие в позднем мезозое—кайнозое в северо-западной части Тихого океана и проследить их эволюцию во времени, что важно для понимания процессов образования и эволюции современных островодужных систем и окраинных морских бассейнов.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И СОСТАВА ВЕЩЕСТВЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ

Вещественные комплексы *Ветловского бассейна* участвуют в строении Ветловского тектоно-стратиграфического террейна [45] и в современной структуре Камчатки обнажаются фрагментарно в нескольких изолированных структурах: в бассейне р. Вахиль (Шипунский п-ов), в восточной части Валагинского хребта, на Кроноцком перешейке, в восточной части хр. Кумроч и в восточной части о. Карагинский (рис. 1).

В пределах Восточной Камчатки они перекрыты вулканитами Восточно-Камчатского вулканического пояса и частично кайнозойскими отложениями Восточно-Камчатского (Тюшевского) прогиба. С верхнемеловыми—палеогеновыми образованиями Ачайваям-Валагинского и Кроноцкого террейнов вещественные комплексы Ветловского террейна имеют тектонические границы [8, 45]. Структура Ветловского террейна вдоль его простираения различается, но общим для всей зоны является интенсивная тектонизация пород и чешуйчато-надвиговая структура. Во многих районах в современной структуре Восточной Камчатки эти образования картируются как мегамеланж [2, 22]. Ветловский террейн образован несколькими вещественными комплексами, которые слагают тектонические пластины от десят-

ков до первых сотен метров мощности и крупные, до нескольких километров протяженности, блоки. Реже встречаются тектонические пластины, сложенные базальтами с подушечной отдельностью, кремнями и яшмами, железо-марганцевыми кремнистыми породами, кремнями и известняками. В восточной части о. Карагинский и в северной части хр. Кумроч структура террейна имеет чешуйчато-надвиговой характер, что обусловлено общей вергентностью в восточном и юго-восточном направлении, а породы характеризуются интенсивным кливажированием и дисгармоничной складчатостью. В отдельных чешуях и маломощных пластинах наблюдается стратификация отложений. В восточной части Валагинского хребта структура имеет вид блокового и крупноглыбового меланжа [2, 14]. В бассейне р. Вахиль картируется покровная структура, осложненная чешуйчатыми надвигами [22, 41]. Вещественные комплексы Ветловского террейна объединяются в несколько типов разрезов, состав, строение и соотношение их в разных выходах различается (рис. 2). Наряду с пластинами, сложенными туфо-терригенными и терригенными отложениями, наблюдаются пластины и блоки с базальтами, переслаивающимися с кремнями, аргиллитами и известняками. В береговых обрывах бухты Моховой Авачинской губы эти образования представлены переслаиванием базальтов, слагающих потоки (до 10—12 м мощности) с редкими, часто линзовидными прослоями кремнистых пород, мощностью 0.8—1.2 м. Породы метаморфизованы в зеленосланцевой фации. Потоки базальтов часто имеют подушечную отдельность и содержат субпластовые тела и дайки долеритов [41]. Возраст этой толщи на основе радиоляриевых анализа определяется как кампанский [25]. Кроме р-она бухты Моховой вулканиты присутствуют в структуре хр. Кумроч, юго-восточной части Валагинского хребта и на Шипунском п-ове [45]. Возраст этого комплекса принимается в интервале позднего мела (кампан—маастрихт) — до среднего эоцена и позднего эоцена (для осадочного меланжа о. Карагинский) [5]. Следует отметить, что в северной части хр. Кумроч, в Валагинском хребте, в р-оне бухты Моховой встречены базальты и долериты по химическому составу близкие к породам вулканических дуг. Чаще всего они слагают блоки в кремнистых алевролитах и аргиллитах (северная часть хр. Кумроч, хр. Валагинский) или в виде даек и силлов присутствуют в разрезе (бухта Моховая).

Вещественные комплексы *Ирунейско-Лесновского бассейна* обнажаются фрагментарно в обрамлении Срединно-Камчатского массива метаморфических пород Центральной Камчатки, на

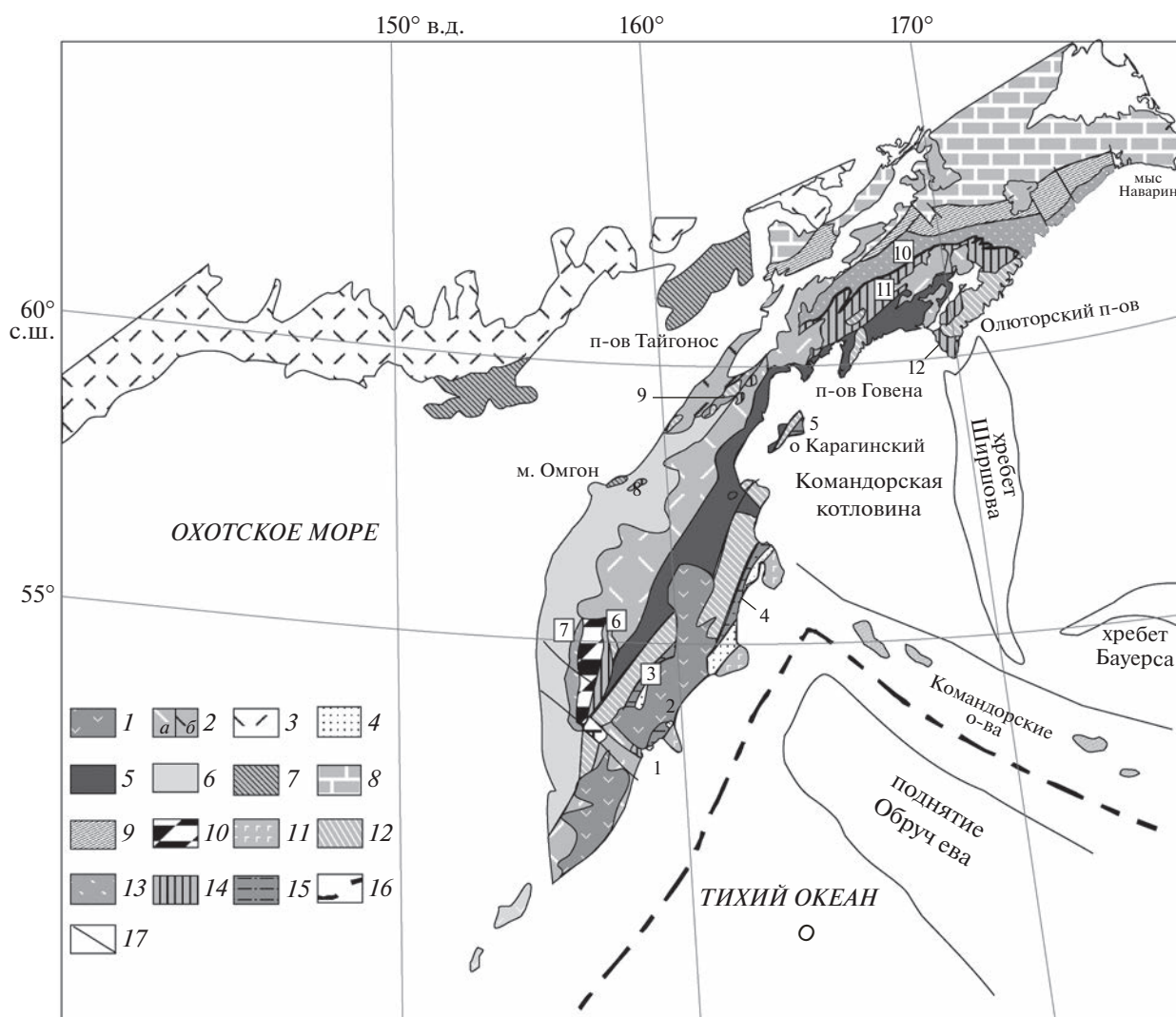


Рис. 1. Схема тектонического районирования Олюторско-Камчатской аккреционной области по [1, 4]: 1–3 – Вулканические пояса: 1 – Восточно-Камчатский (N_2-Q), 2a – Центральнo-Камчатский-Олюторский (P_3-N_2), 2б – Западно-Камчатско-Корякский (P_2), 3 – Охотско-Чукотский (K_{1-2}); 4–6 – наложенные впадины и прогибы: 4 – Тюшевский, 5 – Центральнo-Камчатский, 6 – Западно-Камчатский; 7–9 – аккреционные комплексы Азиатской окраины: 7 – Тайгоносский, 8 – Западно-Корякский, 9 – Восточно-Корякский; 10 – метаморфические комплексы Срединно-Камчатского массива; 11–15 – тектоно-стратиграфические террейны: 11 – Кроноцкий, 12 – Ачайваам-Валагинский, 13 – Ирунейский (Западно-Камчатско-Укэляятский), 14 – Ватынский, 15 – Ветловский; 16 – оси глубоководных желобов; 17 – разрывные нарушения. Цифрами на рис. показаны районы, вулканиты которых используются в статье: 1 – бухта Моховая; 2 – Вахильское поднятие, Шипунский п-ов; 3 – Валагинский хр.; 4 – хр. Кумроч; 5 – о. Карагинский; 6–7 – Срединный хребт: 6 – хозгонская свита; 7 – химкинская свита; 8 – г. Ируней; 9 – Лесновское поднятие, Камчатский перешеек; 10 – хр. Морозный, Корякское нагорье; 11 – хр. Снеговой; 12 – Олюторский п-ов.

Западной Камчатке, на Камчатском перешейке и в Олюторской зоне Корякского нагорья (рис. 1) [1, 12, 13, 15, 16, 50]. Они интенсивно тектонизированы и образуют покровную структуру, где аллохтонный комплекс представлен пакетом тектонических покровов и пластин, смятых в складки и надвинутых на образования метаморфических комплексов (на Камчатке) и на терригенные отложения лесновской и корякской серий (Камчатский перешеек и Олюторская зона Корякского

нагорья) в западном и северо-западном направлении (рис. 1, 2). Возраст лесновской серии на Камчатском перешейке, принимается как поздний мел–палеоцен и поздний мел–эоцен на основе находок микрофауны, наннопланктона и датирования детритовых цирконов, а корякской серии (Олюторская зона) – мел–палеоценовым [8, 29, 53].

