

УДК 551.77:561.26:561.258:563.14:581.33(265.54)

СТРАТИГРАФИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КАЙНОЗОЙСКОГО ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ВОЗВЫШЕННОСТИ ЯМАТО ЯПОНСКОГО МОРЯ

© 2020 г. И. Б. Цой¹, *, Н. Г. Ващенко¹, Л. Н. Василенко¹,
М. Т. Горовая¹, Н. К. Вагина¹, Ю. И. Мельниченко¹

¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия

*e-mail: tsoy@poi.dvo.ru

Поступила в редакцию 13.08.2018 г.

После доработки 22.10.2018 г.

Принята к публикации 28.03.2019 г.

Представлено обоснование возраста и условий формирования осадочного чехла подводной возвышенности Ямато, крупнейшей в Японском море. На основе петрографического и микропалеонтологического анализа осадочных пород выделено 6 комплексов разного возраста и генезиса: комплекс 1 (континентальный) туфогенно-осадочных пород, содержащих многочисленные пресноводные диатомеи и палинофлору, доказывающие озерный генезис и раннемиоценовый возраст пород; комплексы 2–6 (морские), возраст которых установлен на основе морских кремнистых микрофоссилий (диатомей, радиолярий, силикофлагеллат) и спорово-пыльцевых комплексов. С конца раннего миоцена преобладало морское осадконакопление, которое происходило в разных условиях — от прибрежно-морских до батинальных, но островные территории, покрытые лесной растительностью, сохранялись ограниченно до плейстоцена включительно. Неравномерное осадконакопление связано с расчлененным рельефом и активной тектоникой, сопровождающейся вулканизмом, в раннем миоцене и плейстоцене. Сходство комплексов пород крупных возвышенностей Ямато и Криштофовича (плато Уллын) по возрасту и генезису свидетельствует об общем направлении развития этих возвышенностей, тесно связанном с формированием Японского моря.

Ключевые слова: осадочный чехол, диатомеи, радиолярии, споры и пыльца, неоген, возвышенность Ямато, Японское море

DOI: 10.31857/S0869592X20020076

ВВЕДЕНИЕ

Возвышенность Ямато привлекает внимание исследователей как структура, представляющая собой фрагмент Азиатского континента, восточная часть которого распалась при образовании Японского моря (Васильев и др., 1975; Основные..., 1978; Берсенев и др., 1987; Ingle, 1992; Geology..., 1996 и др.). Эта самая крупная подводная возвышенность Японского моря расположена в центральной части моря и окружена глубоководными котловинами Японской и Ямато (рис. 1). Геологическое строение возвышенности Ямато является ключевым для понимания происхождения и развития Японского моря. Формирование возвышенности Ямато как отдельной морфотектонической структуры началось предположительно в позднем эоцене—олигоцене, когда тафрогенные движения охватили все пространство Япономорского региона. На возвышенности Ямато преобладали раздвиги, отнесенные к категории глубинных разломов и характеризующиеся длительностью развития (Берсенев и др., 1987; Изосов и др., 2001). По геофизическим данным на сложном ге-

терогенном фундаменте, выходящем на поверхность на разных глубинах и включающем консолидированные породы докайнозойского возраста и кайнозойские вулканы, залегает слоистая осадочная неогеновая толща, мощность которой колеблется от 0–20 м на участках выхода фундамента в пределах хребтов до более 1000 м в трогее Кита-Ямато. Осадочная толща хребта Северное Ямато подразделяется на пять сейсмокомплексов, разделенных четырьмя поверхностями несогласия. Нижние комплексы деформированы, местами в их кровле отмечаются размывы (Карп и др., 1987; Бараш и др., 2003).

Расчлененный рельеф возвышенности Ямато, осложненный многочисленными вулканическими постройками, и прерывистый характер осадочного чехла затрудняли его опробование и изучение. Первое сообщение о неогеновых отложениях возвышенности Ямато, опробованных поршневыми колонками, принадлежит Я. Хасегаве (Hasegawa, 1970). На основе диатомовых комплексов он обосновал среднемиоценовый и плиоценовый возраст осадков. Драгирование склонов возвы-

