

**ВЕРХНЕМЕЛОВЫЕ И КАЙНОЗОЙСКИЕ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ПОДВОДНОГО ХРЕБТА ВИТЯЗЯ (ОСТРОВНОЙ СКЛОН КУРИЛО-КАМЧАТСКОГО ЖЕЛОБА) И ИСТОРИЯ ЕГО РАЗВИТИЯ**

***Е.П. Терехов, А.В. Можеровский, И.Б. Цой, Е.П. Леликов, Н.Г. Ващенко, М.Т. Горвая***

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток;  
e-mail: terekhov@poi.dvo.ru*

Поступила в редакцию 14 ноября 2009 г.

Описаны разновозрастные комплексы вулканогенно-осадочных пород подводного хребта Витязя (поздний мел–ранний палеоцен, палеоцен–эоцен (?), олигоцен–ранний миоцен, плиоцен–плейстоцен), участвующие в строении его фундамента и осадочного чехла. Установлен различный вещественный состав верхнемеловых осадочных пород фундамента хр. Витязя (“сиалический”) и Малой Курильской гряды (“мафический”), выделены ассоциации минералов цемента, отражающие смектитовую и корренситовую ступени эпигенеза пород кайнозойского возраста, предложена схема геологического развития района в период поздний мел–плейстоцен.

**Ключевые слова:** вулканогенно-осадочные породы, поздний мел, кайнозой, аутигенные минералы, диатомеи, палинофлора, подводный хребет Витязя, Курило-Камчатский желоб.

**ВВЕДЕНИЕ**

В 2005–2006 гг. в районе центральной части Курильской островодужной системы (КОС) проведены две научные экспедиции на НИС “Академик М.А. Лаврентьев” (рейсы 37 и 41), которые были выполнены Тихоокеанским океанологическим институтом им. В.И. Ильичева ДВО РАН и Институтом океанологии им. П.П. Ширшова РАН [11, 12]. Полученные результаты отражены в публикациях [11, 14, 15]. Изучение вещественного состава осадочных и вулканогенно-осадочных пород позволило выделить четыре разновозрастных комплекса и предложить схему стратиграфии кайнозойского осадочного чехла [13, 15].

Предлагаемая работа является продолжением геологических исследований, в которой представлены результаты комплексного изучения (петрографический, рентгеноструктурный, диатомовый, спорово-пыльцевой анализы) пород с целью восстановления истории геологического развития района подводного хр. Витязя.

**КРАТКАЯ ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА**

Район работ расположен с тихоокеанской стороны КОС (рис. 1). Основные элементы этой системы:

окраинное Охотское море, внутренняя и внешняя дуги и глубоководный Курило-Камчатский желоб. Большая Курильская гряда (БКГ) является внутренней дугой, а подводный хр. Витязя и его юго-западное продолжение – Малая Курильская гряда (МКГ) – внешней дугой. От БКГ хр. Витязя и МКГ отделяется междуговым прогибом. Центрально-Курильская “сейсмическая брешь”, располагаясь восточнее о-вов Уруп и Онекотан, является зоной активного растяжения и деструкции консолидированного фундамента [11]. На траверзе о. Симушир хребет разделен этой зоной на южное и северное плато. Таким образом, подводный хр. Витязя в этом районе представлен тремя участками – южным и северным плато и центральной (разрушенной и опущенной) частью, где он морфологически не выражен.

**РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ**

На хр. Витязя установлены осадочные и вулканогенно-осадочные породы консолидированного мезозойско-кайнозойского фундамента и кайнозойского чехла. На основании возраста содержащихся в породах остатков кремнистого микропланктона и палинофлоры, степени литификации, состава обломочного материала и цемента пород выделяются четыре литолого-стратиграфических комплекса: К1 – поздний мел–ранний

