

МОНЕРОНО-САМАРГИНСКАЯ ОСТРОВОДУЖНАЯ СИСТЕМА ЯПОНОМОРСКОГО РЕГИОНА

© 2010 г. В. П. Симаненко, В. В. Голозубов, А. И. Малиновский

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
690022, г. Владивосток, просп. 100-летия Владивостока, 159

E-mail: simanenko-07@yandex.ru

Поступила в редакцию 07.04.2010 г.

Приведены результаты исследований разобренных раннемеловых островодужных террейнов, расположенных в Центральном и Северном Сихотэ-Алине, на островах Сахалине, Монероне и северо-западной Японии и объединенных в единую палеоостроводужную систему. Предложен вариант палеотектонической реконструкции Азиатско-Тихоокеанской окраины на период раннего мела.

Ключевые слова: *террейн, островная дуга, вулканические породы, геохимия.*

В континентальном и островном обрамлении Японского моря в последние десятилетия были обнаружены блоки (террейны), сложенные раннемеловыми терригенно-вулканогенными и вулканическими комплексами. На континенте они известны в Центральном и Северном Сихотэ-Алине (рис. 1), где выделялись вначале в качестве Самаргинской вулканической дуги [19], а затем Кемского островодужного террейна [27]. Восточнее раннемеловые вулканические и вулканогенно-осадочные породы известны на севере Западного Сахалина (Камышовый и Западно-Шмидтовский террейны), и на юге – на островах Монерон, Ребун, Хоккайдо и Хонсю, где разными исследователями выделялись как Монеронская, Ребун-Кабато-Монеронская [32] или Ошима-Сахалинская [18] островные дуги. Нами проведены исследования в Кемском, Западно-Шмидтовском, Камышовом террейнах, а также изучен меловой разрез Монеронской параметрической скважины. Геологические, литолого-седиментологические и петролого-геохимические корреляции раннемеловых вулканических, вулканогенно-осадочных и осадочных образований этих террейнов с одновозрастными островодужными образованиями Японии позволяют объединить разобренные фрагменты в островодужную систему, существовавшую на Азиатской окраине в раннем мелу и фрагментированную в кайнозой тектоно-магматическими процессами, при раскрытии Японского моря. В Монероно-Самаргинской системе реконструируются все главные тектонические элементы, свойственные современным островным дугам: осевая зона вулканической дуги (вулcano-плутонический пояс), задуговый (тыловой) и преддуговой (передовой) бассейны, а также аккреционный клин.

Структуры, отнесенные к осевой зоне, ныне располагаются на островах, обрамляющих Японское море с северо-востока. Они представлены вулкано-

генными комплексами Ребуно-Монеронского поднятия, гор Кабата на о-ве Хоккайдо и поясом Северного Китаками на о-ве Хонсю. К этой же зоне относится и блок островодужных толеитов Западно-Шмидтовского террейна [25]. Большая же часть осевой зоны скрыта под вулканитами позднемелового Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса и кайнозойскими отложениями Татарского пролива Японского моря (рис. 1).

Комплексы образований задугового бассейна располагаются к западу от осевой зоны и прослеживаются вдоль северного Сихотэ-Алиня, где представлены осадочными и вулканическими образованиями Кемского террейна [24, 35]. Отторгнутым в кайнозой в процессе раскрытия Японского моря фрагментом этого бассейна, видимо, является Камышовый террейн Западного Сахалина.

Фрагменты преддугового бассейна обнажаются восточнее осевой зоны в Западно-Сахалинских горах и на о. Хоккайдо в виде баррем-альбских турбидитовых и прибрежно-морских отложений формаций Нижнее и Среднее Йезо [32].

Фрагментами аккреционной призмы Монероно-Самаргинской островодужной системы, видимо, являются Киселевско-Маноминский террейн Северного Сихотэ-Алиня [3], зона Идоннапу Центрального Хоккайдо [32] и Мерейская зона Сахалина [8]. На востоке о-ва Сахалин фиксируются пояс глаукофан-сланцевого метаморфизма, гипербазитов, олистостромов и серпентинитового меланжа [6], который продолжается на о. Хоккайдо поясом Камуикотан термобарических метаморфитов возрастного интервала 145–101 млн. лет [34], который интерпретируется как Хоккайдо-Сахалинская палеозона субдукции [39]. Ниже приводится краткая геологическая и геохимическая характеристика пород отдельных фрагментов Монероно-Самаргинской палеоостроводужной системы.