Анализ вещественных комплексов Ирунейско-Лесновского бассейна (рис. 1, 2), распространенных в северо-восточном обрамлении Срединно-

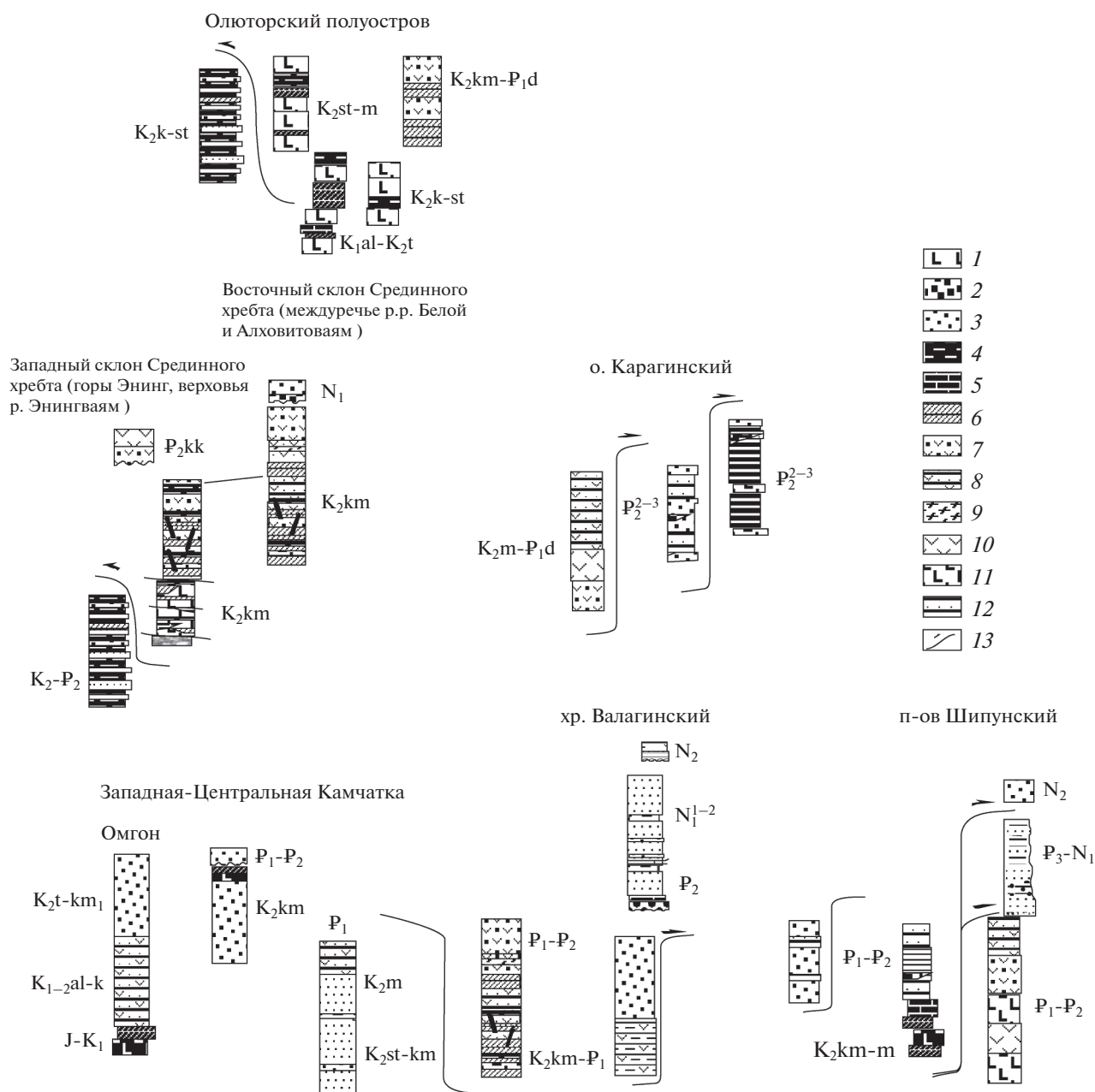


Рис. 2. Разрезы тектоно-стратиграфических комплексов Ирунейско-Лесновского и Ветловского бассейнов (составлены с использованием материалов [5, 7, 13, 20, 25]): 1 – брекчии вулканические; 2 – конгломераты; 3 – песчаники; 4 – алевролиты и аргиллиты; 5 – известняки; 6 – кремни; 7 – туфы; 8 – туфогенные турбидиты; 9 – дациты и риолиты; 10 – андезиты и андезибазальты; 11 – базальты; 12 – алевролиты; 13 – тектонические границы.

Камчатского массива метаморфических пород, приведен в работах [15, 20]. Здесь выделяются ирунейская и хозгонская свиты. По данным [15, 20, 27], в ирунейской свите выделяется несколько типов разрезов: глинисто-яшмовый, глинисто-кремнисто-туфовый, туфогенный и кремнисто-базальтовый, контакты между которыми тектонические [20]. Возраст различных толщ ирунейской свиты принимается как сантон?–кампан–ма-

астрихтский. При этом выстраивается фациальный ряд (с запада на восток) от отложений, накопившихся в пелагических условиях, до пород, характеризующих подножье и склон вулканической дуги [20]. Хозгонская свита сложена черными аргиллитами, алевролитами и мелкозернистыми песчаниками, которые по составу сходны с породами лесновской серии и терригенными отложениями западных склонов Срединного хребта.

В некоторых разрезах в составе хозгонской свиты присутствуют линзы, сложенные высокотитанистыми базальтами, кремнистыми породами, радиоляритами [52]. Отмечаются прослои брекчий с туфогенной примесью и обломочным материалом, представленным кремнями, туфами, базальтами, обломками призматических слоев иноцеромов. С образованиями ирунейской свиты контакты тектонические.

На западных склонах Срединного хребта распространены терригенные и метатерригенные отложения альб?–кампанского возраста (кихчикская серия, хозгонская свита). В верхних частях разрезов отмечены находки раковин иноцеромов. С метаморфическими образованиями отложения кихчикской серии имеют преимущественно тектонический контакт, но в отдельных районах наблюдается несогласное с конгломератами в основании залегание толщи на образованиях малкинской серии и квахонской свиты [13]. Состав песчаников полимиктовый и субграувакковый (кварц, плагиоклаз, биотит, фрагменты аргиллитов, алевролитов, микрокварцитов, андезитов, базальтов, диоритов, хлоритовых сланцев) [13]. Их состав близок отложениям лесновской серии Камчатского перешейка [51]. Отложения кихчикской серии с несогласием перекрываются отложениями терригенной кунунской свиты маастрихтского возраста с конгломератами в основании разреза. Конгломераты по составу близки к песчаникам подстилающей толщи [8].

На Центральной Камчатке (район р. Россошины) распространены терригенные отложения, представленные Q–ПШ граувакками, алевролитами и аргиллитами мощностью 500–700 м. Верхняя часть разреза сложена кремнистыми породами, чередующимися с потоками толеитовых базальтов [13]. По данным [17], терригенная толща относится к майначской свите (омгонская серия). Породы интенсивно кливажированы и падают в западном направлении. Возраст терригенных пород определен как кампанский (77.7–79.5 млн лет), а кремнисто-яшмовых отложений, переслаивающихся с потоками базальтов с шаровой отдельностью (мощностью до 200 м), на основании изучения комплексов радиолярий из кремнистых пород, как сантон–маастрихтский [13, 53]. По химическому составу базальты р. Россошины близки к океаническим базальтам (N-MORB) [13].

Позднемиоценовые вулканогенные образования на перешейке Камчатки известны в составе вулканогенно-осадочной (ирунейская свита) и терригенной субаркозовой (лесновская серия) формаций. В строении ирунейской свиты принимают участие три толщи, отличающиеся по составу: нижняя – яшмово-базальтовая (энингский ком-

плекс по [37]), средняя – кремнисто-диабазовая и верхняя – эффузивно-туфовая [12]. В настоящей работе рассматриваются образования лишь нижней части ирунейской свиты, выделенные [12] как яшмово-базальтовая толща и имеющие непосредственное отношение к проблеме эволюции палеоокеаноморских бассейнов.

Вулканогенно-осадочные образования ирунейской свиты участвуют в строении несколько тектонических пластин мощностью до первых сотен метров, породы которых будинированы и нарушены многочисленными срывами [12, 37, 44].

Яшмово-базальтовая толща в междуречье рр. Энингваям и Белой (восточный склон Срединного хребта) сложена базальтами с подушечной и мелкоглыбовой отдельностью, которые переслаиваются с кремнистыми аргиллитами, яшмами и, реже, известняками кампан–маастрихтского возраста [37]. Мощность толщи меняется от нескольких метров до 700–800 м.

На западном склоне хребта, в бассейне рр. Левой и Правой Лесной яшмово-базальтовая толща сложена подушечными базальтами с прослоями и линзами красно-бурых аргиллитов, сургучно-красных яшм, реже пелитоморфных розовых известняков, а также маломощных горизонтов туффитов и теффроидов. Мощность толщи меняется от нескольких до 400 м [12].

Вулканогенно-осадочные толщи формируют аллохтонный комплекс, надвинутый на терригенные отложения лесновской серии (рис. 1, 2). Аллохтон отделен от автохтона зоной терригенного меланжа, где матрикс образован породами лесновской серии, а включения сложены базальтами, кремнистыми алевролитами и кремнями [52].

Неоавтохтон представлен вулканогенно-туфогенными образованиями кинкильской свиты (средний–верхний эоцен), которые прорывается гранодиоритами и гранитами эоценового возраста [13], и перекрываются прибрежно-морскими терригенными отложениями ильинской свиты миоценового возраста.

В Олюторской зоне Корякского нагорья океанические и окраинноморские вещественные комплексы развиты в пределах Укэлятского прогиба и Олюторского террейна [27]. Они представлены образованиями ватынской серии альба–маастрихта и терригенными кампан–палеоэоценовыми отложениями корякской серии Укэлятского прогиба (рис. 1, 2). Ватынская серия преимущественно развита в северной и северо-восточной частях Олюторского хребта. Структура и состав слагающих ее вещественных комплексов обсуждались в многочисленных публикациях [например, 5, 16, 31, 33, 35], но многие вопросы строения, возраста

и соотношения различных толщ до настоящего времени остаются дискуссионными. В ватынскую серию объединяются различные вулканогенно-кремнисто-яшмовые образования мелового возраста. Они имеют тектонические взаимоотношения и накапливались в различных фациальных условиях [5, 9, 16].

Во фронтальной части Ватынского надвига (хр. Снеговой и др.) в составе ватынской серии выделено три типа разреза [16]: снеговой, определяющую роль в строении которого играют вулканогенные образования и радиоларитовые яшмы; эпильчикский, в котором при значительном развитии вулканитов увеличивается количество туфогенного и кремнистого материала; и матыскенский, отличающийся широким развитием туфогенно-кремнистого материала при незначительной роли вулканогенного.

Южнее образования ватынской серии, по [5, 37], разделяются на несколько вещественных комплексов: гытгынский (кремнисто-эффузивный, альб-турон), олюторский (кремнисто-вулканогенный, коньяк-кампан), ничакваямский (эффузивный, кампан-маастрихт?). Комплексы представлены потоками базальтов, переслаивающихся с кремнистыми породами, аргиллитами и яшмами в различных соотношениях. В разрезе присутствуют известняки с фауной иноцерамов. В некоторых разрезах вулканогенно-яшмовые-кремнистые образования согласно перекрываются вулканогенно-туфогенными породами ачайваямской свиты [8, 16, 33].

Укэляятский сегмент сложен терригенными отложениями корякской серии мел-палеоценового возраста [11]. На севере региона они контактируют с палеозойско-нижнемезозойскими образованиями Корякской аккреционной области (Хатырская и Пикасьваямская зоны) [28, 29]. Корякская серия представлена ритмично чередующимися пачками песчаников, алевролитов, алевропелитов, содержащих микститовые горизонты подводно-оползневой происхождения. Отмечаются также отложения дебритных потоков и контуриты [16]. Песчаники относятся к Q-ПШ или ПШ-Q грауваккам и сходны по составу с породами лесновской серии Камчатского перешейка [51]. В южной части зоны в алевролитах и аргиллитах наряду с микститовыми горизонтами встречены прослои яшм и кремней, а также отдельные потоки базальтов [34]. Между отложениями кампана и маастрихта отмечается угловое несогласие и маастрихтские образования имеют более грубый состав. Они вверх по разрезу сменяются флишевыми толщами нижнего палеоцена и эоцена (?). Все образования интенсивно деформированы и смя-

ты в складки северо-восточного простирания и разбиты многочисленными надвигами [17].

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ВУЛКАНИТОВ ВЕТЛОВСКОГО И ИРУНЕЙСКО-ЛЕСНОВСКОГО БАССЕЙНОВ

Состав вулканических комплексов Ветловского, Ирунейского и Олюторского террейнов ранее подробно был рассмотрен в работах [1, 5, 12, 13, 18, 21, 32–37, 40–45, 52].