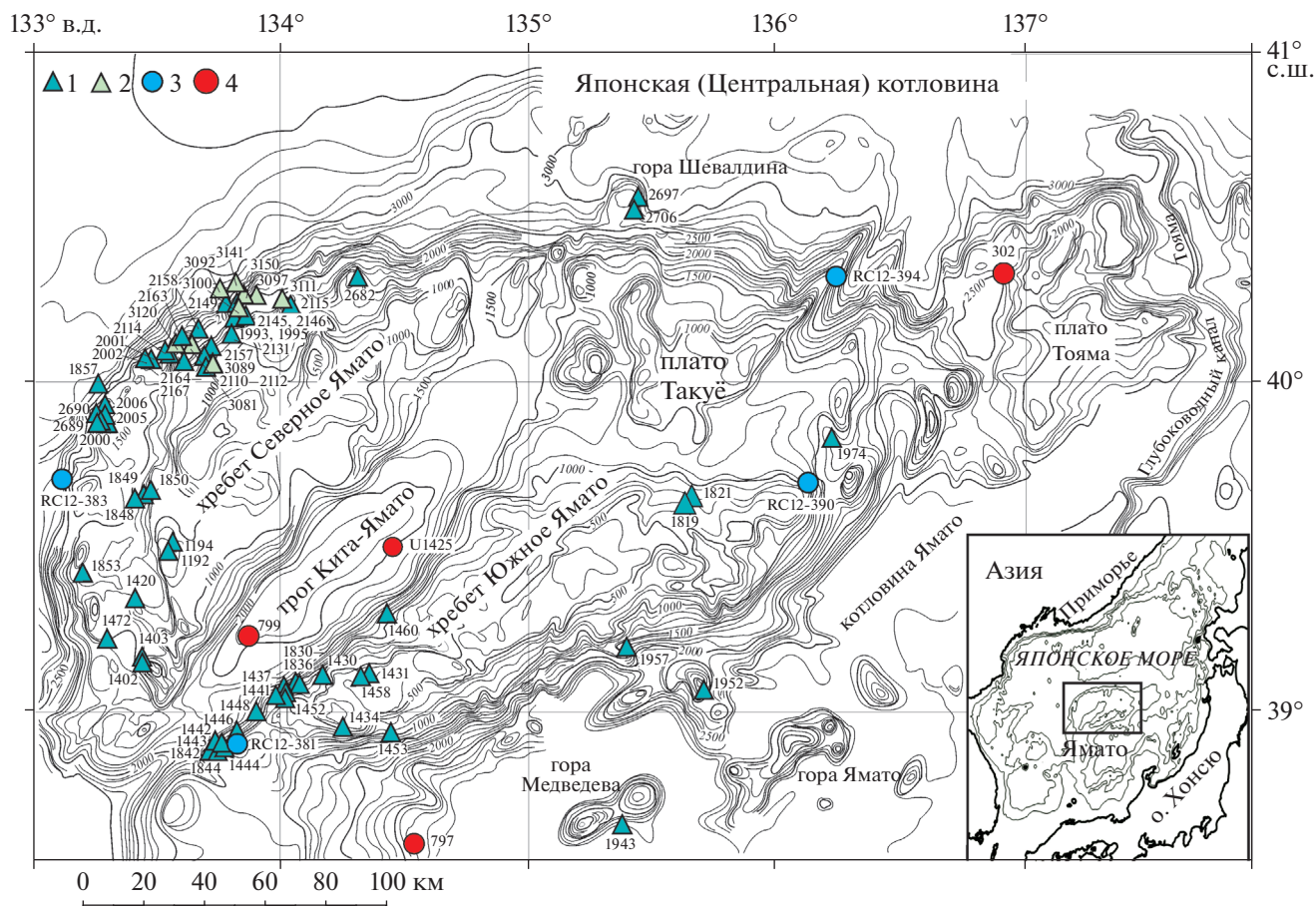


Рис. 1. Рельеф возвышенности Ямато Японского моря и местоположение изученных станций и станций, упоминаемых в настоящей работе.

1, 2 – станции драгирования: 1 – оригинальные материалы, 2 – по литературным источникам (Бараш, 1986; Бараш и др., 1987, 2003); 3 – поршневые колонки (Koizumi, 1979); 4 – скважины глубоководного бурения: 302 (Ingle et al., 1975); 797 (Tamaki et al., 1990), 799 (Ingle et al., 1990); U1425 (Tada et al., 2015). Рельеф возвышенности по (Мельниченко, 2007; Мельниченко и др., 2017).

шенности позволило получить представительный каменный материал, в результате изучения которого были выделены 5 комплексов пород (Васильев, Маркевич, 1973; Васильев и др., 1975). Из них только последний пятый комплекс отличался отсутствием следов метаморфизма и низкой степенью литификации. В породах этого комплекса были обнаружены раковины плиоценовых моллюсков и многочисленные микроископаемые – радиоларии, фораминиферы, диатомеи и силикофлагеллаты, из которых были изучены только диатомеи и силикофлагеллаты, но представлены они видами широкого возрастного диапазона. Первое обобщение по стратиграфии возвышенности Ямато с использованием зональной био-стратиграфической шкалы было сделано по диатомовым водорослям из осадков, опробованных поршневыми трубками, драгами и глубоководной скважиной DSDP 302 (Koizumi, 1978, 1979). Интерес к возвышенности Ямато вырос после на-

ходки на ее северо-восточном склоне, плато Такуё, толщи осадков с пресноводными диатомеями предположительно позднемиоценового возраста (Burckle, Akiba, 1978). Происхождение толщи связали с изоляцией Японского моря во время значительного глобального падения уровня моря в позднем миоцене и с распреснением бассейна. Находки близких по таксономическому составу пресноводных диатомей в туфогенно-осадочных породах хр. Южное Ямато, встречающихся с вулканитами олигоцен-раннемиоценового возраста, позволили предположить более древний возраст этих пород – конец позднего олигоцена – ранний миоцен (Цой и др., 1985). Детальное изучение пресноводных диатомей, как обнаруженных ранее, так и из новых местонахождений (Koizumi, 1988; Цой, Шастина, 1999; Usoltseva, Tsoy, 2010; Tsoy, 2017), ограничило возраст вмещающих отложений ранним миоценом.

Отдельные описания морских миоценовых комплексов диатомей и радиолярий приведены из отложений хребтов Северное и Южное Ямато (Цой, Шастина, 1999), в том числе и из фосфоритоносных отложений (Бараш, 1986; Липкина, Цой, 1999) и диатомово-глинистых пород, вмещающих баритовые конкреции (Липкина, Цой, 1980). На северо-западном склоне хр. Северное Ямато на основе комплексных микропалеонтологических исследований установлены отложения среднего миоцена—раннего плиоцена, накопившиеся в разнофациальных условиях (Бараш и др., 2003). В троге Кита-Ямато, расположенном между хребтами Северное и Южное Ямато, скважиной ODP 799 на глубине 2073 м было пробурено 1084 м нижнемиоцен-голоценовых осадков (Ingle et al., 1990). Микрофоссилии распространены только в верхней части разреза позднемiocен-плейстоценового возраста. Ниже микроископаемые встречены в ограниченном количестве из-за диагенетических изменений как биогенного кальцита, так и кремнезема. Раннемиоценовый возраст самой нижней части разреза определен на основе единично встреченных видов карбонатного наннопланктона и радиолярий (Ling, 1992a). Скважина IODP U1425, пробуренная в 60 км юго-западнее скв. ODP 799, прошла только верхнемиоцен-плейстоценовую часть осадочной толщи (Tada et al., 2015).