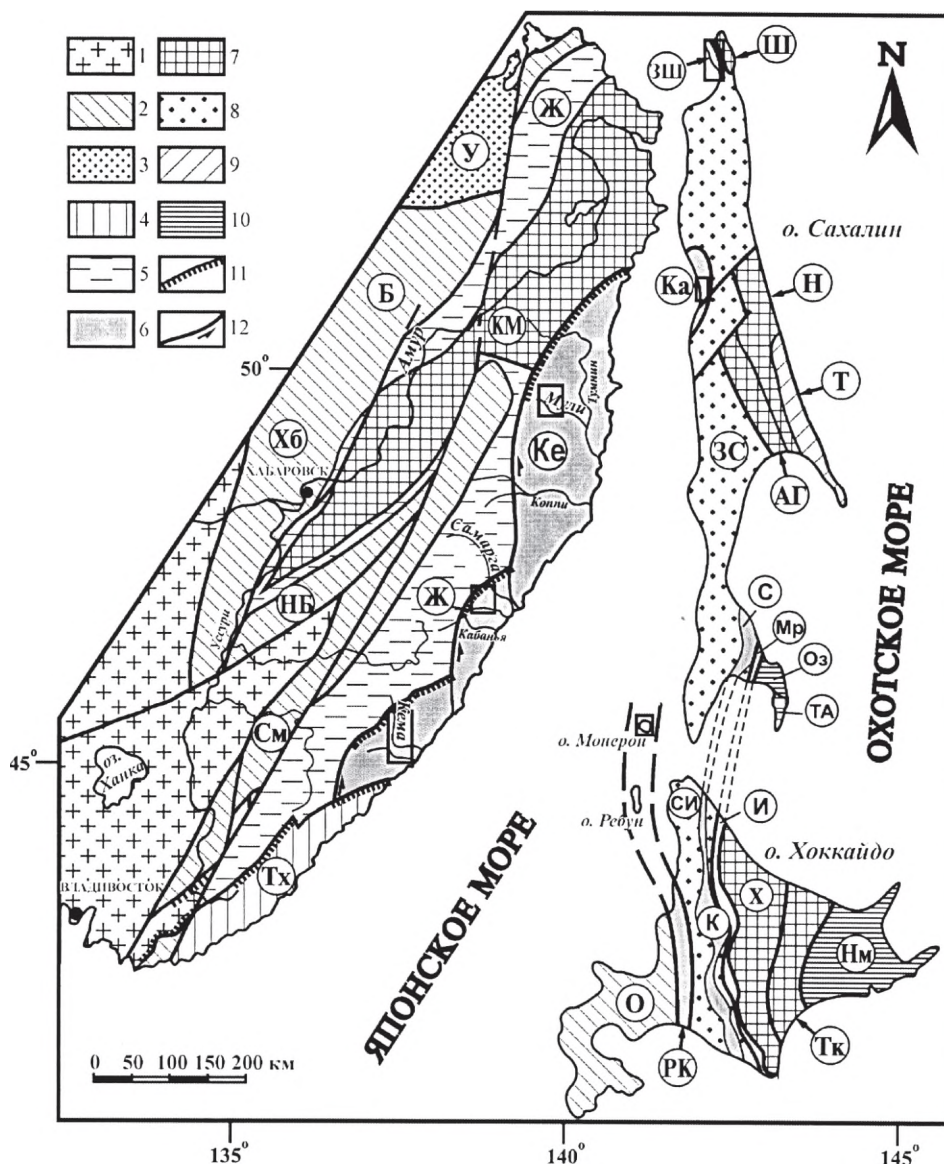


Рис. 1. Схема Тектонического районирования юга Дальнего Востока России и прилегающих территорий.

1–10 – террейны: 1 – домезозойские; 2–3 – юрские: 2 – аккреционные призмы, 3 – турбидитовые бассейны; 4–6 – ранне-меловые: 4 – аккреционные призмы, 5 – турбидитовые бассейны, 6 – островодужные (Монероно-Самаргинской островной дуги); 7–9 – ранне-поздне-меловые: 7 – аккреционные призмы, 8 – турбидитовые, 9 – островодужные; 10 – поздне-меловые-палеогеновые; 11–12 – разломы: 11 – надвиги, 12 – сдвиги. Террейны: См – Самаркинский, НБ – Наданьхада-Бикинский, Хб – Хабаровский, Б – Баджалский, У – Ульбанский, КМ – Киселевско-Маноминский, Тх – Таухинский, Ж – Журавлевский, Ке – Кемский, ЗС – Западно-Сахалинский, Н – Набильский, Т – Терпения, ЗШ – Западно-Шмидтовский, Ш – Шмидтовский, Ка – Камышовый, С – Сусунайский, Мр – Марейский, Оз – Озерский, ТА – Тонино-Анивский, О – Ошима, РК – Ребун-Кабато, СИ – Сорачи-Иезо, К – Камуикотан, И – Идонаппу, Х – Хидака, Тк – Токоро, Нм – Немуро. Районы исследований показаны прямоугольниками.

ОСЕВАЯ ЗОНА

Западно-Шмидтовский террейн. Террейн расположен на северо-западной оконечности о. Сахалин – п-ове Шмидта в районе мыса Марии. Раннемеловые островодужные магматические образования представлены здесь марийской толщей. В нижней части, мощностью 1150 м, толща сложена преимущественно потоками шаровых, подушечных, массивных и миндалекаменных базальтов и андезитба-

зальтов, лавобрекчиями и гиалокластитами того же состава и мегпорфировыми диопсид-авгитовыми и оливиновыми базальтами [25], а в верхней – мощностью 750 м – переслаиванием вулканических брекчий, туфов, туффитов с потоками афировых базальтов, гиалокластитов и прослоями кремнистых туфоалевролитов с остатками валанжин-альбских радиолярий (рис. 2). На мысе Мария раннемеловые отложения интродуцированы субвулканическими трахиандезитами позднего мела (73 млн. лет), датиро-