Ветловский бассейн. Вулканические породы Ветловского бассейна представлены базальтами и трахибазальтами (46–52% SiO_2) и значительно реже андезибазальтами и трахиандезибазальтами (52–55% SiO_2). По содержанию TiO_2 вулканиты разделяются на высокотитанистые (TiO_2 1.8–2.66%) и низко-среднетитанистые (TiO_2 0.7–1.8%). Преимущественно вулканиты низкокальциевые, однако среди высокотитанистых базальтоидов выделяется группа пород с высоким содержанием K_2O (до 1.8%). Содержания главных элементов варьируют в широких пределах. Распределение редких элементов в высокотитанистых базальтоидах типично для океанических пород (рис. 3). Различаются две группы базальтоидов. Первая группа охватывает породы с повышенными концентрациями легких РЗЭ ($(\text{La}/\text{Sm})_n > 2.1$), имеющие также высокие содержания Zr ($\text{Zr}/\text{Y} > 9$, рис. 4), сближающие их с базальтами E-MORB и OIB. Для другой группы характерны пониженные концентрации цериевых лантаноидов ($(\text{La}/\text{Sm})_n = 0.9–1.4$) и, в целом, субхондритовый характер распределения РЗЭ. При этом базальтоиды обогащены цирконием, ниобием ($\text{Zr}/\text{Y} = 5–7$), ($\text{Nb} = 8.67–12.57$ г/т) и они могут рассматриваться как обогащенные толеиты срединно-океанических хребтов (E-MORB).

Породы с низкими и средними содержаниями титана ($\text{TiO}_2 \geq 1.1–1.7\%$) характеризуются обеднением легкими лантаноидами относительно тяжелых, обогащением Y ($\text{Zr}/\text{Y} = 3.5–4.8$) и обеднением Nb (< 3.6 г/т), что типично для толеитов N-MORB.

В хр. Кумроч и на Вахильском поднятии (Шипунский п-ов) встречаются умеренно титанистые ($\text{TiO}_2 = 1.03–1.8$) низкокальциевые базальты, которые характеризуются повышенными содержаниями бария и лантана ($\text{Ba}/\text{Yb} = 25–136$ и $\text{La}/\text{Nb} = 1.79–2.25$) и обогащены цирконием относительно титана и итрия ($\text{Ti}/\text{Zr} = 79.5–84.5$ и $\text{Zr}/\text{Y} = 4.9–3.2$). Распределение редкоземельных элементов носит субхондритовый характер ($(\text{La}/\text{Sm})_n = 0.97–0.64$), но в отличие от переходных толеитов MORB, данные базальтоиды имеют

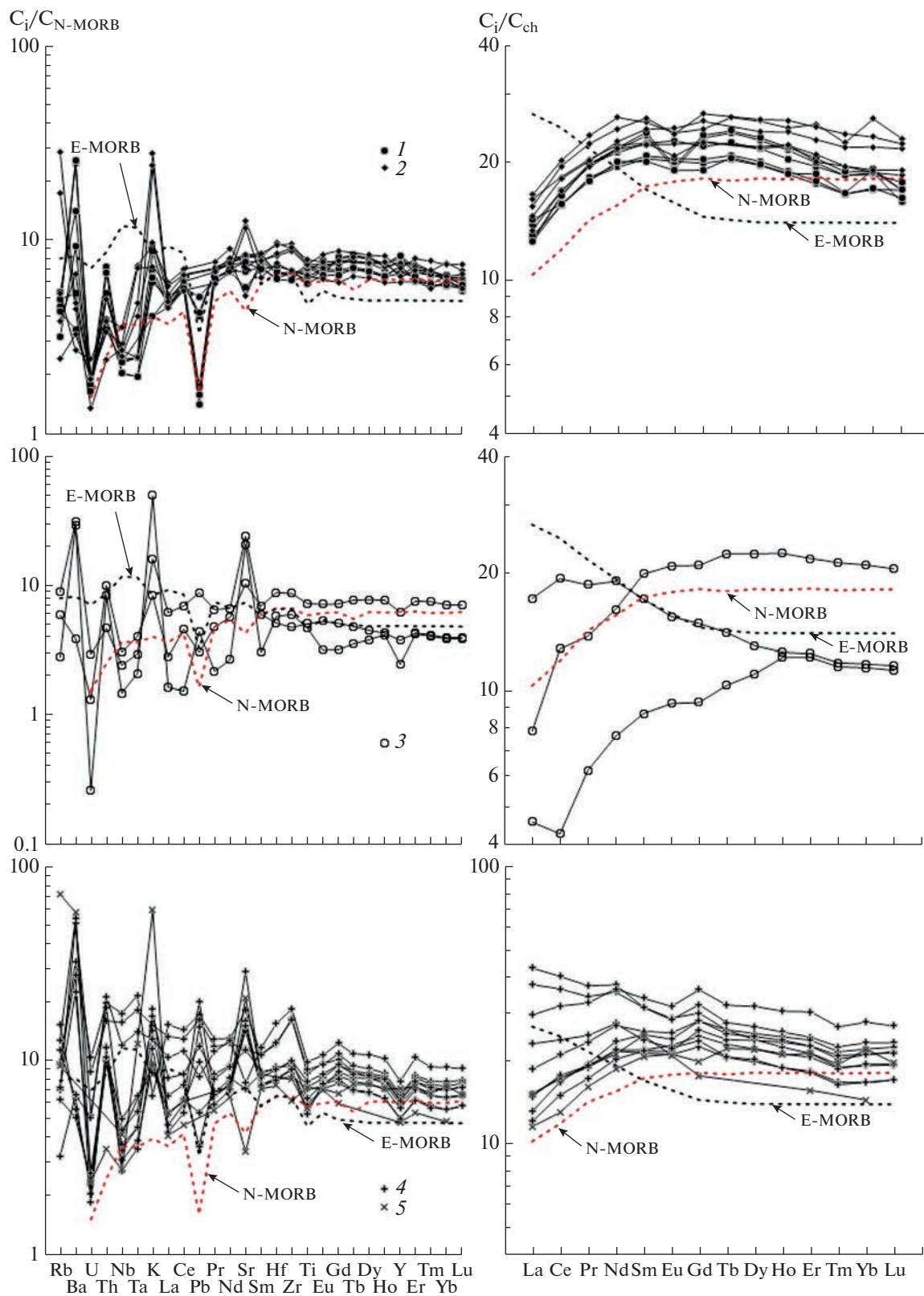


Рис. 3. Распределение редких и редкоземельных элементов в базальтах Ветловского бассейна. 1 – Моховая бухта, [авторские данные и 25]; 2 – Шипунский п-ов [41]; 3 – Валагинский хребет (ветловский комплекс) [43]; 4–5 – хребет Кумроч [36, 40]; 4 – северная часть, 5 – южная часть. Пунктиром показаны средние составы N-MORB, E-MORB по [62]. Содержания редких элементов в породах нормированы по примитивной мантии (pm) и хондриту (ch) [62].

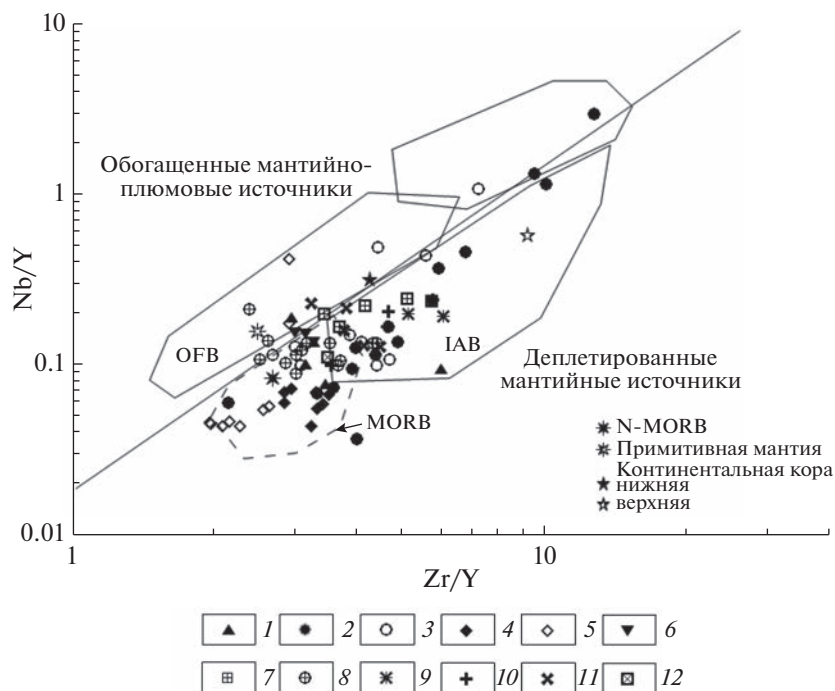


Рис. 4. Диаграмма Nb/Y–Zr/Y для базальтов Олюторско-Камчатского региона. Поля составов разных типов базальтов по [56]. 1 – Валагинский хребет [43]; 2–3 – хребет Кумроч [36, 40]: 2 – северная часть, 3 – южная часть; 4 – Шипунский п-ов [41]; 5 – бухта Моховая [авторские данные и 25]; 6 – яшмово-базальтовый комплекс Лесновского поднятия [32, 44]; 7 – хребет Снеговой [33]; 8–9 – Олюторский хребет [5]: 8 – гытгынский, 9 – олюторский, 10–12 – флишевые комплексы [34]: 10 – лесновская серия, 11 – хозгонская свита, 12 – корякская серия. MORB – базальты срединно-океанических хребтов, OFB – базальты океанических островов, IAB – базальты островных дуг, OFB – базальты океанического дна.

пониженные концентрации Nb (3.16 и 1.0 г/т), сближающие их с толеитовыми базальтами задуговых бассейнов [61].

Встречаются единичные образцы, сходные по составу с островодужными вулканитами (рис. 3), отличающиеся отчетливой Nb–Ta аномалией. Изученные вулканиты ветловского комплекса характеризуются высокими значениями ϵNd (Т) (от +9.5 до +12.4), но различаются по соотношению изотопов стронция, что частично связано с воздействием на породы морской воды [45]. Так, в северных сегментах (хр. Кумроч) отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (>0.704) более высокие по сравнению с южными (Вахильское поднятие, бухта Моховая), где отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ варьируют в пределах 0.7028–0.7034. В базальтах северного сегмента отношения изотопов свинца составляют $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 17.959–18.255, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 15.4516–15.4619, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 37.5611–37.6269, тогда как в базальтах южного сегмента они составляют $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 18.1687–18.358, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 15.419–15.5347, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 37.605–37.974 (рис. 5а, 5б). На диаграмме $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 5в) фигуративные точки базальтов хр. Кумроч располагаются вдоль линии смещения N-MORB-подобного источника и обогащенного

мантийного компонента ЕМ1, отражая определенное участие нижнекоровой составляющей мантийного субстрата. Напротив, базальты южного сегмента Ветловского бассейна располагаются в области низких значений океанических базальтов.

Ирунейско-Лесновский бассейн. В Олюторской зоне выделяется несколько разновозрастных базальтоидных комплексов, различающиеся по химическому составу (рис. 4), которые соответственно могли формироваться в различных геодинамических условиях [5, 16, 33]. Соотношения между выделяемыми магматическими комплексами чаще всего тектонические.