Осадочный чехол возвышенности Ямато был интенсивно опробован в 8 научных экспедициях Тихоокеанского океанологического института Дальневосточного отделения РАН (ТОИ ДВО РАН) в 70-е и 80-е годы прошлого века драгированием крутых склонов и обрывов возвышенности (Geology..., 1996), но изучение материала проводилось эпизодически для разных целей, в основном для изучения пород геологического фундамента.

Основной целью настоящей работы является установление возраста и условий формирования осадочного чехла возвышенности Ямато на основе комплексного петрографического и микропалеонтологического (кремнистые микроводоросли, радиолярии, палинофлора) исследования осадочных пород. Для этой цели были изучены образцы из коллекции пород ТОИ ДВО РАН. Анализ и обобщение полученных данных могут существенно дополнить предыдущие исследования и дать более полное представление о строении и условиях формирования осадочного чехла возвышенности.

ГЕОМОРФОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Возвышенность Ямато выделяется в центральной части Японского моря как обширное мелководье, окруженное глубоководными котловинами — Японской и Ямато. Глубины ее отдельных вершин (244, 283, 285, 287, 383 м) едва превышают

глубины континентально-островной отмели моря (Васильев и др., 1975; Мельниченко, 2007 и др.). Она представляет овальный в плане свод морского дна северо-восточного простирания (азимут 50°) протяженностью 350 км при максимальной ширине до 220 км с превышением над равнинами обрамляющих ее глубоководных котловин до 3 км (рис. 1). Относительно поверхности акустического фундамента котловин, представленного деформированным комплексом пород земной коры, ее высота достигает 5 км (Сигова, 1990; Карп и др., 2007). Северо-восточным продолжением возвышенности может рассматриваться плато Тояма, отделенное депрессией дна с относительной глубиной 2500 м. Его восточная часть ограничена узким и протяженным (750 км) одноименным глубоководным каналом (Nakajima et al., 1998). Основными орографическими элементами возвышенности являются хребты Северное Ямато (банка Кита-Ямато)¹ и Южное Ямато (банка Ямато), разделенные грабенообразным трогом Кита-Ямато. Эти формы возвышенности имеют общее северо-восточное простирание. На северо-восточном склоне южного хребта на глубинах 900—1000 м выделяется плато Такуё размером примерно 20 × 20 км. От основной части хребта плато отделяется линейной депрессией дна относительной глубиной около 100 м. Примечательно, что плато Такуё вместе с плато Тояма составляют морфологическую общность структурного блока широтного простирания, деформированного позднейшими тектоническими движениями.

Вершинная поверхность хребта Северное Ямато протяженностью около 250 км и относительной высотой примерно 2600 м представляет в основном расчлененное плато. Здесь выделяются участки выровненного рельефа, останцовые холмы высотой 100—300 м, невысокие одиночные горы, впадины разных конфигураций и размеров, мелкие рытвины в виде тальвегов и широкие подводные долины, часто обрамляющие подножия холмов, характерны линейные уступы и резкие перегибы поверхности разных направлений.

Вдоль западного и северного склонов хребта Южное Ямато на глубине 1000—1500 и 1500—2000 м протягиваются широкие наклонные террасы. Верхняя бровка склона на глубинах 244—500 м осложнена одиночными горными конусами в основном с выровненными вершинами. Горные склоны переходят в крутые (27°—30°) склоны возвышенности с глубоко врезанными в них межгорными долинами (Васильев и др., 1975; Игнатов и др., 1990; Карп и др., 2007; Мельниченко, 2007; Карнаух, 2010). Вершинная поверхность хребта Южное Ямато протяженностью около 200 км так-

¹ В скобках даны названия, принятые ИНО-ЮС (GEBSCO Gazetteer of Undersea Feature names: http://www.gebco.net/data_and_products/undersea_feature_names).

же представляет плато относительной высотой до 2000 м, морфологически идентичное поверхности Северное Ямато. Крутые (15° – 20°) южные склоны хребта также осложнены линейными уступами, перегибами поверхности разных направлений, долинами и ложбинами. Резко расчлененный рельеф обоих хребтов, как и разделяющий их трог Кита-Ямато, свидетельствуют о значительном вкладе тектонических движений в формирование возвышенности Ямато (Мельниченко, 2007).

Глубинное строение возвышенности Ямато сходно с континентальными структурами. По геофизическим данным фундамент выходит на поверхность на разных глубинах, что подтверждается драгированием. На сложном гетерогенном фундаменте, включающем консолидированные породы докайнозойского возраста и кайнозойские вулканы (Васильев и др., 1975; Карп и др., 1987; Берсенев и др., 1987; Леликов, Пугачев, 2016 и др.), залегает слоистая осадочная кайнозойская толща. Мощность толщи колеблется от 0–20 м на участках выхода фундамента и до 1000 м в межгорной котловине (Антипов, 1987; Tamaki, 1988; Сигова, 1990; Бараш и др., 2003; Карп и др., 2007).

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА

Геологический материал с возвышенности Ямато получен драгированием, выполненным на 69 станциях в 24, 28, 33, 34 и 37 рейсах НИС “Первенец” (1975–1981 гг.), 35 (1986 г.) рейсе НИС “Дмитрий Менделеев” и 30/31 (1990 г.) рейсе НИС “Профессор Богоров” (табл. 1; рис. 1).

Вещественный состав пород изучался на основе петрографического анализа шлифов под поляризационными микроскопами Полам Р-111 и Amplival. Возраст и условия формирования осадочного чехла устанавливались по микропалеонтологическим данным — диатомовым водорослям, силикофлагеллатам, радиоляриям и спорово-пыльцевым комплексам. Выделение диатомей и спорово-пыльцевых комплексов из осадочных пород проведено по стандартным химико-техническим методикам с использованием тяжелой калиево-кадмиевой жидкости (Диатомовые..., 1974; Рудая, 2010), выделение и изучение радиолярий — согласно методике С.В. Точиной (1985).