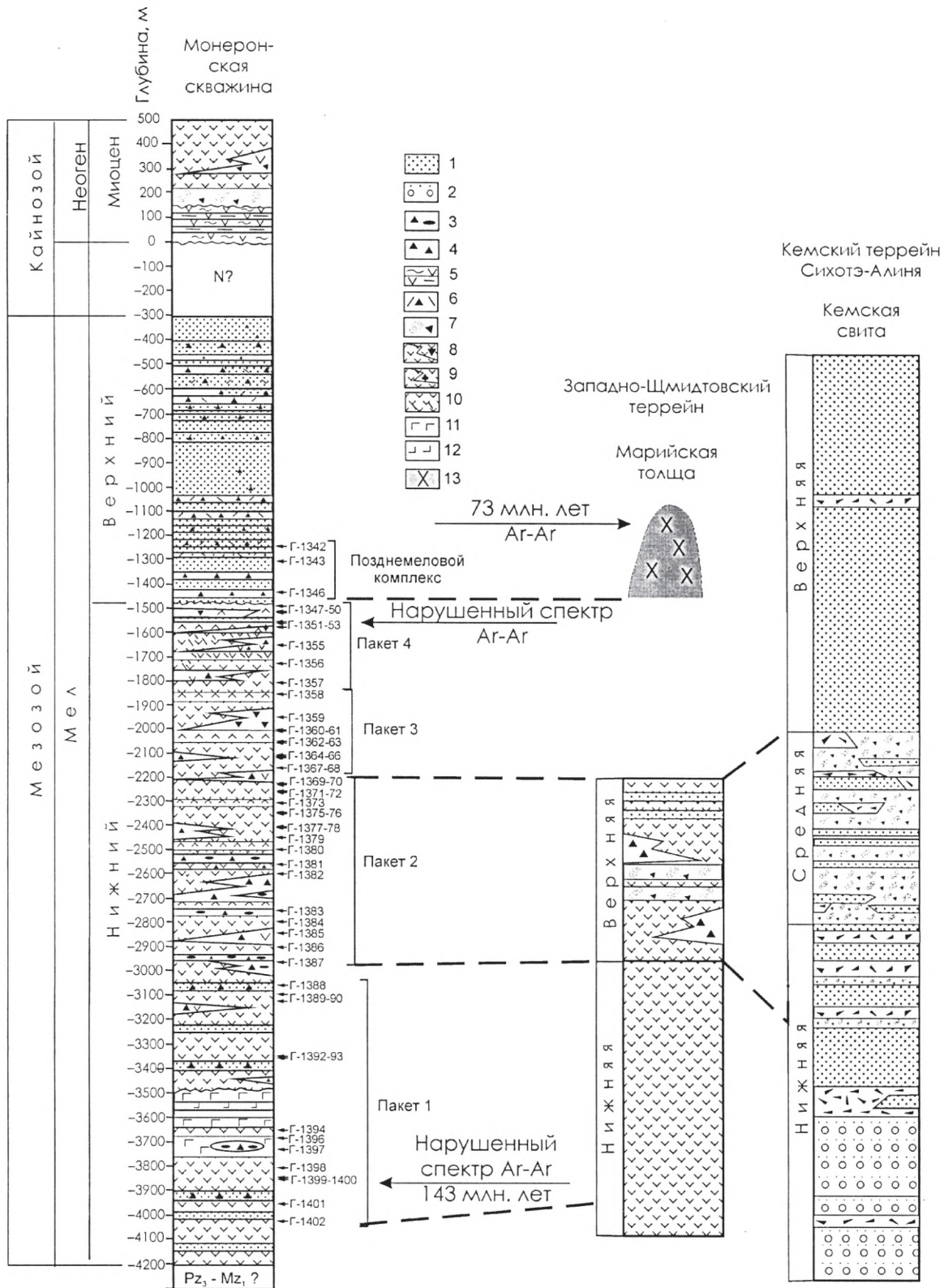


Рис. 2. Корреляция разреза скважины о. Монерон [17] с разрезами марийской толщи северо-западной части п-ова Шмидта (о. Сахалин) [25] и бассейна среднего течения р. Кема (Сихотэ-Алинь) [24].

1 – песчаники и алевролиты; 2 – конгломераты, гравелиты, песчаники; 3 – вулканомиктовые гравелито-брекчии; 4 – вулканомиктовые брекчии и туффиты; 5 – туфы среднего и кислого состава; 6 – брекчии и роговообманковые туфы; 7 – подушечные лавы и гиалокластиты основного состава; 8 – лавы и лавобрекчии палагонитовых гиалобазальтов; 9 – лавы и лавобрекчии базальтов, андезитбазальтов и порфиритов; 10 – трахиандезитбазальтовые порфириты; 11 – диабазы; 12 – диабазовые порфириты; 13 – экструзивно-жерловый комплекс м. Марии. Г-1342–Г-1402 – номера и точки отбора образцов.

ванными Ag-Ag методом. По химическому составу вулканы марийской толщи относятся к умеренно-глиноземистому низкотитанистому типу, а по соотношениям $FeO^*/MgO-FeO^*$, $FeO^*/MgO-SiO_2$ принадлежат островодужным толеитам. Для них характерно дифференцированное распределение несовместимых микроэлементов при высоком содержании крупноионных литофильных и дефиците высокозарядных элементов; отрицательные аномалии Nb, Ta, Zr, Hf, Ti и положительные – Ba, K, Pb и Sr на спайдердиаграммах (рис. 3), что типично для пород субдукционных геодинамических обстановок. На различных дискриминационных диаграммах, отображающих геодинамические обстановки проявления магматизма, вулканы марийской толщи располагаются внутри полей активных континентальных окраин и островных дуг. Низкие Zr/Y и Ba/La отношения, при пониженных содержаниях Zr и Sr сближают их с базальтами энзиматических островных дуг.

Ребуно-Монеронский террейн находится в северной части Японского моря (рис. 1) в пределах Ребуно-Монеронского подводного поднятия, протягивающегося на 500 км от о. Хоккайдо на юге до о. Сахалин на севере. Поднятия частично выступает над поверхностью моря в виде цепочки островов Теури, Рисири, Ребун, Монерон. Острова сложены миоценовыми базальтами, залегающими на вулканических породах базальт-андезитового состава раннего-позднего мела.

Остров Монерон расположен в 43 км западнее о. Сахалин. Надводную часть острова слагают миоценовые базальты [7]. На острове пробурена скважина глубиной 4125 м, вскрывшая разрез вулканических и вулканогенно-осадочных пород, подразделенных на три комплекса: позднеюрско-раннемеловой, позднемеловой и кайнозойский [17].

Позднеюрско-раннемеловой комплекс находится на глубине 1481–4215 м и представлен чередованием лавово-пирокластических, вулканогенно-осадочных и вулканических пород основного состава, которые разделяются на несколько толщ [17] или пакетов (рис. 2). Нижнюю часть комплекса (пакет 1) слагают диабазы, долериты и миндалекаменные базальты с горизонтами туфов, туффитов, вулканомиктовых песчаников и алевролитов (интервал 4125–3514 м). Выше (3514–2950 м) залегают преимущественно лавы и лавобрекчии афировых базальтов с прослоями вулканических брекчий. Нижняя часть пакета 2 сложена чередованием вулканомиктовых гравелитобрекчий с афировыми базальтами, которые выше сменяются крупнопорфировыми миндалекаменными плагиоклазовыми базальтами, андезибазальтами, гиалокластитами. Верхнюю часть комплекса (пакеты 3 и 4) слагают лавы и лавобрекчии палагонитизированных гиалобазальтов и афировых миндалекаменных базальтов, потоки трахиандезитов и трахиандезиобазальтов с просло-

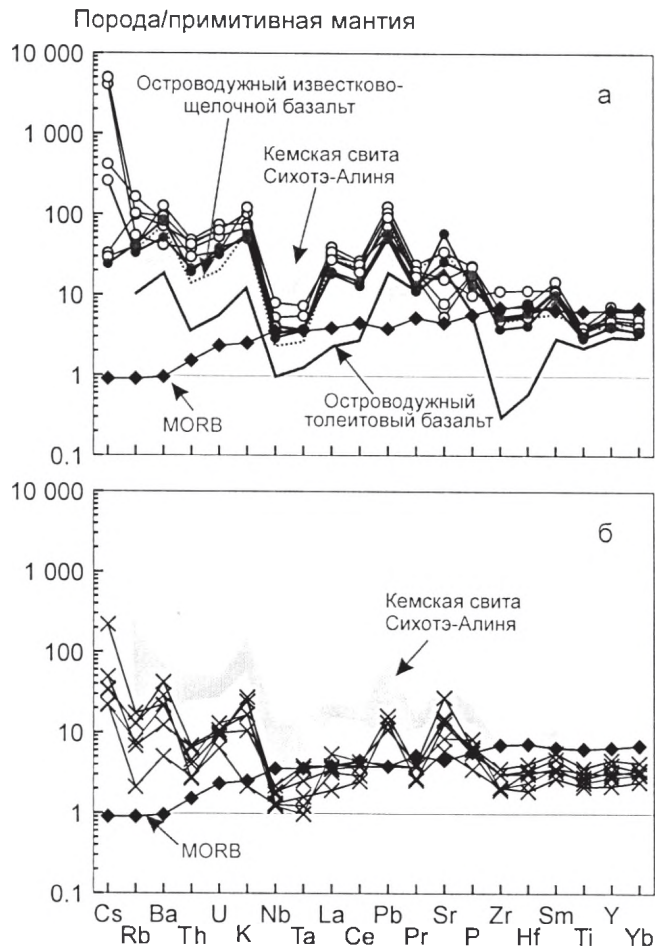


Рис. 3. Спектры распределения содержаний микроэлементов, нормированных к примитивной мантии, в породах марийской толщи. а – базальты нижней (не залитые кружки) и промежуточной (залитые кружки) части разреза; б – верхней части разреза.