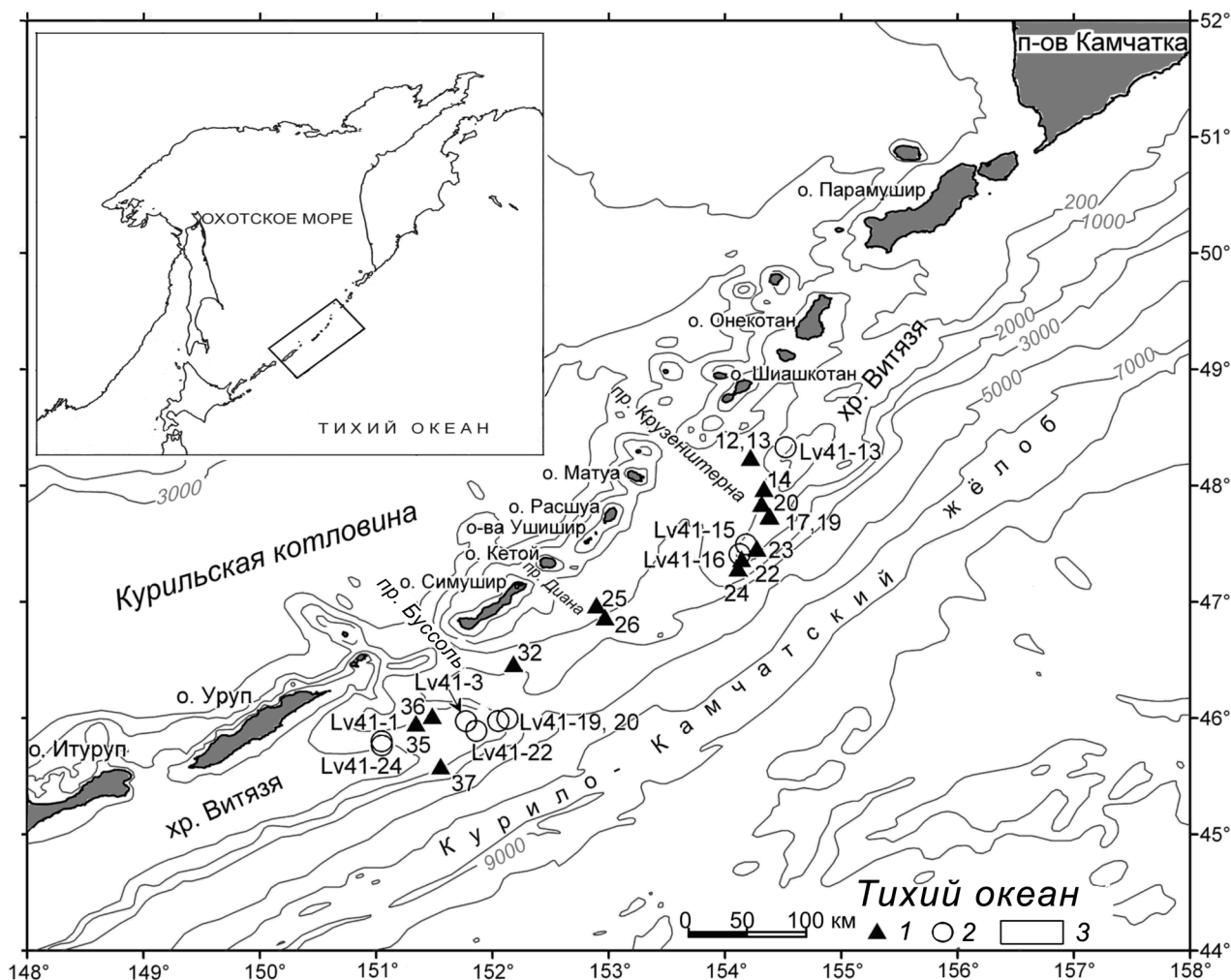


Рис. 1. Местоположение станций драгирования рейсов НИС “Академик М.А. Лаврентьев”.

1 – станции 37-го, 2 – станции 41-го рейсов, 3 – район исследования.

палеоцен, К2 – палеоцен–эоцен?, К3 – олигоцен–ранний миоцен и К4 – плиоцен–плейстоцен.

**Комплекс К1** представлен в основном осадочными породами: аркозовыми алевролитами, алевроаргиллитами, тонкослоистыми кремнистыми алевроаргиллитами и вулканотерригенными мелкозернистыми песчаниками, поднятыми в виде остроугольных глыб, дресвы и щебня в интервале глубин 240–2045 м (ст. 37, Lv41-13, Lv41-19, Lv41-22). Петрографический состав обломков всех пород отражает сходные – сиалические – источники сноса, а гранулометрический состав свидетельствует об одинаковых, относительно спокойных условиях седиментации. Для пород характерна высокая степень литификации.

Для цемента пород К1 характерна хлорит-гидрослюдистая ассоциация. Минералы цемента представлены хлоритом, гидрослюдой и корренситом (или корренситоподобным минералом). Иногда при-

сутствуют цеолит (шабазит) и ректоритоподобный минерал (в следовых количествах).

Возраст кремнистых алевроаргиллитов на основании выделенных из них радиолярий принят как поздний мел (поздний кампан)–начало раннего палеоцена [15, 23].

В аркозовых алевролитах (ст. Lv41-19, гл. 2045–1860 м) установлен спорово-пыльцевой спектр, в котором доминируют покрытосеменные: *Fagus*, *Juglans*, *Betula*, *Ulmus*, *Ulmoideipites tricostatus* Ander., *Anacolisidites primigenius* Zakl., *Triatriopollenites plicoides* Zakl., *Triatriopollenites* sp., *Tricolporollenites* sp. Голосеменные представлены единичными *Tsuga*, *Taxodium*, *Picea*, *Ephedrites*, *Ginkgo*. Из споровых встречены *Lygodium japoniciformis* Iv., *Laevigatosporites ovatus* Wills. et Webst., *Osmundacidites wellmanii* Coup., *Osmundacidites* sp., *Cyatidites*. Таксономический состав спектра сходен с таковым из аргиллитов-

вой толщи (палеоцен–нижний эоцен) подводного хр. Терпения (Охотское море) [1, 27], заслоновской свиты (палеоцен) п-ова Терпения (о. Сахалин) [29], верхней части малокурильской свиты (граница маастрихт–даний) о-ва Шикотан [17] и зеленовской свиты (даний–палеоцен) [22] о-ва Юрий (МКГ). В отличие от малокурильской и зеленовской свит, в спектре хр. Витязя отсутствуют таксоны, характерные для верхнемеловых отложений Дальнего Востока.

Значительное участие в спектре палеогеновых таксонов, таких как *Anacolosidites* (появляется в датском ярусе) и *Triatriopollenites* (широко распространен в нижнепалеоценовых отложениях), а также *Lygodium japoniciformis* Iv., *Laevigatosporites ovatus* Wills. et Webst. и *Osmundacidites* [2, 8] и отсутствие характерных меловых таксонов позволяют предположить, что палинофлора имеет палеогеновый возраст, вероятно, палеоценовый. Данные радиоляриевого и спорово-пыльцевого анализов пород фундамента хр. Витязя и палеоценовый возраст отложений основания кайнозойского чехла в МКГ позволяют нам принять возраст пород К1 – поздний мел–ранний палеоцен.