Для определения возраста осадков по морским диатомеям использовалась зональная диатомовая шкала Ю. Янагизавы и Ф. Акибы (Yanagisawa, Akiba, 1998) с уточненными возрастными зонами (Tada et al., 2015); по силикофлагеллатам — зоны Х. Кобаяши (Kobayashi, 1988) и Х. Линга (Ling, 1992b), модифицированные на основе корреляции с диатомовыми зонами (Цой, 2011); по радиоляриям — зональные подразделения, выделенные в работах (Motoyama, Sawada, 2014; Kami-

kuri et al., 2017). Возрастные датировки зон *Pentaktinosphaera hokurikuensis* и *Dendrospyrus* (?) *sakaii* приведены по данным (Motoyama et al., 2010; Tada et al., 2015). Восстановление палеоусловий осадконакопления проводилось на основе интерпретации экологической структуры микропалеонтологических комплексов.

Информация об изученных образцах, включающая местоположение станций драгирования, глубины опробования, тип пород, минералогический состав обломочного (пирокластического и терригенного) материала пород и комплексы микроископаемых, приведена в базе данных “Литологический состав и возраст пород кайнозойского осадочного чехла поднятия Ямато Японского моря” на сайте ТОИ ДВО РАН <https://www.poi.dvo.ru/databases/yamato-2018>

ХРЕБЕТ СЕВЕРНОЕ ЯМАТО

В составе фундамента возвышенности Ямато установлены позднепротерозойские метаморфические породы, палеозойские терригенные толщи, меловые песчаники и позднепалеозойские гранитоиды (Леликов, Пугачев, 2016). Осадочная толща заполняет понижения фундамента и характеризуется разнообразным литологическим составом. Неогеновые отложения подняты на 33 станциях (табл. 1) с глубин от 2400 до 900 м. На основе микропалеонтологического и петрографического изучения выделено шесть разновозрастных комплексов пород разного генезиса.

Ранний миоцен

К раннему миоцену отнесены два комплекса пород разного генезиса: комплекс 1 континентальный, пресноводный и комплекс 2 морской (рис. 2).

Комплекс 1 (континентальный) установлен на западном склоне хр. Северное Ямато и сложен туфодиатомитами и туфоаргиллитами (станция 2690, гл. 1400–1200 м; ст. 1472, гл. 1230–1150 м). Туфодиатомиты и туфоаргиллиты тонкозернистые, содержат значительную примесь вулканического пепла, что свидетельствует о синхронных вулканических извержениях в этом районе.

В породах комплекса 1 установлены пресноводные диатомовые комплексы, которые характеризуются доминированием древних представителей рода *Aulacoseira Thwaites* (*A. praegratulata* (Jousé) Simonsen с разновидностями и формами, *A. canadensis* (Hustedt) Simonsen, *A. hibschii* (Reinchant) Houk и др.), распространенных в отложениях раннего и среднего миоцена Японских островов и Приморья (Tsoy, 2017). Присутствие в комплексах представителей *Aulacoseira* с эллиптической формой створки (*A. iwakiensis* Tanaka et Nagumo, *A. ovata* Usoltseva et Tsoy, *A. elliptica* Tsoy emend.

Таблица 1. Каталог изученных образцов кайнозойского осадочного чехла возвышенности Ямато

Номер станции	Широта	Долгота	Глубины, м	Номер образца	Тип породы	Диатомеи, зоны, возраст	Радиолярии, зоны, возраст	Палинофлора, возраст
24 рейс НИС "Первенец" (26.09–05.11.1975 г., нач. экспедиции И.И. Берснев)								
1192	39°28.6'	133°30.6'	670–650	1192-е*	Алевриты	Единичны		
1194	39°30.1'	133°31.1'	800–700	1194*	Песчаник	Не обнаружены		
28 рейс НИС "Первенец" (30.03–04.06.1977 г., нач. экспедиции И.И. Берснев)								
1402	39°08.5'	133°25.2'	1100–1000	1402*	Туф тонкозернистый	Не обнаружены	Не обнаружены	Не обнаружены
				1402-1*	Туф тонкозернистый	Не обнаружены	Не обнаружены	Не обнаружены
				1402-2*	Туффит глинистый	Единичны, Neodenticula seminae, 0.31–0.0 млн лет	Не обнаружены	
1403	39°09.0'	133°25.3'	1100–1000	1403*	Туфоаргиллит	Не обнаружены		
				1403-1*	Туффит глинистый	Не обнаружены		Единичны, N
1420	39°20.5'	133°23.3'	1300–1200	1420*	Диатомит	Denticulopsis dimorpha, 9.7–9.3 млн лет ¹	Lychnosanoma magnasognata, N1-2–N1-3	N1-2–N1-3 ⁴
				1420г*	Туфодиатомит	Neodenticula seminae, 0.31–0.0 млн лет		
				1420-2*	Туфодиатомит	Denticulopsis dimorpha, 9.7–9.3 млн лет	Lychnosanoma magnasognata, N1-2–N1-3	
				1420-3*	Туффит пелитовый	Единичны		
				1420-4*	Конкреции барита			
1430	39°05.8'	134°10.6'	440–400	1430*	Туфопесчаник с гравием	Не обнаружены		
1431	39°05.4'	134°21.9'	450–420	1431-4*	Туфопесчаник с гравием			
1434	38°56.6'	134°20.7'	320–280	1434*	Туф	N1-1 (пресноводный комплекс) ²		
				1434-1*	Пелловый туф	N1-1 (пресноводный комплекс) ¹		N1-1 ⁴
				1434-2*	Туфопесчаник	N1-1 (пресноводный комплекс) ¹		
1437	39°03.0'	133°58.5'	1050–950	1437	Туфопесчаник	Единичны		N1-3 ⁴
1438	39°03.2'	133°58.7'	1200–1150	1438	Алеврит	Единичны, N2-2?		
1439	39°03.5'	133°59.6'	1150–1100	1439*	Туфы	единичны		
				1439-1	Песчаник			