ями алевритистых песчаников, содержащих обломки иноцерамов. К-Аг датирование пород указывает на раннемеловой возраст формирования комплекса [17]. Эти авторы считали меловой вулканизм Монеронского поднятия сходным с вулканизмом океанических поднятий и сопоставляли позднеюрско-раннемеловую часть разреза с позднеюрско-неокомовыми офиолитами группы Сорачи, а поздне-меловую часть – с барремско-поздемеловыми отложениями группы Йезо Японии.

Нами установлено, что по химическому составу вулканические породы позднеюрско-раннемелового комплекса относятся к низкокалиевым островодужным толеитам, а по соотношению в них $TiO_2-Fe^*/(Fe^* + Mg)$ соответствуют толеитам энзиматических островных дуг. Рис. 4а–г иллюстрирует распределение микроэлементов в породах комплекса. Всюду проявлен резкий Ta и Nb минимум, что считается основным дискриминационным признаком, отличающим островодужные толеиты от толе-

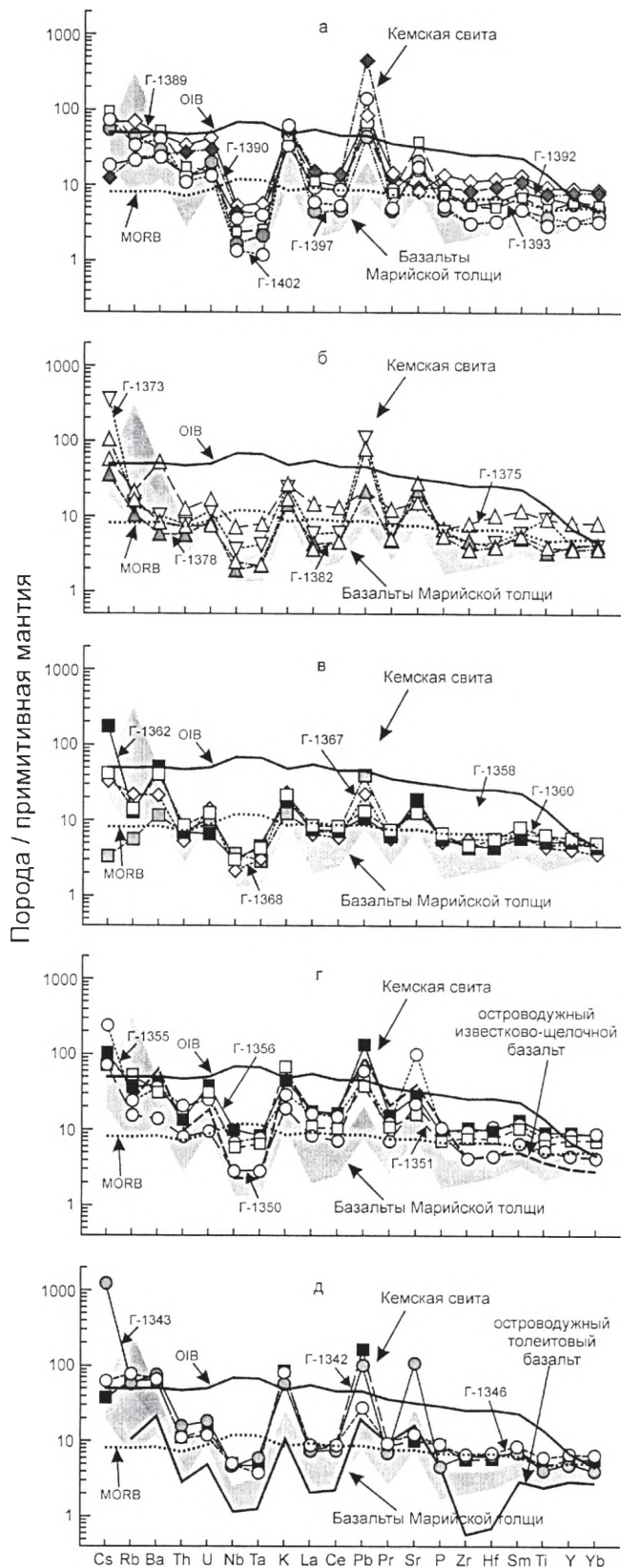


Рис. 4. Спектры распределения содержаний микроэлементов, нормированных к недифференцированной мантии, в породах разреза Монеронской скважины. а – первый, б – второй, в – третий, г – четвертый, д – пятый пакеты.

итов океанических обстановок. Также видна обогащенность крупноионными литофильными элементами (K, Rb, Cs, Ba, Sr, U, Th, Pb), но деплетированность в части высокозарядных некогерентных элементов. Видна и близость пород этого комплекса толелитам Западно-Шмидтовского террейна.

Поздне меловой комплекс залегает на глубине 341–1481 м и сложен вулканическими породами и алевролитами с прослоями туфобрекчий, туффитов и туфов андезитов и андезибазальтов. В осадочных породах комплекса на глубинах 341–346 м и 843–848 м обнаружены споры и пыльца поздне меловых растений, характерных для сенон-датских отложений Дальнего Востока, а также поздне меловые радиолярии [17]. По макрокомпонентному составу вулканические породы комплекса относятся к известково-щелочной серии, а по содержанию микроэлементов они близки породам ранне мелового комплекса (рис. 4д), т.е. относятся к субдукционному геодинамическому типу. По возрасту, фациальному составу и мощности накоплений отложения этого комплекса сопоставимы с сенон-туронскими вулканогенно-молассовыми отложениями петрозевской свиты и сабуинской серии начальных этапов развития Восточно-Сихотэ-Алинского окраинно-континентального вулканического пояса [1]. Мы считаем, что этот комплекс формировался не в обстановке островной дуги, а на активной континентальной окраине, в структуре поздне мелового Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, после аккреции Монерон-Самаргинской островодужной системы к Азиатскому континенту, в прибрежно-морской обстановке.