К1 слагает фундамент хребта и, по-видимому, обнажается в приосевой части Курильского желоба. На траверзе южной оконечности о-ва Симушир с глубины 9400 м были подняты тонкослоистые кремнистые породы, аналогичные кремнистым аргиллитам К1, содержащие комплекс радиолярий мелового возраста [4]. Ближайшим возрастным аналогом К1 является малокурильская свита о-ва Шикотан (МКГ), сложенная в основном песчаниками, алевролитами и кремнистыми (с прослоями туфов) алевроаргиллитами. Сходство также наблюдается в типах пород, слагающих К1 и малокурильскую свиту, текстурных особенностях переслаивающихся туфов и кремнистых алевроаргиллитов и присутствии в последних позднемеловых радиоляриевых комплексов [18]. Несмотря на внешне сходные типы пород и близкий возраст, есть и существенные отличия осадочных пород хр. Витязя и о-ва Шикотан. Породы малокурильской свиты имеют “мафический” состав обломков – пироксен, плагиоклаз и эффузивы среднего и основного состава [5], в то время как для пород хр. Витязя характерен “сиалический” состав – кварц, калиевый полевой шпат, альбит, мусковит, гранитоиды, кварц-мусковитовые сланцы. В строении фундамента подводного хр. Витязя и МКГ участвуют также магматические породы. Позднемеловые интрузивные и эффузивные породы хребта имеют “сиалический” состав [14], а аналогичные породы МКГ – “мафический” [25]. Это указывает на различный состав пород фундамента в районах антиклиналей МКГ и хр. Ви-

язя, слагающих в настоящее время единую структуру – внешнюю дугу КОС.

Изучение предыдущими исследователями геологического строения БКГ и склона Курило-Камчатского желоба позволило предположить, что под БКГ существует складчатый фундамент позднепалеозойского или мезозойского возраста, переработанный последующими тектоническими движениями [21]. Согласно [3], весь островной блок, включая хр. Витязя, является частью складчатой области, сформированной на восточной окраине Азиатского континента в результате заключительных этапов мезозойского орогенеза. Породы К1 имеют аркозовый состав. Сиалическую природу фундамента подтверждает и обнаружение на хребте эоценовых игнимбритов [15], которые образуются за счет кислой (коровой) магмы [16]. Это согласуется и с данными исследования позднемеловых вулканических пород, слагающих фундамент хребта, которые относятся к образованиям окраинно-континентальных вулканических поясов [14]. Таким образом, породы К1, поднятые на хр. Витязя, “маркируют” положение восточной окраины Азиатского континента в период поздний мел–ранний палеоцен.

**Комплекс К2** (ст. 37, Lv41-13, Lv41-15, Lv41-16, Lv41-19, Lv41-20, Lv41-24) представлен осадочными, преимущественно грубообломочными вулканотерригенными породами: конгломератами, дресвяниками, гравелитами, гравелистыми и грубозернистыми песчаниками. Кроме того, в его состав входят мелкозернистые песчаники, алевроаргиллиты и алевролиты, поднятые в виде единичных обломков. Образцы драгированы на южном и северном плато хр. Витязя в интервале глубин 2045–790 м. Основной объем материала поднят в виде дресвы, щебня, крупных угловатых обломков и глыб. Породы крепкие, степень литификации ниже, чем у пород К1. Цемент пород К2 представлен в основном корренситом или корренситоподобными минералами. Кроме того, встречаются хлорит, гидрослюда и цеолит (шабазит). В единичных образцах алевролитов, алевроаргиллитов и карбонатизированных песчаников установлены (соответственно) анальцит, кристобалит и кальцит.

**К2** слагает основание кайнозойского чехла и занимает промежуточное (по возрасту и степени литификации) положение между К1 и К3, возраст которых обоснован микропалеонтологическими данными. Грубообломочные породы К2 не содержат микроископаемых. Ближайшие возрастными аналогами отложений К2 расположены на северо-востоке о. Хоккайдо (п-ов Немуро) и МКГ (о-ва Юрий и Шикотан). Указанные структуры являются

юго-западным продолжением подводного хр. Витязя. Аналог на п-ове Немуро – палеоценовая формация Каритаппу, сложенная конгломератами, которые в средней части разреза переслаиваются с песчаниками и алевролитами. Возраст ее установлен по фораминиферам и силикофлагеллятам [4]. На о. Юрий аналогом является юрьевская толща, представленная (снизу вверх) валунными конгломератами (залегающими с размывом на базальтах), конгломератами с прослоями туфоаргиллитов и алевролитами. Раннепалеоценовый возраст толщи установлен по данным спорово-пыльцевого и фораминифероанализов [9]. Аналог на о. Шикотан – зеленцовская свита, представлена песчаниками и алевролитами. Проба алевролита, отобранная нами из стратотипического разреза этой свиты в районе м. Край Света, содержит палеоценовый спорово-пыльцевой комплекс [17]. П-ов Немуро, МКГ и хр. Витязя, являясь частями единой структуры – внешней дуги КОС, – по-видимому, имеют общую историю геологического развития. Формирование ее кайнозойского чехла началось в палеоцене.

По данным рентгеноструктурного анализа, в эпигенетически преобразованных породах кайнозойского чехла выделяются две ступени – смектитовая и корренситовая. Основным минералом цемента пород К2 является корренсит. Основанием для отнесения единичных образцов тонкозернистых “немых” пород К2 (алевролитов и алевроаргиллитов, трудно отличимых в шлифах от верхнеолигоценовых алевролитов К3) являлся корренситовый состав их цемента.