В Олюторском хребте наиболее древние вулканиты датируются альб–туроном ($K_1\text{alb}$ – $K_2\text{t}$), и относятся к гытгынскому комплексу [5, 31]. Они представлены преимущественно низкощелочными, умеренно титанистыми толеитами (SiO_2 47–50%, tFe_2O_3 8–11%, Al_2O_3 13–15%, TiO_2 1.4–1.7%). Однако, известны базальты, в которых содержание TiO_2 достигает 2.2–3.1%. В некоторых разрезах они переслаиваются с низкотитанистыми толеитами (TiO_2 0.5–0.9%, SiO_2 47–53%, Al_2O_3 12–20%, tFe_2O_3 7–10%). Для альб–туронских вул-

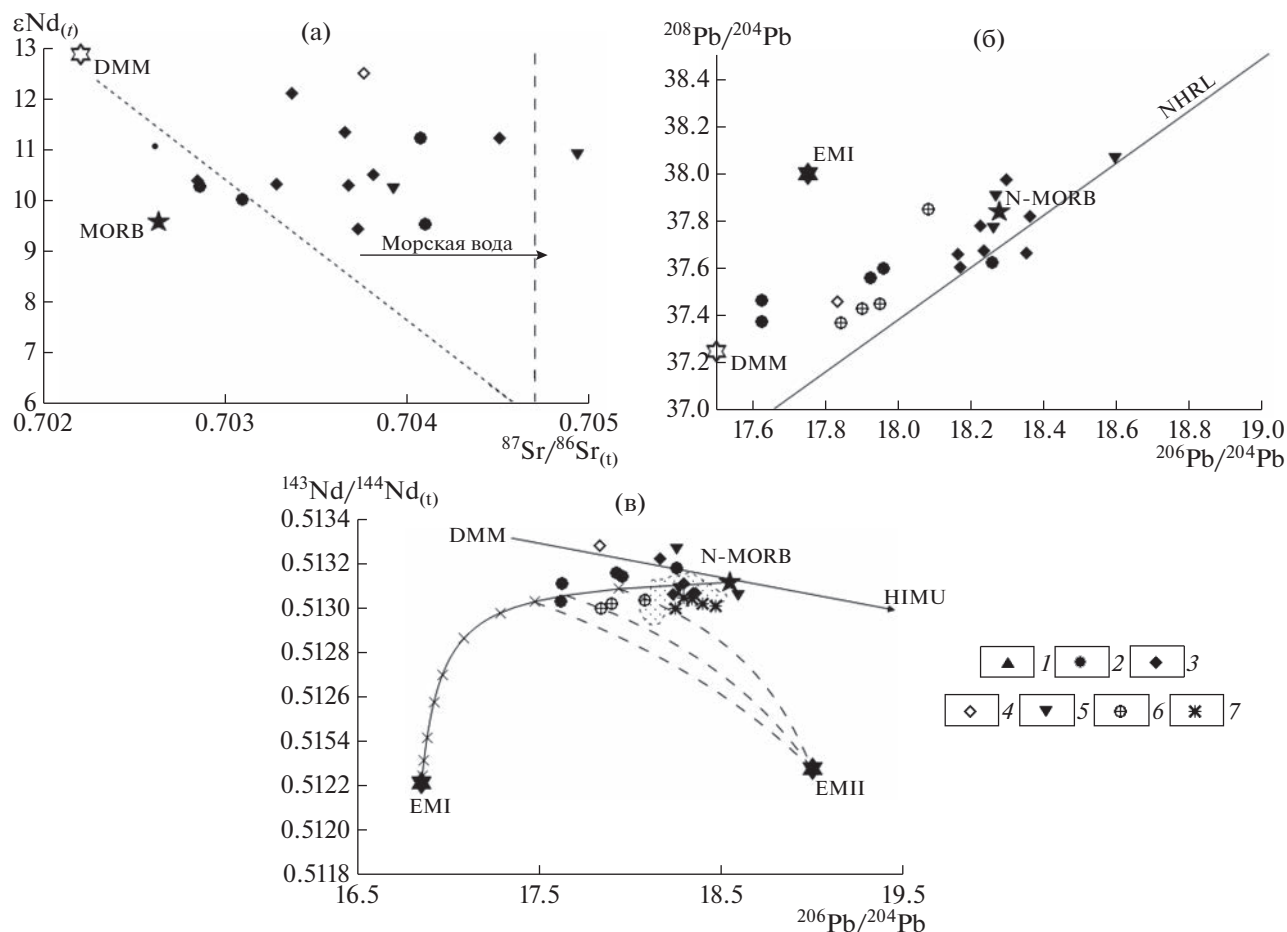


Рис. 5. Вариации изотопных отношений в базальтах Олюторско-Камчатского региона: (а) соотношение $\epsilon\text{Nd}(t)$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$; (б) соотношение $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. NHRL (North Hemisphere Reference Line) – линия раздела средних составов океанических базальтов северного и южного полушария; (в) соотношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(t)$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Показаны рассчитанные модельные кривые смешения обогащенного компонента EM I с материалом N-MORB-подобной астеносферы (сплошная линия) и дополнительным компонентом EM II (пунктир). Мантийные резервуары DMM, N-MORB, EM I, II, HIMU по [65]. Серым крапом выделено поле состава плиоцен–четвертичных базальтов Камчатки (база данных GEOROC). 1 – Валагинский хребет [43]; 2 – хребет Кумроч, северная часть [36, 40], 3 – Шипунский п-ов [41]; 4 – бухта Моховая [авторские данные и 25]; 5 – яшмово-базальтовый комплекс Лесновского поднятия по [44]; 6–7 – Олюторский хребет, комплексы [31]; 6 – гытгынский, 7 – олюторский.

канитов отмечается, что при дифференциации происходит рост концентраций Zr (92–227 г/т) и Y (30–68 г/т) при ($\text{La}_n/\text{Sm}_n = 0.7\text{--}1.0$; $\text{La}_n/\text{Yb}_n = 0.8\text{--}1.0$). Для низкотитанистых толеитов характерно умеренное накопление железа, заметно выраженная Nb–Ta аномалия, что характерно для вулканизма тыловых зон современных островодужных систем. По особенностям состава умеренно и высокотитанистые вулканисты близки к океаническим базальтам N-MORB, реже – к базальтам переходного типа (рис. 6). Изотопные исследования толеитов гытгынского комплекса [31] показали, что значения отношений изотопов неодима $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ лежат в относительно узком

интервале ($\epsilon\text{Nd} = 9.1\text{--}8.0$) и в целом соответствуют деплетированному типу мантии. Значения отношений изотопов стронция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ варьируют в значительно большей степени: от низких, типичных для N-MORB (0.702488), до повышенных (0.704219), связанных, по-видимому, с воздействием на породы морской воды. Отношение изотопов свинца также показывают узкие пределы значений: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (17.840–18.093), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15.4240–15.541), $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (37.387–37.852), попадая в группу низких значений океанических базальтов [31] (рис. 5). Вместе с тем, по соотношению $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 5в) базальты гытгынского комплекса, как и базальты хр. Кум-

роч, отражают участие обогащенной мантийной компоненты.

Вулканиды коньяк–сантонского олюторского комплекса (K_2k-st) представлены по данным [35] высокотитанистой серией и характеризуются высокими содержаниями TiO_2 (1.8–2.3%) и умеренной tFe_2O_3 (7–9%). Отмечается, что при дифференциации происходит повышение содержания титана до 2.9%, железистости до 12% при росте щелочности ($Na_2O + K_2O = 5–6\%$) и увеличении содержания K_2O до 1.3%. Наряду с высоким содержанием TiO_2 породы имеют высокие концентрации Zr (81–387 г/т), высокие отношения Zr/Y (5–6) и низкие Ti/Zr (70–90). Распределение РЗЭ варьирует от хондритового до обогащенного легкими лантаноидами (рис. 6), при повышенных концентрациях Yb ($La_n/Sm_n = 1.0–2.4$; $La_n/Yb_n = 1.4–3.0$). По этим характеристикам базальты этой серии сходны с внутриплитными вулканидами и обогащенными базальтами плюмовых сегментов СОХ [35].

По сравнению с толеитами гытгынского комплекса, эти базальты характеризуются близкими значениями отношений изотопов $^{143}Nd/^{144}Nd$ ($\epsilon Nd = 9.1–7.8$) и $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.702549–0.703388), но отличаются несколько повышенными значениями отношений изотопов свинца: $^{206}Pb/^{204}Pb$ (18.290–18.537), $^{207}Pb/^{204}Pb$ (15.450–15.537) и, в особенности, $^{208}Pb/^{204}Pb$ (37.781–38.843) (рис. 5) [31].

Вулканиды ничакваймского комплекса Олюторского хребта (K_2st-m) высокотитанистой серии близки к абиссальным толеитовым базальтам. Они характеризуются умеренной глиноземистостью ($Al_2O_3 = 13–16\%$) и титанистостью ($TiO_2 = 1.2–1.8\%$) при относительно низких содержаниях tFe_2O_3 (9–11%). По содержаниям редких элементов и их соотношениям базальты этой серии близки к альб–туронским высокотитанистым базальтам. Низкотитанистые породы этого возраста местами переслаиваются с образованиями высокотитанистой серии [35]. Для них характерны низкие содержания Zr и Y (14–15 г/т и 10–20 г/т), низкие соотношения РЗЭ ($La_n/Sm_n = 0.7$; $La_n/Yb_n = 0.5$). В отдельных образцах отмечается резкая цериевая аномалия ($La_n/Ce_n = 1.3$, рис. 6). По особенностям состава образования этой серии имеют промежуточные характеристики меж-

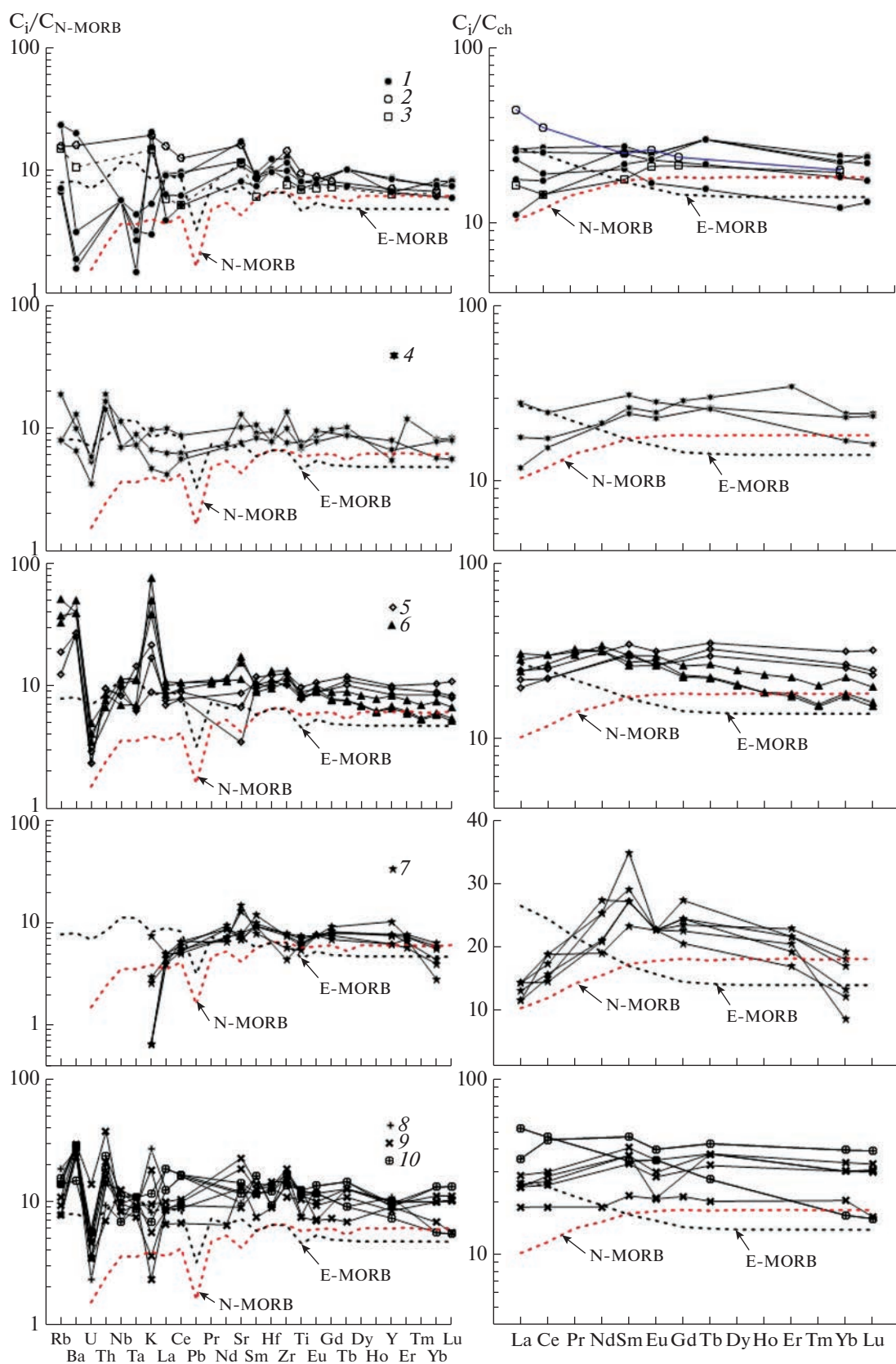
ду толеитами примитивных островных дуг и сильно деплетированными толеитами MORB [35].