Остров Ребун расположенный северо-западнее о. Хоккайдо, сложен продуктами островодужного толелит-базальтового и андезитового вулканизма (группа Ребун), мощностью 2300 м, которые подразделяются на пять формаций валанжин-барремского возраста, каждая из которых характеризуется преобладанием агломератовых лав, вулканобрекчий и вулканогенно-осадочных пород [31]. Среди вулканических пород присутствуют тела габбро и диоритов. Группа Ребун формировалась в прибрежно-морской обстановке и разрезы ее хорошо коррелируются с позднеюрско-ранне меловым разрезом о. Монерон и группы Куманешири гор Кабато на о. Хоккайдо [37] и ранне меловыми гранитоидными формациями пояса Китаками (о. Хонсю). Считается, что перечисленные образования являются фрагментами единой островодужной вулканической цепи.

Горы Кабато на о. Хоккайдо сложены вулканогенно-осадочными и вулканическими породами четырех формаций, объединенных в группу Куманешири [36] общей мощностью около 4 км. Отложения представлены гиалокластитами, андезитовыми брекчиями, туфами и эпикластическими вулканогенными песчаниками и алевролитами. По радиоляриям возраст группы – берриас-барремский;

Ar-Ar датировки базальтовых гиадокластитов отвечают альбу (101 ± 2.7 млн. лет). С вулканитами тесно ассоциируют дайки, штоки и небольшие массивы габбро, долеритов, диоритов и кварцевых монцонитов. По основным петрохимическим характеристикам большинство магматических пород группы соответствует островодужной толеитовой серии, и лишь немногие принадлежат известково-щелочной серии.

Террейн Северного Китаками расположен на севере о. Хонсю, западнее пояса Ребун-Кабато. Здесь с готерив-барремскими островодужными породами андезит-риолитового состава ассоциируют интрузии гранитоидов. K-Ar датировки вулканических пород дают 114–119 млн. лет, а гранитоидных интрузий – 135–109 млн. лет. Все магматические образования этого террейна относятся к известково-щелочной серии. Сравнение геохимических характеристик магматических поясов Ребун-Кабато и Северного Китаками [31] указывает на их близость, но породы Ребун-Кабато более толеитовые. Поэтому магматизм террейна Китаками рассматривается как тыловая часть вулканической дуги Ребун-Кабато [31].

ТЫЛОВАЯ ЗОНА

Кемский террейн образован баррем-альбскими терригенными, главным образом, флишевыми отложениями и вулканитами базальтового, реже андезитового состава. Геология, литология и вулканизм террейна изучались нами детально в бассейнах рек Мули, Самарги и Кемы [4, 19, 24, 35] (рис. 1).

В бассейне р. Мули, на севере террейна, вулканические и вулканогенно-осадочные породы присутствуют в баррем-альбской уктуурской свите. Вулканиты относятся к базальт-андезитовой ассоциации островных дуг и подразделяются на умеренно глиноземистые породы толеитовой серии, залегающие внизу разреза, и высокоглиноземистые известково-щелочной серии – вверху. Для вулканитов верхней части характерны повышенные кремнеземистость, магнизиальность и хромистость. Геохимические данные указывают на принадлежность их к энзиматической островодужной ассоциации, имеющей $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70426$ и возраст 101 ± 6 млн. лет. Ассоциирующие с ними интрузии монцонитоидов имеют $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70423$ и изохронный возраст от 110 ± 1.6 до 130 ± 3.1 млн. лет [21, 22]. Южнее, в бассейнах рек Бута, Копи, Игу, Бюленей, раннемеловые турбидиты Кемского террейна прорываются многочисленными мелкими интрузиями и штоками монцонитоидов с Rb-Sr возрастом от 110 ± 1.6 до 130 ± 3.1 млн. лет, и начальным $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ отношением 0.70423–0.70468, т.е. одинаковыми с вулканитами [23].

В бассейне р. Самарга раннемеловые образования разделяются на два комплекса: апт-альбский

и верхнеальбский [12, 19]. Апт-альбский комплекс объединяет вулканогено-флишевые отложения, мощностью от 850 до 3600 м, представленные внизу разреза грубозернистыми граувакками, а вверху – переслаиванием осадочных пород и потоков базальтов, андезибазальтов и андезитов. Верхнеальбский комплекс сложен вулканогенно-молассовыми отложениями (агломератовые туфы, туфоконгломераты, брекчии, грубозернистые туффиты, пепловые туфы и тефроиды, редкие потоки базальтов, андезибазальтов и андезитов), мощностью до 1000 м. По составу вулканиты отвечают высококалиевой известково-щелочной и шошонитовой сериям и на различных тестовых диаграммах располагаются в полях островодужных магм. С вулканитами здесь тесно связаны монцонитоидные интрузии [23].

В бассейне р. Кемы раннемеловые отложения разделены на три свиты. Нижняя, меандровская свита, баррем(?)-раннеаптского возраста мощностью 1100 м, образована пачками ритмичного переслаивания песчаников и алевролитов, а вверху – горизонтами гравелитов. Вышележащая раннеаптская-позднеальбская кемская свита расчленена на три подсвиты (рис. 2). Нижнекемская подсвита (более 1500 м) представлена конгломератами, разнозернистыми песчаниками и разнообразными по размерности, строения и составу микститами. Среднекемская подсвита (770 м) в основном вулканогенная, сложена базальтами и разнообразными по размерности и сортированности туфами и тефроидами с редкими горизонтами гиадокластитов, турбидитов, песчаников и микститов с глыбами базальтов. Текстуры отложений указывают на излияния базальтов в мелководном бассейне на нелитифицированные осадки. Верхнекемская подсвита (до 1500 м) состоит из пачек ритмичного переслаивания песчаников и алевролитов. Венчает разрез раннемеловых отложений среднепозднеальбская лужкинская свита (до 550 м), сложенная разнозернистыми песчаниками с горизонтами и линзами алевролитов, конгломератов и гравелитов, а в нижней части содержащая пласты андезибазальтов и их туфов.

Вулканические породы кемской свиты представлены близкой по минералогии, текстурно-структурным особенностям и химическому составу серией базальтов с оливин-клинопироксеновой, двупироксеновой и пироксен-плагиоклазовой ассоциациями вкрапленников. По химизму они отвечают абсарокитам, шошонитам, шошонитовым и высококалиевым базальтам, принадлежат к островодужному типу высококалиевой известково-щелочной и шошонитовой серий.