Наши исследования кайнозойских отложений охотоморского региона и района МКГ указывают на то, что корренситовый цемент присутствует только в породах палеоцен-эоценового (не моложе) возраста. Это относится и к ближайшему аналогу пород К2 – зеленцовской свите о. Шикотан, в цементе песчаников и алевролитов которой также установлен корренсит. Таким образом, К2 формировался, вероятнее всего, в палеоцен-эоценовое время. Эоценовые осадочные породы ранее установлены на северном плато хр. Витязя, восточнее о-вов Расшуа и Шиашкотан [20, 26].

Преимущественно грубообломочный, вулканотерригенный состав пород К2 указывает на прибрежно-морские условия седиментации и близость островной суши, представлявшей собой архипелаг вулканических островов. Существование источника вулканотерригенного материала в палеогене подтверждается присутствием на хребте пород континентального генезиса – эоценовых игнимбритов и позднеолигоценовых спекшихся туфов [15].

Конгломераты К2, по-видимому, являются базальными, на это указывает наличие в их составе

продуктов разрушения фундамента – гальки эффузивов (кислого состава) и алевролитов (аркозового состава), обломков кварца характерного для гранитоидов и метаморфитов облика. Размыв верхнемеловых пород подтверждается присутствием переотложенных видов диатомей (*Gladius speciosus* Schulz) и силикофлагеллят (*Liramula furcula* Hanna) позднемелового возраста в раннеолигоценовых комплексах диатомей из пород южного плато хр. Витязя [29]. Несогласное залегание палеоцен-эоценовых толщ на верхнемеловом фундаменте характерно для магаданского шельфа [10], о. Сахалин [7, 33], Западной Камчатки [6] и о. Хоккайдо [4]. На о. Юрий палеоценовые базальные конгломераты юрьевской толщи лежат на базальтах (верхнемеловой) малокурильской свиты [9]. Палеоценовая зеленцовская свита о-ва Шикотан также залегает несогласно на малокурильской свите. Все эти данные говорят о подъеме (с выводом фундамента на поверхность суши) Охотоморской зоны перехода от континента к океану на границе мела и палеогена.

**Комплекс К3** представлен туфодиадомитами, туфоалевроаргиллитами, туффитами, туфами, алевроаргиллитами, алевролитами и песчаниками (ст. 17, 35–37, гл. 1500–2200 м), поднятыми на северном и южном плато хр. Витязя. Породы слабо литифицированы. Состав пирокластических и вулканогенно-осадочных пород (туфов, туффитов, туфоалевролитов, туфоалевроаргиллитов) К3 отличается от такового вулканотерригенных пород подстилающего К2. Основной объем вулканогенного материала пород К3 представлен эксплозивной пирокластикой, часто содержащей обломки кварца и пироксена, имеющих породообразующее значение, тогда как материал К2 – это продукт разрушения вулканических построек, в котором наиболее распространены вулканическое стекло, являющееся главным породообразующим компонентом, обломки эффузивов и полевой шпат вулканогенного генезиса. Взаимоотношение между К2 и К3 не определено.

Возраст пород К3 установлен на основе микропалеонтологических данных [15, 30, 31]. В туфодиадомитах и туфоалевроаргиллитах с восточного склона южного плато хр. Витязя (ст. 37, гл. 2200–1900 м) установлен комплекс диатомей зоны *Rhizosolenia oligocaenica* (подзона “а”, 33.7–31.0 млн лет) и комплекс силикофлагеллят зоны *Dictyocha deflandrei* (подзона *Naviculopsis trispinosa*) раннего олигоцена. Резкое доминирование неритических видов диатомей свидетельствует об относительно мелководных, близких к шельфовым, условиях. В туфодиадомитах (ст. 36, гл. 2100–1800 м) и туфах (ст. 35, гл. 1760–1650 м) обнаружены комплексы диатомей зоны *Thalassiosira praeфрага* (24.0–20.3 млн лет) позднего

олигоцена–раннего миоцена. Соотношение экологических групп в этих комплексах указывает на различные условия формирования осадков (от неритических до баттиальных). Силикофлагелляты из этих образцов соответствуют комплексу зоны *Naviculopsis lata* раннего миоцена [32], характерной для средних и высоких широт. В алевролитах северного плато (ст. 17, гл. 1770–1500 м) установлен позднеолигоценовый спорово-пыльцевой комплекс [15].

На северном плато в состав К3 входят верхнеолигоценовые алевролиты и песчаники (гл. 1500–1770 м). Для пород характерны аркозовый состав, присутствие спорово-пыльцевого комплекса, обильного растительного детрита и отсутствие кремнистого микропланктона. Это позволяет предполагать размыв фундамента и мелководные (близкие к современным прибрежно-морским) условия седиментации. Рентгеноструктурный анализ указывает на присутствие в этих породах хорошо окристаллизованных “обломочных” минералов (гидрослюда и хлорита), встречающихся только в породах фундамента (аркозовые алевролиты и метаморфизованные песчаники), что также подтверждает мелководные условия формирования осадков и размыв фундамента в позднем олигоцене. Вероятная причина предполагаемого размыва – глобальное понижение уровня Мирового океана в середине олигоцена (около 30 млн лет назад) [34]. Ранее нами в песчаниках и туфодиадомитах северного плато установлен раннеолигоценовый комплекс диатомей мелководного генезиса [28].