Таблица 1. Продолжение

Номер станции	Широта	Долгота	Глубины, м	Номер образца	Тип породы	Диатомей, зоны, возраст	Радиолярии, зоны, возраст	Палинофлора, возраст
1440	39°03.3'	133°59.0'	1260–1200	1440*	Глина диатомовая	<i>Denticulopsis praedimorpha</i> , 12.7–11.5 млн лет	<i>Eucyrtidium inflatum</i> , N1-2	N1-2 ⁴
1441	39°03.0'	133°59.0'	1300–1200	1441-4 1441-5*	Туфопесчаник Фосфорит			
1442	38°53.7'	133°42.6'	1200–1100	1442-1*	Туф крупнозернистый	Не обнаружены		N1-1 ⁴
1443	38°53.2'	133°42.6'	1400–1300	1443*	Туфопесчаник	N1-1 (пресноводный комплекс) ²		Единичны
				1443-1*	Туфоалевролит	<i>Neodenticula seminae</i> , 0.31–0.0 млн лет		Не обнаружены
				1443-2*	Туф пелловый	N1-1 (пресноводный комплекс) ¹	Не обнаружены	N1-1 ⁴
				1443-3*	Туфоалевролит	N1-1 (пресноводный комплекс) ²		Редко
1444	38°53.0'	133°42.5'	1550–1450	1444*	Туфопесчаник	N1-1 (пресноводный комплекс) ¹	Не обнаружены	Не обнаружены
				1444-1*	Смешанная порода	N1-1 (пресноводный комплекс) ²		
				1444-2*	Туфопесчаник гравелистый	не обнаружены		
				1444-4*	Туффит диатомовый	N1-1 (пресноводный комплекс) ¹		
				1444-5*	Туфодиатомит	N1-1 (пресноводный комплекс) ²	Не обнаружены	N1-1 ⁴
1446	38°56.3'	133°48.2'	1260–1200	1446*	Туфодиатомит	N1-1 (пресноводный комплекс) ¹		N1-1 ⁴
				1446-1*	Туфоаргиллит	N1-1 (пресноводный комплекс) ²		
				1446-3*	Туфопесчаник м/з	N1-1 (пресноводный комплекс) ²		Редко
1448	38°59.8'	133°52.7'	1050–1000	1448*	Туфодиатомит	N1-1 (пресноводный комплекс) ²	Не обнаружены	N1-1 ⁴
				1448-1*	Туфодиатомит	N1-1 (пресноводный комплекс) ²	Не обнаружены	Единичны

Таблица 1. Продолжение

Номер станции	Широта	Долгота	Глубины, м	Номер образца	Тип породы	Диатомеи, зоны, возраст	Радиолярии, зоны, возраст	Палинофлора, возраст
1452	39°04.5'	134°01.5'	1230–1150	1448-2* 1452*	Туф с диатомеями Алевропесчаник	Н1-1 (пресноводный комплекс) ² Единичны (пресноводные Н1-1)	Не обнаружены	Н1-1 ⁴ Единичны, N
				1452-1* 1452-4а	Конгломераты Алевроаргиллит	Единичны, N Н1-1 (пресноводный комплекс) ²		Единичны, N
				1452-4д 1452-5*	Туфодиатомит Алевроаргиллит	НЕ обнаружены		
				1452-6*	Песчаник	Единичны (пресноводные Н1-1)	Не обнаружены	
1453	38°53.5'	134°23.0'	1400–1200	1453*	Туф	<i>Proboscia curvirostris</i> , 1.1–0.31 млн лет		
1458	39°04.8'	134°19.6'	390–370	1458	Туф	не обнаружены		
1460	39°17.9'	134°25.8'	1160–1100	1460*	Ил диатомовый	<i>Neodenticula seminae</i> , 0.31–0.0 млн лет	Единичны, Q	
1472	39°13.1'	133°16.8'	1340–1200	1472*	Туфодиатомит	Н1-1 (пресноводный омплекс) ²		
				1472-1*	Туф пемзовый	<i>Neodenticula seminae</i> , 0.31–0.0 млн лет		
33 рейс НИС "Первенец" (13.07–02.11.1979 г., нач. экспедиции И.К. Пушин)								
1819	39°38.0'	135°38.8'	1050–950	1819-1*	Песчаник	Единичны, Q?	Hexacantium parviakitaense, N2-2	
1821	39°39.0'	135°39.9'	1050–950	1821-2*	Песчаник	Единичны, <i>Proboscia curvirostris</i> , 1.1–0.31 млн лет	Hexacantium parviakitaense, N2-2	
1830	39°04.5'	134°01.5'	1470–1400	1830-1, 2*	Песчаники	Не обнаружены		Единичны, N?
1832	39°04.6'	134°02.0'	1400–1300	1832-4*	Алевропесчаник			
				1832-5*	Туфоалевролит	Единичны, N?		
1833	39°04.3'	134°01.3'	1300–1200	1833-2*	Алевролит	Не обнаружены		
				1833-3*	Песчаник			
				1833-5*	Конгломерат			