Геохимические особенности вулканитов свидетельствуют о субдукционной их природе, а на ряде тестовых диаграмм они располагаются в области базальтов задуговых бассейнов [24].

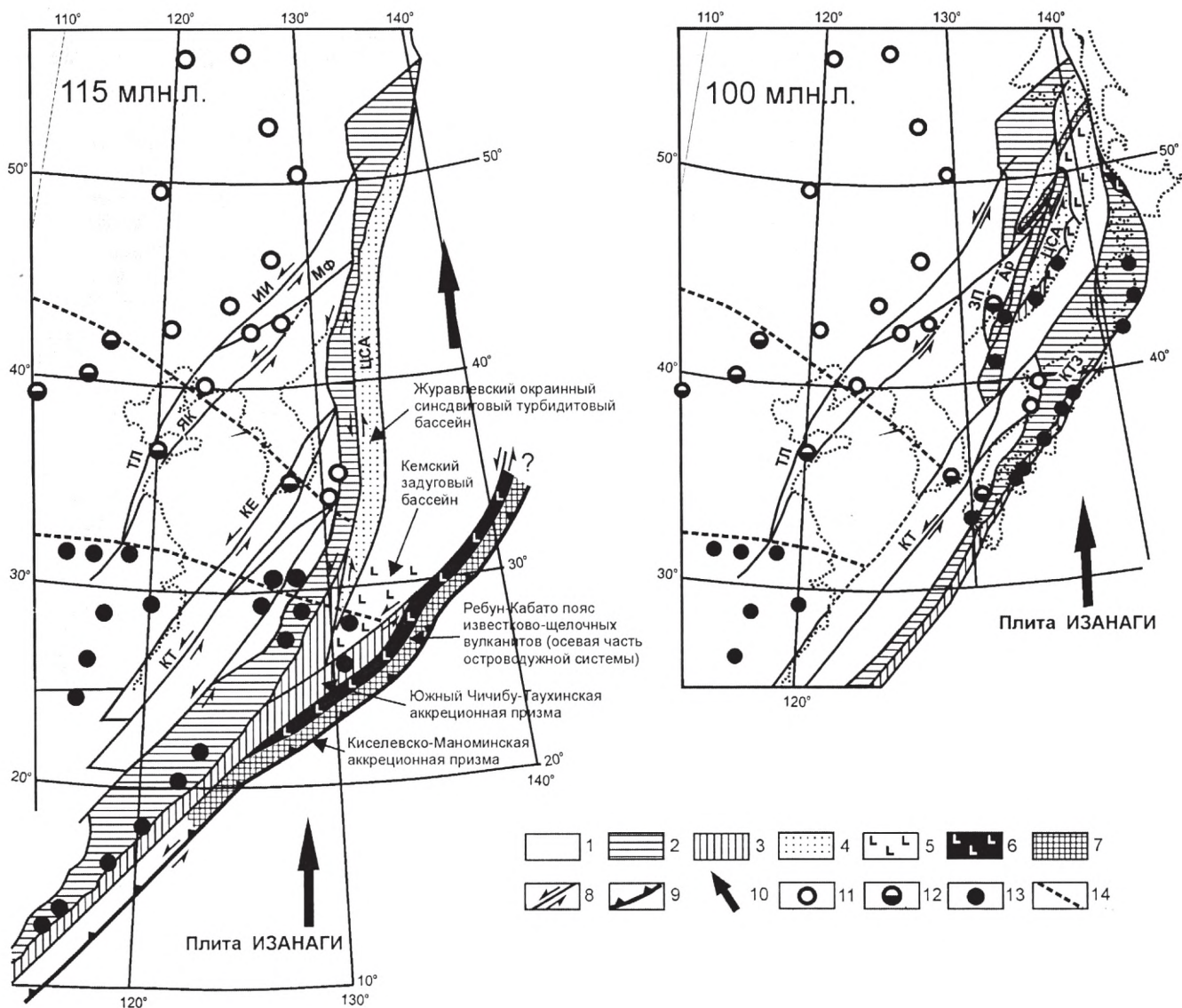


Рис. 5. Тектонические реконструкции восточной окраины Азии для 115 млн. лет и 100 млн. лет [3].

1 – доюрский континент; 2–3 – террейны (фрагменты аккреционной призмы): 2 – юрские, 3 – позднеюрско-раннемеловые; 4–7 – раннемеловые террейны-фрагменты: 4 – окраинно-континентального синдвигового бассейна, 5 – задугового бассейна, 6 – осевой части дуги, 7 – баррем-альбской аккреционной призмы; 8 – левые сдвиги системы Тан-Лу, в том числе: ИИ – Илан-Итунский, МФ – Мишань-Фушунский, АР – Арсеньевский, ЦСА – Центральный Сихотэ-Алинский, ЗП – Западно-Приморский, ЯК – Ялуджиан-Квиндао, ТЛ – Тап-Лу, КЕ – Кванджу-Енглонг, КТ – Корейско-Тайванский, КТЗ – Тектоническая зона Куросегава; 9 – зоны субдукции; 10 – направление перемещения плиты Изаанаги; 11–13 – флористические комплексы: 11 – Тетори, 12 – смешанный, 13 – Риосеки; 14 – границы палеоклиматических зон.

Судя по составу минеральных компонентов, основным источником обломочного материала терригенных пород была энсиалическая островная дуга [14]. Генетические особенности указывают на формирование отложений в нижней части и у подножья подводного склона, а также на прилегающих к нему участках бассейновой равнины. Накопление толщ гравитационных образований происходило в тыловой части островной дуги и сопровождалось активным вулканизмом. Исследование направления движения гравитационных потоков по характеру подводно-оползневых деформаций [2] и текстурным особенностям строения толщ [13] ука-

зывают на снос материала в осадочный бассейн с юго-востока, что и определяет положение питающей провинции. О баррем(?)альбском возрасте отложений свидетельствуют палеонтологические находки и комплекс спор и пыльцы растений, выделенный В.С. Маркевич [15]. Анализ этих комплексов говорит о близости палинофлор к субтропической флоре Риосеки Внешней Японии [30].