Хр. Витязя разделен на северное и южное плато активной зоной растяжения. Современное положение мелководных раннеолигоценовых отложений в районах плато на глубинах 1500–2200 м говорит о погружении указанных участков хребта после раннего олигоцена. Нисходящие движения блоков коры, вероятно, связаны с процессом формирования указанной рифтогенной зоны.

**Комплекс К4** представлен туфогенными и вулканотерригенными породами: туфоалевролитами, туфодиадомитами, туффитами, туфопесчаниками и дресвяниками. Породы подняты (ст. 12, 13, 20, 26, 32, Lv41-1) на северном и южном плато и в погруженной части хр. Витязя в интервале глубин 740–3200 м. Породы слабо литифицированы.

Во всех образцах породообразующим материалом являются пирокластические обломки вулканического стекла и эффузивов, кроме того, присутствуют терригенные обломки плагиоклаза, пироксена, биотита, кварца, в единичных зернах – амфибол и глауконитоподобный минерал. Тонкозернистые породы характеризуются наличием осадочного матери-

ала, представленного панцирями диатомей и небольшим количеством глинистого вещества. В более крупнозернистых разновидностях преобладает переотложенный вулканогенный материал, что указывает на вулканотерригенный состав туфопесчаников и туффитов. Дресвяники сложены обломками (до 6 мм) пемзы и единичными зернами плагиоклаза и пироксена.

В цементе пород К4 преобладающим минералом является смектит. Он плохо окристаллизован. В виде незначительной примеси присутствуют смешанослойные образования типа смектит-гидрослюда. В единичных пробах встречается стильбит. Для части образцов характерно наличие вернадита и тодорокита. Рентгеноструктурный анализ также указывает на присутствие в породах обломков кварца, плагиоклаза, гидрослюда, хлорита и вулканического стекла (аморфная фаза).

Из пород К4 были выделены диатомовые комплексы плиоцен-плейстоценового возраста. Комплекс диатомей из туфопесчаников (ст. 13, гл. 1700–1600 м) северного плато соответствует комплексу подзоны *Thalassiosira oestrupii* (5.5–3.9/3.5 млн лет) зоны *Neodenticula kamtschatica* раннего плиоцена. Отмеченные в этом комплексе переотложенные диатомей (*Actinostephanos rudis* Chursevitsch et Tsoi, *Rocella gelida* (Mann) Bukry, *Cestodiscus kugleri* Lohman) олигоцена–раннего миоцена указывают на размыв осадков этого возраста при формировании раннеплиоценовых осадков. В туфоалевроаргиллитах и туфопесчаниках (ст. 12, гл. 1800–1600 м) этого же района установлены комплексы диатомей зоны *Neodenticula koizumii* (2.7/2.6–2.0 млн лет) позднего плиоцена. В диатомовых туффитах (ст. 12, гл. 1800–1600 м) и туфопесчаниках северного плато и диатомовых глинах и туффитах грабена Буссоль (ст. 32, гл. 3200–2700 м) установлен комплекс диатомей зоны *Actinocyclus oculatus* (2.0–1.0 млн лет) позднего плиоцена–раннего плейстоцена. В туфопесчаниках (ст. 20, гл. 1350–1100 м) северного плато и погруженной части хребта (ст. 26, гл. 3200–2700 м) обнаружены единичные диатомей, характерные преимущественно для осадков плиоцена. В туфопесчаниках (ст. Lv41-1, гл. 850–740 м) южного плато хр. Витязя обнаружены единичные диатомей (*Actinocyclus curvatulus* Janisch, *Pyxidicula inermis* (Jousé) Strelnikova et Nikolaev, *Thalassiosira gravida* Cleve, *Shionodiscus latimarginatus* (Makarova) Alverson, Kang et Theriot, *Sh. oestrupii* (Ostenfeld) Alverson, Kang et Theriot и др.), характерные преимущественно для плиоцен-плейстоценовых осадков [35, 37]. Все выделенные диатомовые комплексы плиоцен-плейстоценового интервала характеризуются преобладанием океанических видов, что указывает на мелководные баттиальные условия.