В Снеговом хребте [33] базальты ватынской серии представлены низкокальциевыми высокотитанистыми толеитами, которые характеризуются устойчиво высокими содержаниями высокозарядных некогерентных элементов ($TiO_2 = 1.4–1.8\%$, $Zr = 130–140$, $Y = 22–24$, $Hf = 3.0–3.4$ г/т) (рис. 6) при низких значениях K_2O (0.1–0.4%) и Th (0.1–0.4 г/т) и истощенном характере легких редкоземельных элементов ($La_n/Sm_n = 0.7–0.8$; $La_n/Yb_n = 0.5–0.65$). Для базальтов характерны высокие отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$ ($\epsilon Nd(T) = 9.3–10.9$). Как крайние дифференциаты выступают с одной стороны ферробазальты, отличающиеся высоким содержанием TiO_2 ($>2.2\%$) и FeO^* ($>12.5\%$), с другой – плагиофировые базальты, характеризующиеся значительным накоплением глинозема с образованием кумулятивных структур.

На Камчатском перешейке (р-н рр. Правой илевой Лесной, г. Энинг, западный склон Срединного хребта) вулканиды представлены базальтами, андезитобазальтами и трахибазальтами, выделенными в составе яшмово-базальтового комплекса [12]. Для толеитовых базальтов толщи характерно резкое накопление железа при возрастании Fe/Mg отношения в узких интервалах вариации SiO_2 (47–52%) [32]. Как крайние дифференциаты серии здесь также выступают ферробазальты. Им свойственны высокие содержания железа (до 12% FeO^*) и титана (2.2% TiO_2) при резком дефиците магния (2.5–4.5% MgO) и близком распределении остальных главных элементов. Наряду с высоким содержанием когерентных элементов для базальтов яшмово-базальтового комплекса характерны повышенные концентрации как элементов с большим ионным радиусом, так и высокозарядных некогерентных элементов (рис. 5). Базальты комплекса имеют сравнительно невысокие абсолютные содержания редкоземельных элементов (31.2–33.0 г/т) при отчетливо выраженном дефиците элементов цериевой группы ($La_n/Sm_n = 0.75–0.80$; $La_n/Yb_n = 0.62–0.65$). В ферробазальтах дефицит легких РЗЭ выражен слабее ($La_n/Sm_n = 0.80$; $La_n/Yb_n = 1.26$).

Для базальтов яшмово-базальтового комплекса восточного склона Срединного хребта характерно среднее и высокое содержание окиси тита-

Рис. 6. Распределение редких и редкоземельных элементов в базальтах Ирунейско-Лесновского бассейна. 1–3 – Олюторский хребет [5, 35], комплексы: 1 – гытгынский, 2 – олюторский, 3 – ничакваймский; 4 – Снеговой хребет [33]; 5–6 – яшмово-базальтовый комплекс, Лесновское поднятие, Срединный хребет Камчатки: 5 – западный склон [32], 6 – восточный склон [44]; 7–10 – флишевые комплексы: 7 – о. Карагинский [21], 8 – лесновская серия, Лесновское поднятие [34], 9 – хозгонская свита, Центрально-Камчатское поднятие [34], 10 – корякская серия, Укэляятский бассейн [34].



на (от 1.5–1.7 до 2.2%). Магнезиальные разности характеризуются более низкими содержаниями K_2O (0.2–0.3%), а среднемагнезиальные – высокими содержаниями K_2O (1.2–2.5%). Породы комплекса по распределению редких элементов характеризуются некоторым обогащением легких лантаноидов по отношению к базальтам N-MORB. Распределение элементов-примесей на мультиэлементной диаграмме сходно с обогащенными базальтами E-типа MORB (рис. 6), а для некоторых разностей они ближе всего к базальтам океанических островов (OIB). Содержания Ni и Cr в базальтах комплекса в пределах 90–120 г/т и 180–240 г/т соответственно, что близко к примитивным расплавам. А.В. Федорчуком и Д.В. Коваленко [17, 37] были также изучены базальты, сходные с толеитовыми базальтами N-MORB. Базальты комплекса имеют деплетированные значения $\epsilon Nd(T)$, составляющие 12.37 и 10.9 [17]. Для части пород соотношения изотопов стронция (0.7039) укладываются в отношении изотопов стронция океанических островов. Данные по изотопии неодима хорошо коррелируются с данными, полученными ранее для магматических пород Восточной и Северной Камчатки [17] (рис. 5).

Базальты в составе терригенной ассоциации известны как на Камчатке (лесновская серия и хозгонская свита), так и в Укэлятском прогибе Корякского нагорья (корякская серия) и отличаются большой выдержанностью состава [34]. По геохимическим признакам они отнесены к высокотитанистым толеитам и характеризуются умеренно высокими концентрациями когерентных ($Cr = 220–250$, $Ni = 95–115$, $Sc = 41–45$ г/т) и высокозарядных элементов ($Zr = 150–180$, $Y = 35–45$, $Hf = 2.4–3.6$ г/т) при пониженных концентрациях крупноионных литофильных ($Rb = 10–12$, $Ba = 70–120$, $Sr = 140–200$, $Th = 0.2–0.4$ г/т) и истощенном характере легких РЗЭ ($La_n/Sm_n = 0.6–0.7$; $La_n/Yb_n = 0.5–1.2$) (рис. 6). Ферробазальты отличны резким повышением содержания всех некогерентных элементов.

На Западной Камчатке в районе р. Россошины, по данным [13], базальты ($SiO_2 = 44.9–46.0\%$) представлены афировыми низкокальцевыми ($K_2O = 0.1–0.3\%$) разностями. Они характеризуются высокими содержаниями TiO_2 (1.71–1.92%) и MgO (7.39–8.39%). Содержания Ni в пределах 81–166 г/т и Cr – 160–414 г/т. На петрохимических диаграммах эти вулканиды попадают в поле толеитовых базальтов. По содержанию и распределению редких элементов и элементов примесей ($Rb = 3.16–11.2$, $Ba = 187–351$, $Sr = 300–463$, $Zr = 109–138$, $Y = 44–56$, $Nb = 2.21–2.65$, $Ta = 0.17–0.19$, $Th = 0.16–0.19$ г/т) они соответствуют базальтам N-MORB. По данным [13], мантийный источ-

ник, из которого выплавлялись базальты, имел деплетированный состав.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Наряду с магматическими породами, информацию о палеобассейнах несут и осадочные образования. Проблемой для изучения большинства осадочных отложений бассейнов является практически полное отсутствие макрофауны, что затрудняет датирование осадочных комплексов. Фрагменты раковин иноцерамов и иноцерамовые слои известны только в Ирунейско-Лесновском бассейне [13]. Комплексы микрофауны также обнаружены в отдельных толщах и не всегда позволяют точно датировать вмещающие породы [5, 13]. В то же время для некоторых отложений они позволяют говорить о фациальных обстановках их накопления [13]. Комплексы микрофауны (радиолярии и планктонные фораминиферы) показывают, что это были открытые морские бассейны умеренных широт. Часть комплексов радиолярий [44], широко распространенных в кампан–раннемаастрихтских отложениях Ирунейско-Лесновского и Ветловского бассейнов (Камчатский перешеек, п-ов Шипунский), хорошо коррелируются между собой и указывают на холодноводные условия осадконакопления. Более молодые отложения палеоцена и эоцена, содержащие планктонные фораминиферы, накапливались также в открытых морских бассейнах (ветловский комплекс) [2].

В пределах Ветловского бассейна (Валагинский хр.) комплексы планктонных фораминифер из пелитоморфных известняков позволяют датировать эти образования поздним палеоценом (ранний танет) [2]. Эти комплексы фораминифер идентичны комплексам из ильпинской свиты Ильпинского п-ова Олюторской зоны [3] и свидетельствуют о тропическо-субтропическом климате при накоплении этих толщ в пелагической части океана. В отложениях, сложенных неясно-слоистыми алевролитами, туффитами с мало-мощными прослоями кремнистых пород, железистых аргиллитов, известняков, содержащих потоки базальтов и конкреции микрозернистых известняков, были выделены и определены планктонные и бентосные фораминиферы, которые позволяют датировать вмещающие отложения ипрским ярусом (нижний эоцен). Эти комплексы характеризуют субтропически-умеренные климатические условия [2].

В работах [26, 51, 55] был проведен анализ состава терригенных, кремнистых и карбонатных пород Укэлятского прогиба, лесновской серии,

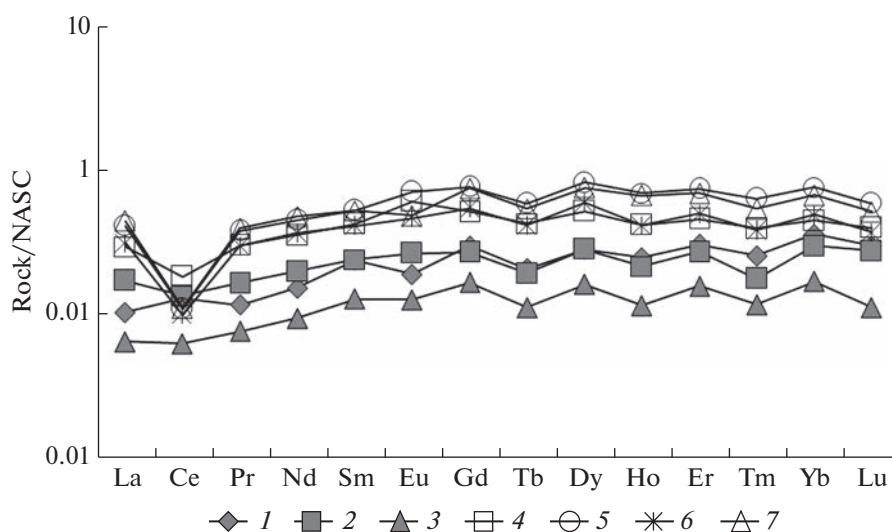


Рис. 7. Спектры редкоземельных элементов осадочных пород Ирунейско-Лесновского (1–3) и Ветловского (4–7) бассейнов. Нормирование выполнено к NASC [57]. Номера спектров соответствуют: 1–3 – кремнистая порода; 4, 6 – кремнистый известняк; 5, 7 – известняк.