Камышовый террейн Западно-Сахалинских гор сложен пакетом пластин вулканогенно-кремнистых пород с фауной радиоларий берриас-альбского возраста, мощностью 120 м [10], перекрытых альбскими кремнистыми аргиллитами и алевроли-

тами. Вулканические породы в составе комплекса представлены спилитами, диабазами и габбро-диабазам. Нижнюю часть разреза С.В. Зябрев [9] рассматривает в качестве фациального аналога офиолитов и осадков группы Сорачи о. Хоккайдо, т.е. блока недеформированной океанической коры, на котором сформировались отложения Западно-Сахалинского прогиба. Однако исследования химического состава вулканических пород комплекса показали принадлежность не к океаническому, а к окраинноморскому [5] или континентальным образованиям [26]. По нашим данным, эти породы обладают низкими концентрациями Ti, Ta, Nb, Zr и низкими величинами Th/Y и Ta/Y, но им свойственны высокие концентрации Sr и Ba и других крупноионных элементов, что типично для вулканических пород, формирующихся в геодинамической обстановке окраинного моря [20]. Поэтому мы рассматриваем Камышовый террейн как фрагмент Кемского террейна.

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

На период раннего мела существует несколько палеотектонических реконструкций восточной окраины Азии [11, 16, 40]. Составлены они с учетом важной роли перемещений окраины континента по системе окраинно-континентальных левосторонних сдвигов. Недостатком этих схем является отсутствие палеомагнитных данных, позволяющих судить о масштабах перемещений и местоположении первоначальных событий. Не обладая палеомагнитными данными, мы попытались определить первоначальное положение Монероно-Самаргинской островодужной системы исходя из анализа распределения палеофлор в Кемском террейне. В пределах восточной окраины Азии существует три типа флор, отвечающих раннемеловым климатическим зонам [33]: Тетори (холодостойкая), Риосеки (субтропическая и тропическая) и смешанные флоры. На континентальной части азиатской окраины эти зона достаточно выдержаны и имеют субширотные границы. Вдоль границы континент-океан, например в Японии, из-за тектонических перемещений эти климатические границы нарушены, комплексы палеофлор Риосеки выдвинуты далеко на север и перемешаны с комплексами Тетори, промежуточные флоры часто отсутствуют [33, 38]. Северная граница флор Риосеки, обнаруженная в Кемском террейне, располагалась в раннемеловое время на широте около 30° [33]. Это указывает, что Кемский террейн перемещен с юга на север не менее чем на 15°. Поэтому, на палеотектонической реконструкции на 115 млн. лет (рис. 5), положение Монероно-Самаргинской островодужной системы показано на 20–25° северной широты на участке излома простирания края континента. Южнее грани-

ца континента имела юго-восточное простирание, а севернее – субмеридиональное. На участке излома границы континент-океан, видимо, и существовал выдвинутый в сторону океана блок континентальной коры. В условиях перемещения океанской плиты Изанаги в северном направлении [29] на участке южнее изгиба континентальной плиты можно предполагать косую субдукцию и формирование островодужной системы, а на меридиональном отрезке севернее изгиба – участок трансформного скольжения плит. Выдвинутый в океан блок континентальной коры, видимо, и явился фундаментом Монероно-Самаргинской островодужной системы. Позднеюрско-раннемеловые вулканогенно-кремнистые комплексы Киселевско-Маноминского террейна Северного Сихотэ-Алиня [11] послужили аккреционным комплексом этой системы [2, 3]. Осевой зоной явился пояс островодужного толеитового и известково-щелочного магматизма, который ныне обнаруживается в террейнах вдоль северо-западной окраины Японии и Сахалина. Кемский задуговый бассейн располагался вблизи выдвинутого в сторону океана фрагмента континентальной коры и замещался севернее Журавлевским окраинным синсдвиговым бассейном [4]. Современное положение Киселевско-Маноминского аккреционного террейна севернее Кемского окраинно-морского – связано с поздними синаккреционными деформациями и перемещениями на северо-восток по сдвиговой системе Тан-Лу [3, 28]. Современное положение отдельных фрагментов в структуре Дальневосточного региона связано с деструкцией палеосистемы в процессе раскрытия Японского моря в кайнозое.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов ДВО РАН (№ 09-III-A-08-404, 09-III-A 08-408, 09-I-ОНЗ-01).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вулканические пояса Востока Азии: Геология и металлогения / А.Д. Щеглов, А.М. Смирнов, П.В. Маркевич и др. М.: Наука, 1984. 504 с.
2. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов Северо-Западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 239 с.
3. Голозубов В.В., Малиновский А.И., Симаненко В.П. О тектонических реконструкциях Сихотэ-Алинского звена Восточно-Азиатской окраины: возможны ли простые решения? // Тихоокеанская геология. 2006. Т. 25, № 4. С. 115–119.
4. Голозубов В.В., Ханчук А.И. Таухинский и Журавлевский террейны (Южный Сихотэ-Алинь) – фрагменты раннемеловой Азиатской окраины // Тихоокеанская геология. 1995. Т. 14, № 2. С. 13–25.
5. Гранник В.М., Искунов Б.Н. Петрохимические критерии тектонической природы нижнемеловых базальтов Западно-Сахалинских гор // Докл. АН. 1992. Т. 326, № 5. С. 887–891.