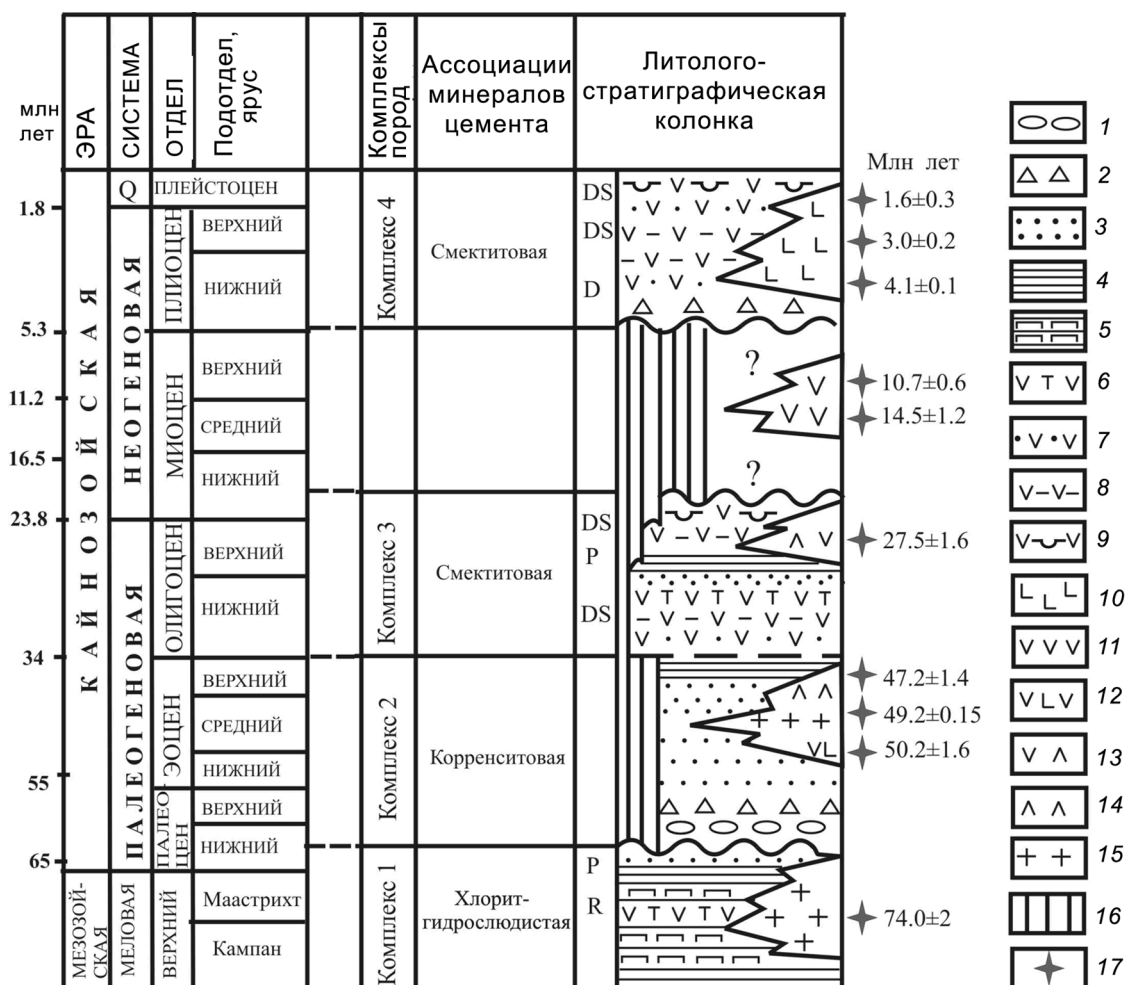


Рис. 2. Схема стратиграфии подводного хр. Витязя (по [13] с дополнениями).

1 – конгломераты, гравелиты, 2 – дресвяники, 3 – песчаники, 4 – алевролиты, алевроаргиллиты, 5 – алевроаргиллиты кремнистые, 6 – туфы, 7 – туффиты, туфопесчаники, 8 – туфоалевролиты, туфоалевроаргиллиты, 9 – туфодиазомиты, 10 – базальты, 11 – андезиты, 12 – андезибазальты, 13 – трахиты, 14 – игнимбриты, 15 – гранит-порфиры, 16 – предполагаемый разрыв, 17 – К-Аг возраст (ИГЕМ РАН). Выделенные микроскопаемые: D – диатомеи, S – силикофлагелляты, R – радилярии, P – споры и пыльца.

Присутствие в нижнеплиоценовых отложениях северного плато переотложенных диатомей позднеолигоцен-раннемиоценового возраста говорит о том, что породы К4 залегают на породах К3 с размывом. Это позволяет выделить в кайнозойской истории развития хр. Витязя два этапа морской седиментации – палеоцен-раннемиоценовый и плиоцен-плейстоценовый. Аналогичную историю развития имеет кайнозойский чехол на о. Симушир (БКГ). На этом острове основание чехла представлено симуширской свитой (верхняя часть нижнего миоцена–нижняя часть среднего миоцена), на которой, со значительным перерывом, залегают раннеплиоценовые отложения [19, 21]. В глубоководных осадках Тихого океана также прослеживается среднемиоценовый перерыв [36]. Двухэтапный характер морской седиментации,

установленный для всего охотоморского региона [24] и БКГ [19, 21], очевидно, отражает единую историю развития кайнозойского чехла в зоне перехода от окраинного Охотского моря к Тихому океану.

Результаты изучения описанных выше комплексов пород и геофизические данные позволяют схематично представить историю развития района хр. Витязя в период поздний мел–плейстоцен. В позднем мелу (кампан)–раннем палеоцене этот район представлял собой морской бассейн седиментации на активной окраине Азиатского материка. Осадконакопление сопровождалось спорадическими вулканическими эксплозиями. В позднем(?) палеоцене произошли следующие события: подъем территории, размыв части верхнемеловых и нижнепалеоценовых толщ и образование мелководного морского бассей-

на, который отделялся от Тихого океана цепью вулканических островов. В позднем олигоцене в районе северного плато, вероятно, происходил размыв кайнозойских отложений и фундамента. Мелководные условия седиментации в районе хр. Витязя существовали до среднего миоцена. Процесс седиментации в районе хр. Витязя прерывался в среднем миоцене самым мощным для всей КОС размывом. К плиоцену, по-видимому, произошло опускание всего исследуемого района.

Хр. Витязя в период палеоцен–средний миоцен являлся областью размыва и источником пирокластического материала, а к плиоцену он стал подводным. В районе БКГ с конца палеогенового–начала неогенового и до середины среднемиоценового времени преобладали нисходящие перемещения земной поверхности. Позднее значительную роль играли и восходящие движения, обусловившие, вместе с вулканическими процессами, возникновение Большекурильского поднятия [21]. Таким образом, в кайнозое внешняя и внутренняя дуги характеризовались разнонаправленным тектоническим развитием.