ветловского комплекса, хозгонской, ирунейской свит, энингской толщи. В Ветловском террейне в составе терригенной ассоциации преимущественным распространением пользуются алевролиты, мелкозернистые песчаники, аргиллиты, реже грубозернистые песчаники, конгломераты, туффиты и туфы. В составе обломочного материала преобладают различные обломки пород и минералов, преимущественно указывающие на разрыв местной пород, в данном случае вулканогенных комплексов Ачайваям-Валагинского террейна [2, 51, 55]. Кремнистые породы представлены кремнями и кремнистыми алевролитами и туфосилицитами. Для кремнистых пород характерно практическое отсутствие терригенной составляющей, изредка встречаются мелкие обломки туфового материала. Состав пород указывает на накопления этих толщ в удаленных районах от источников сноса терригенного материала и формирования их в пелагических и гемипелагических условиях. Наряду с кремнями и яшмами присутствуют кремнистые породы, обогащенные железом и марганцем. Они отмечаются в северной части хр. Кумроч и сопоставляются с образованиями, формирующимися в активных рифтовых системах [7, 40]. Известняки преимущественно распространены в южной части этого бассейна, где слагают тектонические пластины до нескольких сот метров мощности. В них отмечаются кремнистые стяжения. В других районах они образуют редкие прослои в яшмово-кремнистой толще. Олистостромовые горизонты известны на о. Карагинский, в хребтах Кумроч, Валагинский и в районе р. Вахиль (п-ов Шипунский). Матрикс

в олистостромовых горизонтах образован алевролитами, аргиллитами, реже песчаниками. Олистоилиты и олистоплаки чаще всего представлены породами, развитыми в соседних регионах, или породами других комплексов ветловского террейна. Анализ осадочных структур, проведенный [55], показывает, что источником сноса служили образования Ачайваям-Валагинского террейна, а следы течений позволяют считать, что снос происходил с востока и юго-востока.

По содержанию петрогенных и редких элементов можно считать, что карбонатные породы, кремнистые и марганцево-железистые отложения формировались в открытых бассейнах. Распределение редких элементов носит гидрогенный характер (рис. 7) [26, 45]. В рудных прослоях содержание железа и марганца меняется от 1–3% до 60–80% в различных образцах, с преобладанием марганцевистых или железистых разностей.

Для Ирунейско-Лесновского бассейна для терригенных пород было показано, что они близки по составу к усредненной верхней континентальной коре [19]. Анализ полученных данных позволил сделать вывод о том, что изученные породы формировались из двух источников: деплетированного с низкими значениями соотношения изотопов стронция и высокими положительными величинами эpsilon неодама; и обогащенного с высокими значениями соотношения изотопов стронция и отрицательными величинами эpsilon неодама [30]. Для терригенных пород Укэляятского прогиба [19] предполагается, что основными источниками сноса терригенного материала являлись Охотско-Чукотский вулка-

нический пояс и комплексы Удско-Мургальской вулканической дуги. Различия в осадочных комплексах палеобассейнов выражаются в повсеместном развитии иноцерамовых слоев и раковин иноцерам в пределах Ирунейско-Лесновского бассейна и практически полное отсутствие макрофауны в Ветловском бассейне. Кроме этого, карбонатные породы более широко развиты в Ветловском бассейне и в Олюторской зоне Ирунейско-Лесновского бассейна.

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Островодужный вулканизм в Олюторском сегменте фиксируется начиная с сантонского времени [17, 29, 48], а в пределах Камчатского сегмента островодужные вулканиды известны с коньяк?–кампанского времени [42].

Начиная с кампанского времени вдоль северо-восточной окраины Азиатского континента могут быть реконструированы два окраинноморских палеобассейна: Ирунейско-Лесновский и Ветловский [16, 30, 47–50]. Особенности строения вещественных комплексов этих бассейнов показывают, что они имели различную природу. Ирунейско-Лесновский бассейн характеризуют образования открытых океанических бассейнов, где накапливались пелагические и гемипелагические комплексы и вулканиды, а также образования континентального склона, где преобладали глинистые породы и песчано-алевролитовые дистальные турбидиты и, реже, контуриты. Наблюдаются осадочные комплексы, указывающие на фациальные переходы между этими типами разрезов [16, 51]. В современной структуре образования Ирунейско-Лесновского бассейна формируют покровную структуру, где тектонически перемежаются вещественные комплексы разных фациальных обстановок [16]. В пределах этого окраинноморского бассейна происходило накопление терригенных толщ вблизи азиатской окраины, перекрывающих более древние юрско–нижнемеловые комплексы аккреционной призмы ОЧВП [4, 6, 13, 17]. Апт–альбские и сеноман–сантонские комплексы, вероятно, характеризуют еще окраинную часть океанического бассейна, в пределах которой закладывается островодужная система (Камчатско-Олюторская вулканическая дуга) [49]. Эти структурно-вещественные комплексы обнажаются в пределах Олюторского п-ова, а отдельные блоки, сложенные этими породами, картируются в серпентинитовом меланже в структуре северного Кумроча, п-ова Озерной, о. Карагинский [1, 20].

В северной части Ирунейско-Лесновского бассейна широко представлены вулканогенные

комплексы, а в южной части преимущественно развиты терригенные и туфо-кремнистые отложения. В западных частях на всем протяжении этого бассейна накапливались флишеидные терригенные отложения континентального склона и подножья (хозгонская свита, лесновская и укэлатская серии), которые восточнее сменялись терригенно-кремнистыми и кремнистыми породами (ирунейская свита) [13, 49, 51]. По данным [5], в альб–туронское время происходит излияние титанистых толеитов переходного и N-MORB типа (гытгынский комплекс), которые маркируют заложение спредингового хребта в окраинном бассейне. Развитие этого бассейна продолжалось на протяжении всего позднего мела (рис. 8а, 8б). В некоторых районах толеитовые базальты переслаиваются с низкотитанистыми толеитами, отражающими в своем составе участие материала надсубдукционного клина (умеренное накопление железа, заметно выраженная Nb–Ta аномалия) [5, 31]. Далее к востоку происходило накопление кремнисто-туфовых образований с телами и блоками вулканических пород островодужного генезиса. Эти верхнемеловые образования, вероятно, накапливались у подножья гряды вулканических поднятий и островов активной вулканической островной дуги, а позднее (начиная с палеоцена) – у подножья неактивной цепи подводных и островных поднятий палеостроводужного сооружения (Ачайваям-Валагинский террейн).

Особенностью этого бассейна являлось практически полное отсутствие вулканидов в позднемеловое время в Камчатском сегменте, что, вероятно, дает возможность предполагать выклинивание спредингового хребта в южном направлении. В Камчатском сегменте в некоторых фрагментах разрезов наблюдается фациальная смена терригенных толщ на кремнисто-туфогенные. Для этих осадочных отложений [20] был проведен фациальный анализ и показано, что по химическому составу кремнистые породы различных толщ ирунейской свиты формировались в различных фациальных обстановках: в пелагической части (гидрогенные и фосфатоносные кремни и ассоциирующие с ними кремнисто-глинистые породы, глинисто-яшмовая толща); у подножья и на склонах вулканических поднятий дуги отлагались кремнисто-туфитовые и туфо-терригенные отложения.

На Камчатском перешейке наряду с вулканидами, близкими по геохимическим характеристикам к N-MORB, развиты высокотитанистые базальты, которые характеризуются некоторым обогащением легких и средних РЗЭ по отношению к базальтам N-MORB, реже встречаются эффузивы близкие по составу к базальтам океанических ост-

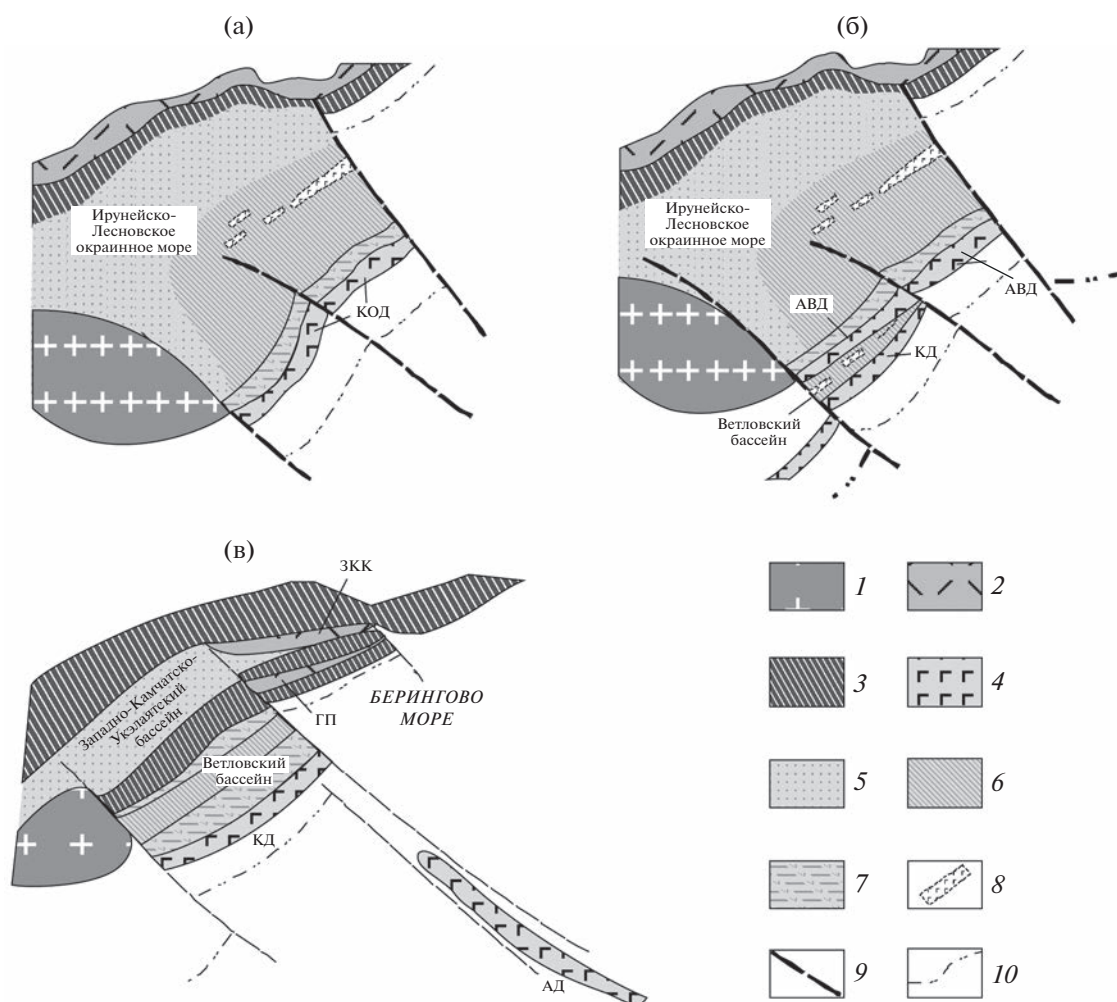


Рис. 8. Палеотектонические схемы (без масштаба) для: сантон—кампанского (а); кампан—маастрихтского (б); палеоцен—эоценового (в) времени. 1 — Охотоморский микроконтинент; 2 — вулканические пояса: Охотско-Чукотский (ОЧВП); Западно-Камчатско-Корякский (ЗКК); Говенский (ГП); 3 — мезозойско-кайнозойские аккреционные комплексы; 4 — вулканические дуги: Камчатско-Олюторская (КОД); Ачайваям-Валагинская (АВД); Кроноцкая (КД); Алеутская (АД); 5—7 — вещественные комплексы: 5 — терригенные, 6 — кремнисто-глинистые и карбонатные; 7 — кремнисто-туфогенные; 8 — рифтовые зоны; 9 — разломы; 10 — зоны субдукции.