Таблица 1. Продолжение

Номер станции	Широта	Долгота	Глубины, м	Номер образца	Тип породы	Диатомеи, зоны, возраст	Радиолярии, зоны, возраст	Палинофлора, возраст	
1834	39°03.9'	134°01.1'	1200–1150	1834-3*	Песчаник				
				1834-6*	Алевропеллит				
1835	39°03.7'	134°01.1'	1150–1100	1835-2*	Туфопесчаник				
				1835-3	Туфопесчаник	Не обнаружены			
				1835-4*	Туфоалевролит				
1836	39°03.6'	134°01.2'	1100–1000	1836-1*	Туффилы				
				1836-2	Гравелиты				
				1836-3*	Алевропесчаники	Не обнаружены			
1842	38°53.0'	133°41.9'	1350–1250	1842-1*	Туфопесчаник	Не обнаружены		Единичны	
				1842-2*	Туф	Единичны, Neodenticula seminae, 0.31–0.0 млн лет?			
				1842-5	Конгломерат				
1844	38°53.0'	133°40.5'	1500–1400	1844*	Туф пелловый	Не обнаружены			
				1844-4*	Туфоалевролит	Единичны, N		N1-1 ⁴	
1848	39°39.0'	133°25.9'	1100–1000	1848-1*	Туффит с глауконитом		Единичны		
1849	39°38.3'	133°25.0'	1350–1250	1849-7*	Туффит с глауконитом				
1850	39°38.1'	133°24.0'	1250–1150	1850-6*	Туффит с глауконитом		Единичны		
1853	39°24.8'	133°10.3'	1380–1280	1853-5*	Песчаник	Не обнаружены		Не обнаружены	
				1853-6*	Туфоглины	Neodenticula seminae, 0.31–0.0 млн лет		Редко, N?	
				1853-6а*	Песчаник мелкозернистый	Единичны			
1857	39°59.5'	133°15.0'	1420–1350	1857-3*	Туф пелловый	НЕ обнаружены			
34 рейс НИС "Первенец" (19.04–29.07.1980 г., нач. экспедиции И.И. Берснев)									
1952	39°02.5'	135°37.5'	1550–1750	1952-2*	Алевролит	Единичны, N1?	Ахоргиум		
							ascuilonium, N1-3		
1957	39°09.9'	135°16.0'	2000–1700	1957-3*	Песчаник				
1974	39°50.0'	136°12.6'	1500–1350	1974-2*	ТУФ глинизированный				
1993	40°12.4'	133°52.4'	1620–1570	1993	Туф пелловый	Не обнаружены.			
1995	40°10.7'	133°45.3'	1740–1600	1995	Туфоаргиллит				
2000	39°54.5'	133°17.5'	1580–1500	2000-3, 4*	Глина туфогенная	Не обнаружены			

Таблица 1. Продолжение

Номер станции	Ширина	Долгота	Глубины, м	Номер образца	Тип породы	Диатомеи, зоны, возраст	Радиолярии, зоны, возраст	Палинофлора, возраст
2001	40°04.2'	133°28.4'	1900–1850	2001-1, 2, 3*	Диатомовая глина	N1-2-N1-3?	Luchnospongia magnasornita N1-2-N1-3 ³	
2002	40°03.2'	133°26.0'	1900–1800	2002-4*	Туфоалевролит			
2005	39°50.4'	133°17.4'	1600–1500	2005-6*	Туф пепловый	Единичны		
				2005-8*	Туффит	Не обнаружены		
				2005-10*	Глина с пемзой			
				2005-11*	Туфоалевролит			
2006	39°54.5'	133°16.1'	1850–1700	2006-3*	Туфоконгломерат	Neodenticula seminiae, 0.31–0.0 млн лет?		
37 рейс НИС "Первенец" (10.05–04.08.1981 г., нач. экспедиции И.И. Берсенева, Е.П. Леликов)								
2110	40°03.8'	133°43.5'	900	2110-1	Алевролит	Не обнаружены		
2111	40°04.0'	133°42.2'	980–900	2111-4	Алевролит	Не обнаружены		
2112	40°03.8'	133°41.9'	1000–900	2112-7	Алевролит	Не обнаружены		
2114	40°05.1'	133°34.7'	1900–1800	2114-1	Алевролит	Не обнаружены		
2115	40°12.3'	134°00.9'	700–690	2115-1	Туфы			
2131	40°07.6'	133°48.3'	1070–1040	2131-3*	Туфоалевролит			
2145	40°13.4'	133°49.9'	1900–1700	2145-1	Алевролит	Не обнаружены		
2146	40°11.9'	133°49.8'	1400–1300	2146-5	Брекчия туфов			
2149	40°13.5'	133°49.8'	1900–1800	2149-2*	Песчаник	Не обнаружены	Pentactinosphaera hokuri-kuensis, N1-1 ³	
2157	40°06.4'	133°43.7'	2250–2100	2157	Туфоалевролит	Proboscia curvirostris, 1.1–0.31 млн лет	Amphimelissa setosa, Q	
2158	40°07.0'	133°35.6'	1750–1700	2158-1	Диатомит	Nitzschia rolandii, 6.57–5.56 млн лет		
2163	40°07.7'	133°35.4'	1900–1800	2163-3	Туфопесчаник	Не обнаружены		
				2163-4, 5	Туфоалевролит	Не обнаружены		
				2163-6	Туфодиатомит	Nitzschia rolandii, 6.57–5.56 млн лет		

Таблица 1. Окончание

Номер станции	Широта	Долгота	Глубины, м	Номер образца	Тип породы	Диатомеи, зоны, возраст	Радиолярии, зоны, возраст	Палинофлора, возраст
2164	40°03.5'	133°34.9'	1550–1400	2164-1	Алевролит фосфатизированный	<i>Stacidenticula kapaуае</i> , 17.0–16.4 млн лет	<i>Denticulopsis sakaii</i> , N1-1–N1-2	
2166	40°03.9'	133°34.8'	1650–1500	2164-2	Туффит	<i>Nitzschia rolandii</i> , 6.57–5.56 млн лет	Единичны, N1-3–N2-1?	
2167	40°04.0'	133°35.0'	1600–1500	2166-1	Алевролит			
				2167-1	Алевролит			
30/31 рейс НИС “Профессор Богоров” (август–ноябрь 1990 г., нач. экспедиции Е. П. Леликов)								
2682	40°18.9'	134°16.2'	1500	2682-1-10	Песок	Не обнаружены		Единичны, N?
				2682-3-1*	Туфогесчаник	Не обнаружены		Не обнаружены
				2682-3-4*	Туф	Не обнаружены		
				2682-3-7*	Туфоконгломерат	Единичны, N1-3–N2?		Единичны
2689	39°50.7'	134°16.8'	1650–1500	2689-2а	Железо-марганцевая корка	Не обнаружены		
2690	39°52.7'	133°16.9'	1400–1200	2690	Туфодиатомит	N1-1 (пресноводный комплекс) ²		N1-1
				2690-1*	Туфоаргиллит	N1-1 (пресноводный комплекс)		N1-1
				2690-2*	Туфодиатомит	Единичны, <i>Neodenticula seminae</i> , 0.31–0.0 млн лет?	Единичны	Единичны
2697	40°32.5'	135°23.2'	2100–1800	2697*	Туффит	Не обнаружены		Единичны
2706	40°31.0'	135°22.3'	2200–2000	2706-3*	Туффит	Единичны		Не обнаружены
35 рейс НИС “Дмитрий Менделеев” (04.07–27.07.1986 г., нач. экспедиции Г. Л. Кашинцев)								
3111	40°14.9'	133°58.9'	1650–1500	3111-1	Диатомит	<i>Denticulopsis praedimorpha</i> , 12.7–11.5 млн лет		