#### ВЫВОДЫ

1. На подводном хр. Витязя выделено четыре литолого-стратиграфических комплекса осадочных и вулканогенно-осадочных пород: К1 – поздний мел-ранний палеоцен, входящий в состав фундамента, и К2 – палеоцен–эоцен?, К3 – олигоцен–ранний миоцен, К4 – плиоцен–плейстоцен, слагающие кайнозойский осадочный чехол.

2. Состав обломочных зерен осадочных пород К1 указывает на то, что источниками сноса для них служили породы коры континентального типа. Это позволяет предполагать, что блоки осадочных пород фундамента хр. Витязя являются реликтами бассейнов седиментации, которые существовали в период поздний мел (кампан)–ранний палеоцен на восточной окраине Азиатского континента.

3. Установлен различный вещественный состав верхнемеловых осадочных пород фундамента хр. Витязя (“сиалический”) и МКГ (“мафический”), что проблематично для ранее сложившихся представлений на историю развития внешней дуги КОС.

4. Цемент пород хр. Витязя представлен смектитом, корренситовой и хлорит-гидрослюдистой группами аутигенных минералов. Состав минералов цемента кайнозойских пород отражает две ступени эпигенеза: смектитовую в породах олигоцен–плейстоценового возраста и корренситовую в палеоцен-эоценовых отложениях, что, вероятно, точнее позволит датировать “немые” осадочные толщи кайнозойского чехла Охотского и Японского морей.

Работа выполнена при финансовой поддержке ДВО РАН (проекты № 09-I-П17-08, № 09-III-A-07-337, № 09-II-CO-08-001, № 5) и Федеральной целевой программы “Мировой океан”.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Безверхний В.Л., Горюва М.Т., Маркевич В.С., Набулин А.А. Морские палеогеновые отложения северного склона Курильской глубоководной котловины, Охотское море // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11, № 6. С. 70–82.
2. Братцева Г.М. Палинологические исследования верхнего мела и палеогена Дальнего Востока // Труды Геолог. ин-та АН СССР. 1969. Вып. 207. 57 с.
3. Васильев Б.И., Жильцов Э.Г., Суворов А.А. Геологическое строение юго-западной части Курильской системы дуга-желоб. М.: Наука, 1979. 106 с.
4. Васильев Б.И., Сигова К.И., Обжиров А.И., Югов И.В. Геология и нефтегазоносность окраинных морей северо-запада Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2001. 309 с.
5. Гаврилов В.К., Соловьева Н.А. Верхнемеловая вулканогенно-осадочная формация Малых Курил. Новосибирск: Наука, 1973. 152 с.
6. Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е., Челебаева А.И. и др. Нижний палеоцен западной Камчатки (стратиграфия, палеогеография, геологические события). М.: ГЕОС, 1997. 367 с.
7. Гладенков Ю.Б., Сальников Б.А., Баранов К.Б. и др. Эко-системы кайнозоя Охотоморского региона. Опорный разрез палеогена и неогена Северного Сахалина (п-ов Шмидта): стратиграфия, палеогеография и геологические события. М.: ГЕОС, 1999. 132 с.
8. Заклинская Е.Д. Пыльца покрытосеменных и ее значение для обоснования стратиграфии верхнего мела и палеогена // Труды Геолог. ин-та АН СССР. 1963. Вып. 74. 258 с.
9. Красилов В.А., Блохина Н.И., Маркевич В.С., Серова М.Я. Мел-палеоцен Малой Курильской гряды. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. 140 с.
10. Куликов Н.В., Деревскова Н.А., Мавринский Ю.С. Литология кайнозойских отложений Северо-Охотского осадочного бассейна // Тихоокеан. геология. 1988. № 5. С. 59–65.
11. Кулинич Р.Г., Карп Б.Я., Баранов Б.В. др. О структурно-геологической характеристике “сейсмической брешы” в центральной части Курильской островной дуги // Тихоокеан. геология. 2007, Т. 26, № 1. С. 5–19.
12. Лаверов Н.П., Лаппо С.С., Лобковский Л.И. и др. Центральная-Курильская “брешь”: строение и сейсмический потенциал // Докл. АН. 2006. Т. 408, № 6. С. 818–821.
13. Леликов Е.П., Цой И.Б. Геологическое строение центральной части подводного хребта Витязя (Тихоокеанский склон Курильской островной дуги) // Материалы XVII Междунар. науч. конф. (школы) по морской геологии М.: ГЕОС, 2007. Т. IV С. 218–220.
14. Леликов Е.П., Емельянова Т.А. Баранов Б.В. Магматизм подводного хребта Витязя (Тихоокеанский склон Курильской островной дуги) // Океанология. 2008. Т. 48, № 2. С. 260–270.
15. Леликов Е.П., Цой И.Б., Емельянова Т.А. и др. Геологическое строение подводного хребта Витязя в районе “сейсмической брешы” (тихоокеанский склон Курильской остро-