ровов (OIB). Данные химического и редкоземельного состава пород хорошо укладываются в фациальные обстановки накопления осадочных пород рассматриваемых толщ. Осадочные образования яшмово-базальтовой (энингской) толщи отлагались в морском бассейне, преимущественно в пелагической его части, а ирунейской свиты — в пределах вулканического архипелага с эксплозивным вулканизмом, в одно время. При этом в нижних горизонтах ирунейской свиты преобладают эффузивы толеитовой серии, а в верхних частях — известково-щелочной серии островных дуг. Возраст осадочных пород, близкие составы комплексов микрофауны, присутствие в разрезах слоев иноцерамов и наличие фациальных переходов от турбидитов лесновской серии к образова-

ниям яшмово-базальтовой толщи подтверждают вывод, что это был единый бассейн в позднемеловое время. Сходные комплексы описываются в структуре Олюторской зоны. Здесь присутствуют вулканы, близкие по своим геохимическим характеристикам к N-MORB и базальтам окраинных морей [5, 34, 35]. Все эти данные позволяют реконструировать крупный окраинноморский бассейн за Камчатско-Олюторской (Ачайваям-Валагинской) вулканической дугой.

О ширине Ирунейско-Лесновского бассейна можно судить по накоплению палеогеновых терригенных толщ в его южной части. Как было показано в работах [20, 51], близость составов песчаников терригенных толщ Западной Камчатки и Восточных хребтов позволяет предполагать общий

источник для них. Возраст закрытия этого бассейна в Камчатском сегменте определен как палеоцен [27, 30] и эоцен в северном сегменте [30, 37].

Ирунейско-Лесновский палеобассейн, вероятно, представлял собой отчлененный вулканической дугой фрагмент океанической коры (фрагменты которой преимущественно встречаются в Олюторском террейне) ранне-среднемелового возраста. В пределах палеобассейна на поздних стадиях происходило излияние толеитовых базальтов, сходных с базальтами MORB. Возможно, в южном направлении к Охотоморскому микроконтиненту (метаморфические комплексы Срединного хребта) спрединговый хребет выклинивался или сменялся системой грабенообразных впадин.

Анализ вещественных комплексов Ветловского бассейна позволяет реконструировать латеральные переходы от обстановки островного склона к гемипелагическим и пелагическим условиям окраинного моря или междугового бассейна в Камчатском сегменте [1, 45] и формирование аккреционной призмы в Олюторском сегменте (о. Карагинский) [4, 5, 49].

Возраст вулканогенно-осадочного комплекса Ветловского бассейна определяется в широком диапазоне от позднего мела (кампан) до среднего эоцена [2, 8, 45]. Наиболее древние вулканогенно-кремнистые образования известны в южной его части и имеют кампанский и кампан—маастрихтский возраст (Шипунский п-ов и бухта Моховая). Кампан—маастрихтский возраст устанавливается и в южной части хр. Кумроч в кремнистых алевролитах [40]. Вулканиды представлены широким спектром пород от нормальных толеитов, которые характеризуются преимущественно деплетированным характером распределения $P3Э$ ($La_N/Sm_N = 0.56–0.62$), до обогащенных базальтов и интрититных высокотитанистых щелочных пород. Также здесь присутствуют породы, состав которых сближает их с базальтами некоторых задуговых бассейнов [45, 61]. Единичные образцы характеризуются низким содержанием TiO_2 и $Ta–Nb$ минимумом [45]. В районе бухты Моховой в кампанских образованиях присутствуют дайки, сложенные долеритами с островодужными характеристиками, а в хр. Кумроч сходные образования слагают блоки в алевролитовом матриксе. Возраст диабазовой толщи Валагинского хребта не известен, но сходные базальты в виде блоков и глыб присутствуют в ветловских отложениях палеоцен—эоценового возраста [2, 14].

В пределах Шипунского сегмента пелагические комплексы сменяются гемипелагическими и алевро-псаммитовыми отложениями в восточном направлении. Кремнистые и карбонатные

образования распространены преимущественно в центральной части бассейна, а к востоку и западу преобладают алевритовые и мелкопсаммитовые разности пород. При этом псаммитовые разности известны преимущественно к западу от них и только в районе Кроноцкого перешейка (р-н р. Чажмы) наблюдаются более грубые терригенные отложения [2, 55]. Все это позволяет реконструировать два борта палеоокеанического бассейна [41]. Следует также отметить, что карбонатные породы преимущественно имеют палеоцен—эоценовый возраст и сосредоточены в южной части бассейна. Определить возрастную принадлежность различных вулканидов не представляется возможным из-за сложной тектонической структуры ветловского комплекса. Но в целом можно предполагать, что для кампана характерны базальты сходные по геохимическим признакам с N-MORB и присутствие даек с островодужными свойствами. Осадочные отложения этого возраста представлены преимущественно кремнями, кремнистыми алевролитами, силицитами и в меньшей степени пелитоморфными известняками. В разрезе бухты Моховой отмечаются туфовые прослои в разрезе с базальтами и кремнями [25, 41]. Эти особенности строения толщ позволяют предполагать, что кампанские базальты изливались в непосредственной близости от формирующейся вулканической дуги и, вероятно, маркируют начало раскрытия палеобассейна. Строение толщи бухты Моховой сходно с комплексами Олюторского п-ова, где наблюдается смена толщ с толеитовыми базальтами (близкими по составу с N-MORB) на вулканиды с составами, близкими к островодужным.

В пределах северного сегмента возраст вещественных комплексов определяется как поздний мел—поздний эоцен [21] и представлен образованиями, формирующими аккреционную призму, где перемежаются отложения турбидитов, терригенного меланжа и пластины базальтов и пелагических глинисто-кремнистых пород [21].

Ветловский бассейн в Камчатском сегменте, вероятно, имеет междуговую природу и разграничивал Ачайваям-Валагинскую и Кроноцкую вулканические дуги.

В Камчатском сегменте Ветловского окраинного бассейна в палеоцен—эоценовое время (рис. 8в) накапливались терригенные, кремнисто—глинистые и карбонатные породы. Олюторский сегмент, где продолжалась субдукция океанической коры под Корякскую континентальную окраину, вероятно, был отделен от Камчатского сегмента трансформным разломом [4, 30, 47, 49]. В Олюторском сегменте в это время формирова-

лась Карагинская аккреционная призма перед Говенским вулканическим поясом [2, 5, 47, 49].

Время начала закрытия Ветловского бассейна в Камчатском сегменте до олигоценовое. С этого времени происходит накопление отложений преддугового Тюшевского бассейна. Севернее трансформного разлома такой коллизии не происходило, и продолжал развиваться Командорский бассейн [4, 47, 49].

Анализ развития Олюторско–Камчатской аккреционно–коллизийной области в позднемеловое–кайнозойское время показывает, что формирование Камчатского и Олюторского сегментов различалось начиная с кампанского времени (рис. 8). В Камчатском сегменте вулканической дуги происходит образование междугового ветловского бассейна. Здесь также фиксируются два этапа аккреции в палеоцене и олигоцен–миоцене. В Олюторском сегменте после эоценового этапа аккреции сформировалась активная окраина с окраинным вулканическим поясом и окраинноморским Командорским бассейном [4, 47, 49].

К особенностям вулканизма палеобассейнов можно отнести присутствие обогащенных толеитов и базальтов, сходных с базальтами океанических островов в северных сегментах этих бассейнов. Появление обогащенных разностей в СОХ явление частое, но до настоящего времени дискуссионное. В палеоструктурах очень сложно определить возраст этих пород и их соотношение с базальтами N-MORB. Возможно, появление обогащенных базальтов в северных сегментах бассейнов связано с трансформным разломом, разделявшим Камчатский и Олюторский сегменты. Ранее мы [43, 45] предполагали для Ветловского бассейна появление обогащенных толеитов привносом в зону плавления мантийного материала плюмового типа, связанного с воздействием Гавайской горячей точки (на п-ове Камчатский Мыс были установлены обогащенные базальты альб–сеноманского возраста в аккреционной призме Кронцкой палеодуги [60]).

ВЫВОДЫ

Возраст фрагментов коры Ирунейско–Лесновского бассейна альб–маастрихт–эоцен (в Камчатском и Олюторском сегментах соответственно), а вулканиды представлены дифференцированными толеитами MORB, реже внутриплитными базальтами и обогащенными толеитами MORB. Для этого бассейна характерно присутствие среди терригенных комплексов щелочных высокотитанистых базальтов, которые не характерны для Ветловского бассейна.

Этот бассейн изначально сформировался при отделении части океанической коры от Палеопацфики, и верхнемеловые терригенные комплексы, маркирующие западный борт бассейна, перекрывают комплексы аккреционной призмы ОЧВП.

Фрагменты коры Ветловского бассейна имеют возраст от кампана–маастрихта до среднего эоцена. Среди вулканитов развиты преимущественно нормальные толеиты MORB, реже обогащенные толеиты, а в отдельных структурах в северном сегменте – базальты, сходные с таковыми океанических островов. Ветловский бассейн в Камчатском сегменте, вероятно, имеет междуговую природу и разграничивал Ачайваям–Валагинскую и Кронцкую вулканические дуги, а кампанские базальты, вероятно, маркируют начало раскрытия этого палеобассейна.

Анализ развития Олюторско–Камчатской аккреционно–коллизийной области в позднемеловое–кайнозойское время показывает, что формирование Камчатского и Олюторского сегментов различалось начиная с кампанского времени. В Камчатском сегменте происходит образование междугового Ветловского бассейна. Здесь также фиксируются два этапа аккреции: в палеоцене и олигоцен–миоцене. В Олюторском сегменте фиксируется эоценовый этап коллизии, после которого сформировалась активная окраина с окраинным вулканическим поясом.

Благодарности. Авторы выражают благодарность анонимным рецензентам за полезные замечания и редактору за тщательное редактирование.

Источники финансирования. Данная работа выполнена в рамках государственного задания ИО РАН № FMWE-2021-0004 (ИО РАН им. П.П. Ширшова) и за счет госсубсидий по теме № 0135-2019-0078 (ГИН РАН).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аккреционная тектоника Восточной Камчатки / Отв. ред. Пушаровский Ю.М. М.: Наука, 1993. 272 с.
2. Бахтеев М.К., Беньямовский В.Н., Брагин Н.Ю., Витухин Д.И. Новые данные по стратиграфии мезозоя и кайнозоя Восточной Камчатки (Валагинский хребет) // Стратиграфия и геологическая корреляция. 1994. Т. 2. № 6. С. 77–84.
3. Беньямовский В.Н., Фрегатова Н.А., Спирина Л.В. и др. Зоны планктонных и бентосных фораминифер в палеогеновых отложениях Восточной Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 1. С. 100–113.
4. Богданов Н.А. Тектоника глубоководных впадин окраинных морей. М.: Недра, 1988. 221 с.
5. Богданов Н.А., Вишневская В.С., Кепежинская П.К. и др. Геология юга Корякского нагорья. М.: Наука, 1987. 168 с.