Примечание. N – неоген, N1-1 – ранний миоцен, N1-2 – средний миоцен, N1-3 – поздний миоцен, N2-2 – поздний плиоцен, Q – плейстоцен–голоцен; * – образцы, изученные в шлифах для петрографического анализа. Полный состав комплексов микроископаемых приведен в: ¹ – Цой, Шастина, 1999; ² – Tsoy, 2017; ³ – Василенко, 2016; ⁴ – Горвая, Ващенко, 2019; ⁵ – Липкина, Цой, 1999.

Usoltseva et Tsoy, *A. hachiyaensis* Tanaka), распространенных преимущественно в интервале 23.4–19.8 млн лет (Цой, Усольцева, 2016; Цой и др., 2017), позволяет предположить, что вмещающие их отложения формировались в первой половине раннего миоцена. Преобладание в комплексах планктонных видов (85.5–88.4%) указывает на развитие диатомовой флоры в обширном озерном бассейне с хорошо развитой пелагиалью (Цой, Усольцева, 2016; Цой и др., 2017; Tsoy, 2017).

Спорово-пыльцевой комплекс (СПК), выделенный из туфоаргиллитов, отличается большим количеством и разнообразием пыльцы с доминированием темнохвойных (25.82%, в основном *Picea sect. Euripicea* – 13.87%) и широколиственных пород (34.30%). Среди последних преобладают *Ulmus* (19.41%) и сем. *Juglandaceae* (11.94%, в том числе *Juglans* – 5.39%, *Carya* – 3.85%, *Pterocarya* – 2.7%). Единично или в небольших количествах встречается пыльца *Carpinus*, *Corylus*, *Tilia*, *Castanea*, *Fagus*, *Morus*, *Fraxinus*, *Liquidambar*, *Phellodendron*, *Aralia*, *Diervilla*. Субдоминант – пыльца мелколиственных пород (12.52%, преимущественно *Alnus* – 7.71%).

Разнообразие и состав таксонов свидетельствуют о богатой растительности побережий в изучаемое время. Климат был теплым, что подтверждается присутствием в растительности *Liquidambar*, *Castanea*, *Pterocarya*, *Carya*, *Morus*, *Engelhardtia* и спор тропического папоротника из семейства *Schizaceae*. Относительно высокое содержание в спектре спор, преимущественно семейства *Polypodiaceae* (10.6%), пыльцы трав (7.32%), в том числе водяного ореха *Typha comitantiboreales* Brutman, растущего в пресных стоячих водоемах, указывает на близость суши.

Комплекс 2 (морской) установлен на северном склоне хр. Северное Ямато и представлен песчаниками (ст. 2149, гл. 1900–1800 м) и фосфатизированными алевролитами (ст. 2164, гл. 1550–1400 м), залегающими на вулканических породах предположительно трахиандезитового комплекса.

Песчаник среднезернистый, темно-серый с зеленовато-бурым оттенком, слюдястый, слабоцементированный (во влажном состоянии разламывается руками). Обломочные зерна плохо и среднеокатанные, преобладает кварц, присутствуют (в порядке убывания содержания) калиевый полевой шпат, пелитизированный в разной степени, плагиоклаз, темный биотит, средние стекловатые эффузивы. Редко встречаются гранитоиды, глауконит, пироксен. Цемент глинистый.

В песчанике установлен комплекс радиолярий, в котором доминирует *Pentactinosphaera hokurikuensis* (Nakaseko) (табл. I) – вид-индекс одноименной зоны (Motoyama, Sawada, 2014). Близкий таксономический состав радиолярий характеризует нижнюю часть зоны *Cyrtocapsella tetrapera* конца

раннего миоцена, выделенной в тропе Кита-Ямато (Ling, 1992a). Ранее доминирование зонального вида *P. hokurikuensis* (Nakaseko) установлено в нижне-среднемиоценовых отложениях плато Уллын (Василенко, 2016; Цой и др., 2017); здесь (скв. U1430 IODP) исчезновение этого вида зафиксировано на уровне 15.0 млн лет (Tada et al., 2015). В разрезе подводного каньона Куширо на тихоокеанском склоне о-ва Хоккайдо обсуждаемый вид встречается в интервале 19.0–17.5 млн лет (Motoyama et al., 2010). Учитывая, что верхняя граница зоны *P. hokurikuensis* является основанием вышележащей зоны *Dendrospyris* (?) *sakaii* (Tada et al., 2015), возраст рассматриваемого комплекса может быть принят в интервале 19.0–16.8 млн лет. Корреляция рассматриваемого комплекса с ассоциацией зоны *Pentactinosphaera hokurikuensis* в отложениях Северного Ямато и плато Уллын (Цой и др., 2017) свидетельствует о существовании в раннем миоцене в этом районе морского бассейна нормальной солёности и верхнебатиальных условий осадконакопления.