- вной дуги) // Тихоокеан. геология. 2008. Т. 27, № 2. С. 3–5.
16. Малеев Е.Ф. Вулканогенные обломочные породы. М.: Недра, 1977. 215 с.
  17. Маркевич В.С., Можеровский А.В., Терехов Е.П. Палинологическая характеристика пограничных (маастрихт–даний) отложений малокурильской свиты о. Шикотан (Малая Курильская гряда) // Стратиграфия. Геол. корреляция. (в печати).
  18. Палечек Т.Н., Терехов Е.П., Можеровский А.В. Кампан-маастрихтские радиолярии малокурильской свиты острова Шикотан // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16, № 6. С. 76–89.
  19. Пискунов Б.Н. Геолого-петрологическая специфика вулканизма островных дуг. М.: Наука, 1987. 237 с.
  20. Пушкарь В.С. Диатомеи палеогеновых отложений Северо-Западной Пацифики // Палинология Востока СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. С. 60–70.
  21. Сергеев К.Ф. Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976. 240 с.
  22. Серова М.Я., Братцева Г.М., Синельникова В.И., Меланхолина Е.Н. Маастрихт–палеоцен Малой Курильской гряды // Сов. геология. 1984. № 4. С. 59–63.
  23. Смирнова О.Л. Новые данные радиоляриевых анализа о возрасте докайнозойского фундамента подводного хребта Витязя (Курило-Камчатская островная дуга) // Палеонтология, палеобиогеография и палеоэкология: Материалы ЛIII сессии Палеонтологического об-ва при РАН (2–6 апреля 2007 г., Санкт-Петербург). СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. С. 115–116.
  24. Терехов Е.П., Цой И.Б., Ващенко Н.Г. и др. Условия осадконакопления и история развития Курильской котловины (Охотское море) в кайнозое // Океанология. 2008. Т. 48, № 4. С. 615–623.
  25. Терехов Е.П., Можеровский А.В. Различный “мафический” и “сиалический” состав пород фундамента Малой Курильской гряды и подводного хребта Витязя – новая проблема в истории развития внешней дуги Курильской островодужной системы: Материалы междунар. конф., посвящ. памяти Виктора Ефимовича Хаина (1–4 февраля 2011 г., Москва). М.: МГУ, 2011. С. 1861–1862.
  26. Точилина С.В. Стратиграфия кайнозоя северо-западной части Тихого океана. М.: Наука, 1985. 134 с.
  27. Цой И.Б., Горовая М.Т., Шастина В.В. Микропалеонтологическая характеристика кайнозойских отложений подводного хр. Терпения (Охотское море). Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 1998. 35 с. Деп. в ВИНТИ №-3814-B98.
  28. Цой И.Б., Шастина В.В. Кайнозойский кремнистый микропланктон из отложений Охотского моря и Курило-Камчатского желоба. Владивосток: Дальнаука, 2005. 181 с.
  29. Цой И.Б., Терехов Е.П., Шастина В.В. и др. О возрасте отложений котиковской серии полуострова Терпения (Восточный Сахалин) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2005. Т. 13, № 6. С. 77–88.
  30. Цой И.Б. Кайнозойский кремнистый микропланктон осадочного чехла Охотского моря (Курильская котловина) и островного склона Курило-Камчатского желоба // Дальневосточные моря России. Кн. 3. Геологические и геофизические исследования / Отв. ред. Р.Г. Кулинич. М.: Наука, 2007. С. 200–222.
  31. Цой И.Б. Силикофлагелляты олигоцена-раннего миоцена подводного хребта Витязя (островной склон Курило-Камчатского желоба) // Альгология. 2011. № 1. С. 111–125.
  32. Bukry D. Synthesis of silicoflagellate stratigraphy for Maastriichtian to Quaternary marine sediment // SEMP Spec. Publ. 1981. N. 32. P. 433–444.
  33. Gladenkov A. Yu., White L.D., Gladenkov Yu.B., Blueford J.R. Cenozoic biostratigraphy of the Pogranichnui Region, Eastern Sakhalin, Russia // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2000. N 158. P. 45–64.
  34. Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic // Science. 1987. V. 235. P. 1156–1167.
  35. Maruyama T., Shiono M. Middle Miocene to Pleistocene Diatom Biostratigraphy of the Northwest Pacific at Sites 1150 and 1151 // Proc. ODP, Sci. Results, Vol. 186. College Station, TX (Ocean Drilling Program), 2003. P. 1–38.
  36. Ujjié H. A Middle Miocene hiatus in the Pacific Region: its stratigraphic and paleoceanographic significance // Palaeogeography, Paleoclimatology, Paleoecology. 1984. N 46. P. 143–164.
  37. Yanagisawa Yu., Akiba F. Refined Neogene diatom biostratigraphy for the northwest Pacific around Japan, with an introduction of code numbers for selected diatom biohorizons // Journ. Geol. Soc. Japan. 1998. V. 104, N 6. P. 395–414.

*Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой*

***E.P. Terekhov, A.V. Mozherovsky, I.B. Tsoy, E.P. Lelikov, N.G. Vaschenkova, M.T. Gorovaya***

### **Late Cretaceous and Cenozoic volcanogenic-sedimentary rocks of the submarine Vityaz Ridge (Island slope of the Kuril-Kamchatka trench) and its evolution**

Volcanogenic-sedimentary rocks of different ages (Late Cretaceous-Early Paleocene, Paleocene-Eocene (?), Oligocene-Early Miocene, and Pliocene-Pleistocene) forming the basement and sedimentary cover of the submarine Vityaz Ridge are described. Different material composition of the Upper Cretaceous sedimentary rocks of the Vityaz Ridge basement (“sialic”) and the Lesser Kuril Range (“mafic”) was determined. Mineral associations of the matrix reflecting smectite and corrensites stages of the Cenozoic rocks epigenesis are distinguished. The Late Cretaceous-Pleistocene geological evolution of the region is offered.

**Key words:** volcanogenic-sedimentary rocks, Late Cretaceous, Cenozoic, authigenic minerals, diatoms, palynoflora, submarine Vityaz Ridge, Kuril-Kamchatka Trench.