6. Бондаренко Г.Б., Соколов В.А. Новые данные о возрасте и обстановке формирования вулканогенно-кремнисто-карбонатных комплексов мыса Омгон (Западная Камчатка) // Докл. РАН. 1990. Т. 315. № 6. С. 1427–1434.
7. Бояринова М.Е. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200000. Серия Восточно-Камчатская. Лист N-57-XII, XVIII, N58-VII (гора Исток Чажмы) / Ред. Поздеев А.И. СПб.: ВСЕГЕИ, 2006.
8. Геологическая карта и карта полезных ископаемых Камчатской области и Корякского автономного округа. Масштаб 1 : 1 500 000 / Гл. редакторы: Литвинов А.Ф., Марковский Б.А., Зайцев В.П. СПб.: ВСЕГЕИ, 2005.
9. Геология западной части Берингова моря / Под ред. С.Ф. Соболева. М.: Наука, 1990. 159 с.
10. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов Северо-Западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 239 с.
11. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Лист N-57. Масштаб 1 : 1 000 000 / Гл. редакторы: Литвинов А.Ф., Марковский Б.А. СПб.: ВСЕГЕИ, 2006.
12. Григорьев В.Н., Шапиро М.Н. Верхнемеловые вулканиды перешейка Камчатки // Тихоокеанская геология. 1986. № 4. С. 58–66.
13. Западная Камчатка: геологическое развитие в мезозое / Отв. ред. Ю.Б. Гладенков, С.А. Паланджян. М.: Научный мир, 2005. 224 с.
14. Зинкевич В.П., Федорчук А.В., Цуканов Н.В. Аккреционная тектоника юга Валагинского хребта (Восточная Камчатка) // Геотектоника. 1992. № 3. С. 64–78.
15. Зинкевич В.П., Колодяжный С.Ю., Брагина Л.Г. и др. Тектоника восточного обрамления метаморфид Срединного хребта Камчатки // Геотектоника. 1994. № 1. С. 81–96.
16. Казимиров А.Д., Крылов К.А., Федоров П.И. Тектоническая эволюция окраинных морей на примере юга Корякского нагорья // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С. 200–225.
17. Коваленко Д.В. Тектоника и магматизм Камчатки // Литосфера. 2010. №3. С. 51–59.
18. Коваленко Д.В., Колосков А.В., Цуканов Н.В., Федоров П.И. Геодинамические условия формирования и магматические источники позднемеловых-раннепалеогеновых комплексов Северной Камчатки // Геохимия. 2009. № 4. С. 348–377.
19. Коваленко Д.В., Ставрова О.О., Колосков А.В., Цуканов Н.В. Изотопные и геохимические характеристики позднемеловых и кайнозойских отложений флиша Камчатки и юга Корякии // Тихоокеанская геология. 2010. № 1. С. 3–14.
20. Константиновская Е.А. Тектоника Восточных окраин Азии: структурное развитие и геодинамическое моделирование. М.: Научный Мир, 2003. 224 с.
21. Кравченко-Бережной И.Р. Геологическое положение магматических комплексов западного обрамления Командорской котловины. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: Ин-т литосферы АН СССР, 1989. 270 с.
22. Литвинов А.Ф., Крикун Н.Ф. Государственная Геологическая карта м-ба 1 : 200000. листы N-57-XXII, XXVIII, XXIX. Объяснительная записка. М.: Недра, 1992. 180 с.
23. Парфенов Л.М., Натанов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.
24. Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей / Отв. ред. Богатиков О.А. М.: Наука, 1987. 335 с.
25. Савельев Д.П., Палечек Т.Н., Портнягин М.В. Кампанские океанические кремнисто-вулканогенные отложения в фундаменте Восточного Камчатского вулканического пояса // Тихоокеанская геология. 2005. Т. 24. № 2. С. 46–54.
26. Савельева О.Л., Савельев Д.П., Карташева Е.В. Известняки Вахильского поднятия (Восточная Камчатка): литологическая и геохимическая характеристика // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2015. № 2. Вып. 26. С. 37–50.
27. Сляднев Б.И., Соколов В.А., Марковский Б.А. Барабские конгломераты: особенности строения, состава и проблема происхождения (Камчатка) // Тихоокеанская геология. 1997. Т. 16. № 1. С. 83–88.
28. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса // Тр. ГИН РАН. 1992. Вып. 479. 181 с.
29. Соколов С.Д. Очерк тектоники Северо-Востока Азии // Геотектоника. 2010. № 6. С. 60–78.
30. Соловьев А.В. Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит методами трекового датирования и структурного анализа // Тр. ГИН. 2008. Вып. 577. 319 с.
31. Сухов А.Н., Беляцкий Б.В. Изотопы Nd, Sr и Pb в верхнемеловых вулканидах Олюторского террейна (южная часть Корякского нагорья) // Современные проблемы геохимии. Материалы Всерос. совещания. Иркутск: Из-во Ин-та географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2012. Т. 2. С. 245–248.
32. Федоров П.И. Геохимия и петрология позднемеловых вулканитов Камчатского перешейка // Геохимия. 1988. № 11. С. 1627–1637.
33. Федоров П.И. Геохимия и петрология позднемеловых вулканитов юга Корякского нагорья // Геохимия. 1990. № 11. С. 1583–1594.
34. Федоров П.И. Геохимия вулканитов позднемеловых прогибов Северной Пацифики // Палеовулканология в связи с геологическим картированием на Северо-Востоке СССР / Отв. ред. В.Ф. Белый, М.Л. Гельман. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1992. С. 103–113.
35. Федорчук А.В. Происхождение базальтовых серий востока Олюторской зоны (Берингоморский регион) // Тихоокеанская геология. 1988. № 1. С. 39–52.
36. Федорчук А.В., Цуканов Н.В., Ефремова Л.Б., Савичев А.Т. Океанический магматизм хребта Кумроч

- (Восточная Камчатка) // Геохимия. 1990. № 12. С. 1721–1729.
37. Федорчук А.В., Извеков И.Н. Новые данные о строении северной части Срединного хребта Камчатки // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 12. С. 147–151.
38. Ханчук А.И. Геологическое строение и развитие континентального обрамления северо-запада Тихого океана. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М: ГИН РАН, 1993. 31 с.
39. Хворова И.В. Вулканокластические накопления в осадочном чехле океанов // Литология и полезные ископаемые. 1980. № 1. С. 3–25.
40. Цуканов Н.В., Федорчук А.В. Океанические комплексы в структуре восточного Кумроча (Восточная Камчатка) // Докл. АН СССР. 1989. Т. 307. № 4. С. 943–947.
41. Цуканов Н.В., Федорчук А.В., Литвинов А.Ф. Океанический комплекс Шипунского полуострова (Восточная Камчатка) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 318. № 4. С. 958–962.
42. Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г., Палечек Т.Н. Новые данные о составе и строении аккреционной призмы п-ова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2008. № 2. Вып. 12. С. 42–50.
43. Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г. Новые данные по изотопному составу магматических комплексов палеодуг Восточной Камчатки // Докл. РАН. 2010. Т. 434. № 5. С. 656–660.
44. Цуканов Н.В., Палечек Т.Н., Федорчук А.В. Меловые осадочно-вулканогенные комплексы Камчатского перешейка: строение, состав и геодинамические условия формирования // Тихоокеанская геология. 2017. № 2. С. 3–16.
45. Цуканов Н.В., Савельев Д.П., Коваленко Д.П. Магматические комплексы ветловского окраинно-морского бассейна // Океанология. 2018. Т. 58. № 1. С. 102–117.
46. Цуканов Н.В., Лобковский Л.И. Геодинамика Олюторско-Камчатской аккреционной области в поздне-меловое-раннекайнозойское время // Докл. РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 492. № 2. С. 16–20.
47. Чехович В.Д. Тектоника и геодинамика складчатого обрамления малых океанических бассейнов. М.: Наука, 1993. 270 с.
48. Чехович В.Д., Паланжян С.А., Сухов А.Н. и др. Геодинамическая обстановка формирования бассейнов терригенного осадконакопления Центрально-Корякского террейна (Поздне-меловая-палеогеновая активная окраина Северо-Восток Азии) // Геотектоника. 2008. Т. 409. № 1. С. 58–76.
49. Чехович В.Д., Сухов А.Н., Кононов М.В. и др. Геодинамика Северо-Западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса в поздне-меловое-ранне-палеогеновое время // Геотектоника. 2009. № 4. С. 37–62.
50. Шанцер А.Е., Шапиро М.Н., Колосков А.В. и др. Эволюция структуры Лесновского поднятия и его обрамления в кайнозой (Северная Камчатка) // Тихоокеанская геология. 1985. № 4. С. 66–74.
51. Шапиро М.Н., Маркевич П.В., Гречин В.И., Константиновская Е.А. Верхнемеловые и нижнепалеоценовые песчаники Камчатки: состав и проблема источников // Литология и полезные ископаемые. 1992. № 6. С. 94–106.
52. Шапиро М.Н., Федоров П.И. Базальты в меловых терригенных толщах Срединного хребта Камчатки // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1985. № 5. С. 22–29.
53. Шапиро М.Н., Соловьев А.В., Гарвер Дж.И., Брендон М.Т. Источники цирконов в терригенных толщах мела и нижнего палеогена юга Корьякии и Западной Камчатки // Литология и полезные ископаемые. 2001. № 4. С. 374–389.
54. Шараськин А.Я. Тектоника и магматизм окраинных морей в связи с проблемами эволюции коры и мантии // Тр. ГИН. 1984. Вып. 472. 163 с.
55. Alexeiev D.V., Gaedicke Ch., Tsukanov N.V. et al. Collision of the Kronotskiy arc at the NE Eurasia margin and structural evolution of the Kamchatka – Aleutian junction // International Journal Earth Science (Geol. Rundsch.). 2006. V. 95. P. 977–993.
56. Condie K. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. V. 79. P. 491–504.
57. Gromet L.P., Dymek R.F., Haskin L.A., Korotev R.L. The “North American shale composite”: Its compilation, major and trace element characteristics // Geochim. et cosmochim. acta. 1984. V. 48. № 12. P. 2469–2482.
58. Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H. et al. Summary Circum-North Pacific tectono-stratigraphic terrane map; Geological Survey of Canada, Open File 3428, scale 1 : 10000000, 1997.
59. Pearce J.A., Stern R.J. Origin Back-Arc Basin Magmas: Trace Elements and Isotope perspectives // Back-Arc Spreading Systems: Geological, Biological, Chemical, and Physical Interactions. Geophys. Monogr. Ser. 166. 2006. Publ. by the American Geological Union. P. 63–86.
60. Portnyagin M., Savelyev D., Hoernle K. et al. Mid-Cretaceous Hawaiian tholeiites preserved in Kamchatka // Geology. 2008. V. 36. № 11. P. 903–906.
61. Saunders A., Tarney J. Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basins // Geol. Soc., London, Spec. Publ. 2007. V. 16. P. 59–76.
62. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes // Geol. Soc. Amer. Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–345.
63. Takahashi N., Kodaira S., Tatsumi Y. et al. Structure and growth of the Izu-Bonin-Mariana arc crust: 1. Seismic constraint on crust and mantle structure of the Mariana arc-back-arc system // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2008. V. 113. B 1.
64. Taylor B. Rifting and the volcanic-tectonic evolution of the Izu-Bonin-Mariana arc // Proceedings of Ocean Drilling Program, Scientific Results. 1992. V. 126. P. 625–651.
65. Zindler A., Hart S.R. Chemical geodynamics // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1986. V. 14. P. 493–571.

Complexes of Marginal Sea Paleobasins of the Olyutorka–Kamchatka Region (Structure, Composition and Geodynamics)

N. V. Tsukanov^{a, #}, P. I. Fedorov^{b, ##}

^a*Shirshov Institute of Oceanology Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^b*Geological Institute Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

[#]*e-mail: kambear2011@yandex.ru*

^{##}*e-mail: pi_fedorov@mail.ru*

The structural features of the Olyutorsko-Kamchatka accretion region allow us to reconstruct two paleobasins for the Late Cretaceous-Paleogene time, separated and fenced off from the ocean by volcanic arcs. The features of the structure and composition of the complexes characterizing the fragments of the oceanic crust show that these basins had a different nature. The age of the fragments of the crust of the Lesnovsko-Irunsky basin are Alb–Maastrichtian. Volcanites are represented by differentiated toleites of the N-MORB type, rarely intraplate basalts and enriched toleites of E-MORB. Fragments of the crust of the Vetlovsky basin are of age from the Campan–Maastrichtian to the Middle Eocene. Among the volcanites, basalts of N-MORB are mainly developed, less often E-MORB and, in some structures, basalts of oceanic islands (OIB). Geodynamics in the Late Cretaceous–Cenozoic time for the Kamchatka and Olyutorsky segments differed, starting from the Campanian time.

Keywords: North-West Pacific, Olyutorka-Kamchatka accretionary belt, marginal sea basins, volcanic and sedimentary complexes, geochemistry, geodynamic