6. Добрецов Н.Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск. Наука. СО АН СССР, 1974. 429 с.
7. Ерохов В.Ф., Жидкова Л.С., Литвиненко А.У. и др. Геологическое строение о-ва Монерон // Геология и геофизика. 1971. № 1. С. 46–57.
8. Жаров А.Э. Геологическое строение и мел-палеогеновая геодинамика юго-восточного Сахалина. Южно-Сахалинск: Сахалинское кн. изд-во, 2004. 191 с.
9. Зябрев С.В. Глубоководные отложения, палеогеография и палеотектоника Западно-Сахалинского прогиба: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Хабаровск: Ин-т тектоники и геофизики ДВО РАН, 1992. 25 с.
10. Зябрев С.В., Брагин Н.Ю. Нижний мел Западно-Сахалинского прогиба // Докл. АН СССР. 1987. Т. 297, № 6. С. 1443–1445.
11. Зябрев С.В., Мартынюк М.В., Шевелев Е.К. Юго-западный фрагмент Киселевско-Маноминского аккреционного комплекса, Сихотэ-Алинь: стратиграфия, субдукционная аккреция и постаккреционные смещения // Тихоокеанская геология. 2005. Т. 24, № 1. С. 45–58.
12. Коваленко С.В. Нижнемеловые вулканогенно-осадочные отложения среднего Сихотэ-Алиня // Петрохимия магматических формаций вулканических зон Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 129–133.
13. Кудымов А.В. Условия седиментации в готеривсеноманском морском бассейне Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья // Тихоокеанская геология. 2009. Т. 22, № 6. С. 102–114.
14. Малиновский А.И., Голозубов В.В., Симащенко В.П. Состав и обстановки накопления нижнемеловых терригенных пород бассейна р. Кемы (Восточный Сихотэ-Алинь) // Литология и полез. ископаемые. 2005. № 5. С. 495–514.
15. Маркевич П.В., Коновалов В.П., Малиновский А.И., Филиппов А.Н. Нижнемеловые отложения Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2000. 283 с.
16. Нечаев В.П., Мусашино М., Ли Д.У. Юрско-нижнемеловая геодинамическая эволюция восточной окраины Азии: Реконструкция по изменению ассоциаций тяжелых минералов осадочных пород // Тихоокеанская геология. 1997. Т. 16, № 6. С. 21–35.
17. Пискунов Б.Н., Хведчук И.И. Новые данные о составе и возрасте отложений острова Монерон (северная часть Японского моря) // Докл. АН СССР. 1976. Т. 226, № 3. С. 647–650.
18. Рождественский В.С. Геодинамическая эволюция Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы // Тихоокеанская геология. 1993. № 2. С. 76–88.
19. Симащенко В.П. Самаргинский пояс // Вулканические пояса Востока Азии. М.: Наука, 1984. С. 146–151.
20. Симащенко В.П. Позднемезозойские вулканические дуги Восточного Сихотэ-Алиня и Сахалина // Тихоокеанская геология. 1986. № 1. С. 7–13.
21. Симащенко В.П. Базальт-андезитовая ассоциация островных дуг палеозоя и мезозоя // Тихоокеанская окраина Азии. Магматизм. М.: Недра, 1991. С. 58–72.
22. Симащенко В.П., Герасимов Н.Г., Сухов В.И. Rb-Sr изохрона раннемеловых базальтов Северного Сихотэ-Алиня // Докл. АН. 1995. Т. 341, № 2. С. 239–242.
23. Симащенко В.П., Говоров И.Н., Хетчиков Л.Н. и др. Меловые гранитоиды Центрального Сихотэ-Алиня: интрузивные комплексы и серии, их геодинамическая позиция и происхождение // Тихоокеанская геология. 1997. Т. 16, № 5. С. 70–78.
24. Симащенко В.П., Голозубов В.В., Малиновский А.И. Раннемеловые базальты Кемского террейна – фрагмента Монероно-Самаргинской островодужной системы // Тихоокеанская геология. 2004. Т. 23, № 2. С. 30–51.
25. Симащенко В.П., Рассказов С.В., Ясныгина Т.А. и др. Раннемеловые вулканыты и раннекайнозойские эктрузии м. Марии на п-ове Шмидта (Северный Сахалин): Геохимические исследования // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26, № 3. С. 75–88.
26. Степашко А.А. О происхождении нижнемеловых базальтов Рождественского разреза и природе Западно-Сахалинского прогиба // Тихоокеанская геология. 1995. Т. 14, № 6. С. 87–97.
27. Ханчук А.И. Геологическое строение и развитие континентального обрамления северо-запада Тихого океана: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М.: ГИН АН, 1993. 31 с.
28. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Симащенко В.П., Малиновский А.И. Гигантские складки с крутопадающими шарнирами в структурах орогенных поясов (на примере Сихотэ-Алиня) // Докл. АН. 2004. Т. 394, № 6. С. 791–795.
29. Engebretson D., Cox A., Gordon R.G. Relative motions between oceanic and continental plates in the northern Pacific basin // Spec. Pap. Geol. Soc. Am. 1985. V. 206. P. 1–59.
30. Golozoubov V.V., Markevich V.S., Bugdaeva E. V. Early Cretaceous changes vegetation and environment in East Asia // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1999. V. 153. P. 139–146.
31. Ikeda I., Komatsu M. Early Cretaceous rocks of Rebun Island, north Hokkaido, Japan // Monograph Assoc. Geol. Collab. Japan. 1986. № 31. P. 51–62.
32. Kiminami K., Niida K., Ando H. Cretaceous-Paleocene arc-trench systems in Hokkaido // Paleozoic and Mesozoic terranes: basement of the Japanese Island arcs. 29th IGCP Field Trip Guide Book. Tsucuba: Geol. Surv. Japan. 1992. V. 1. P. 1–43.
33. Kimura T. Early Cretaceous climatic provinces in Japan and adjacent regions on the basis of fossil land plants // Cretaceous Environments of Asia / H. Okada, N.J. Matteer (Ed). Elsevier. Amsterdam. 2000. P. 155–161.
34. Komatsu M., Shibakusa H., Miyashita S. et al. Subduction and collision related high and low P/T metamorphic belts in Hokkaido. 29th IGC Field Trip Guide Book. 1992. V. 5. P. 1–61.
35. Malinovsky A.I., Golozoubov V.V., Simanenko V.P., Simanenko L.F. Kema terrane: a fragment of a back-arc basin of the Cretaceous Moneron-Samarga island-arc system, East Sikhote-Alin range, Russian Far East // Island Arc. 2008. V. 17. P. 285–304.
36. Nagata M., Kito N., Niida K. The Kumaneshiri group in the Kabato mountains: the age and an Early Cretaceous volcanic arc // Monograph. Assoc. Geol. Collab. Japan. 1986. № 31. P. 63–79.
37. Niida K., Kito N. Cretaceous arc-trench systems in Hokkaido // Monograph. Assoc. Geol. Collab. Japan. 1986.

- № 31. P. 379–402.
38. *Ohana T., Kimura T.* Late Mesozoic phitogeography in Eastern Eurasia, with special reference to the origin of angiosperms in time and site // Proceedings of 15th International Symposium of Kyungpook National University. 1995. P. 293–328.
39. *Ota T., Sakakibara M., Itaya T.* K-Ar ages of Kamui-kotan metamorphic rocks in Hokkaido, Japan // Journal Geol. Soc. Japan. 1993. V. 99, № 5. P. 335–345.
40. *Sengor A.M., Natal'in B.A.* Paleotectonics of Asia; Fragments of a synthesis // The Tectonic evolution of Asia. Cambridge University press. 1996. P. 486–640.

Рецензент В.Н. Огородников

The Moneron-Samarga island arc system of the Japan Sea region

V. P. Simanenko, V. V. Golozoubov, A. I. Malinovsky

Far East Geological Institute, Far East Branch of RAS

The results of investigation of spatially separated Early Cretaceous island arc terrains, which are located in the central and northern Sikhote-Alin, Sakhalin and Moneron islands, and northwestern Japan, are given. A variant of Early Cretaceous paleotectonic reconstruction of the Asia-Pacific margin where all up-mentioned terrains combined into a single paleo-island arc system is proposed.

Key words: *terrain, island arc, volcanic rocks, geochemistry.*