В фосфатизированном алевролите радиолярии малочисленны и предположительно соответствуют зоне *Dendrospyris* (?) *sakaii* по присутствию вида-индекса. В комплексе преобладают *Spumellaria* (82.5%): *Pentactinosphaera hokurikuensis* group, *Cenosphaera cf. compacta* Haeckel, *Cenosphaera cf. coronata* Haeckel, *Spirotunica polyacantha* (Campbell et Clark) и др. *Nassellaria* представлены видом-индексом и видом *Cyrtocapsa diploconus* Haeckel. Возраст зоны *Dendrospyris* (?) *sakaii* первоначально был ограничен средним миоценом (Гладенков и др., 1999), позднее она была датирована ранним–средним миоценом (Kamikuri et al., 2004), ранним миоценом (Точилина, 2013). По последним данным глубоководного бурения в Японском море возраст зоны *Dendrospyris* (?) *sakaii* установлен в пределах 16.8–14.8 млн лет (Tada et al., 2015).

Диатомеи в этом образце также малочисленны и имеют бедный видовой состав. Присутствие в комплексе видов *Actinocyclus ingens* Rattray, *Cavitatus jouseanus* (Sheshukova) Williams, *Proboscia praeparboi* (Schrader) Jordan et Priddle, *Crucidentricula kanayae* Akiba et Yanagisawa (табл. II) позволяет отнести его к зоне *Crucidentricula kanayae* (17.0–16.4 млн лет) конца раннего миоцена. Все эти виды океанические, включая *Coscinodiscus marginatus* Ehrenberg, также отмеченный в этом комплексе. Разнообразны бентосные виды (например, *Diploneis crabro* (Ehrenberg) Ehrenberg, *Rhaphoneis amphicerus* (Ehrenberg) Ehrenberg, *Plagiogramma staurophorum* (Gregory) Heiberg и др.), нередко встречаются бентосно-планктонные виды *Paralia sulcata* (Ehrenberg) Cleve и *Actinoptychus senarius* (Ehrenberg) Ehrenberg. Предполагается, что такой комплекс мог формироваться в прибрежной зоне моря с узким шельфом. Отмечены в составе этого комплекса пресноводные виды *Aula-*

coseira elliptica, *A. praegrnulata* var. *praegrnulata* f. *praegrnulata* Moisseeva, характерные для вышеописанных раннемиоценовых отложений, которые, вероятно, были размывы и переотложены в процессе погружения возвышенности. Комплексы диатомей зоны *Crucidenticula kanayae* ранее были обнаружены в Японском море только в отложениях континентального склона Южного Приморья, где они отличаются видовым богатством и обилием диатомей и указывают на батимальные условия осадконакопления и теплые поверхностные воды.

Вместе с песчаниками подняты конгломераты и гравелиты (ст. 2145, 2149), которые состоят из гравия и гальки различной степени окатанности и явно местного происхождения, поскольку соответствуют поднятым здесь же породам фундамента (граниты, песчаники, кварц, а также базальтоиды и их туфы). Цементом служит светлый желтоватый глинистый песчаник, в ряде образцов фосфатизированный. Вероятно, осадочный комплекс 2 является базальным для морских отложений осадочного чехла.

Средний миоцен

Комплекс 3 установлен на северо-западном склоне хр. Северное Ямато и представлен алевроитами (ст. 3120, гл. 2300–1900 м) и диатомитами (ст. 3111, 1650–1500 м). Алевроиты содержат многочисленные радиолярии хорошей сохранности, среди которых отмечен *Eucyrtidium inflatum* Kling (12%) – вид-индекс одноименной зоны среднего миоцена, и рассматриваются как фации склона острова или поднятия (Бараш и др., 2003). Недавно определен возраст этой зоны – 15.0–11.7/11.9 млн лет (Kamikuri et al., 2017). Комплекс диатомей из алевроитов включает виды, характерные для зон *Denticulopsis lauta* и *D. hyalina* среднего миоцена (Бараш и др., 2003), уточненный возраст которых 16–14.4 и 14.4–13.1 млн лет соответствен-

но (Tada et al., 2015). Диатомит содержит комплекс диатомей зоны *Denticulopsis praedimorpha* (12.7–11.5 млн лет) среднего миоцена (Липкина, Цой, 1999). Резко преобладают неритические виды (91.3%), что свидетельствует об относительно мелководных, близких к шельфовым, условиях накопления осадков. Комплекс отличается разнообразием и многочисленностью спор видов рода *Chaetoceros* (табл. II), обилие которых связывают с высокой продуктивностью вод.

Поздний миоцен

Комплекс 4 распространен на северо-западном склоне и в южной части хр. Северное Ямато и сложен разнообразными типами пород (диатомовые глины, диатомиты, туфодиатомиты, туффи-ты, баритовые конкреции и др.).

Диатомовые глины (ст. 2001, гл. 1900–1860 м), поднятые из нижней части северо-западного склона, отличаются от диатомитов большим содержанием глинистого вещества и несколько меньшей степенью уплотнения (литификации). Это связано как с первичным более глинистым составом осадка, так и с местом отложения, где, возможно, была меньшая мощность перекрывающих отложений. Глины содержат большое количество опаловых панцирей диатомей хорошей сохранности и радиолярии. Комплекс диатомей характеризуется резким доминированием вида *Eupyxidicula schenckii* (Kanaya) Blanco et Wetzel и видами, обычными для среднего миоцена (*Cavatus jouseanus*, *Actinocyclus ingens*, *Ikebea tenuis* (Brun) Akiba, *Eupyxidicula grunowii* (Grove et Sturt) Blanco et Wetzel, *Azpeitia vetustissima* (Pantocsek) Sims). Преобладают неритические виды (91.25–91.6%), что свидетельствует об относительно мелководных, близких к шельфовым, условиях. Немногочисленные радиолярии, выделенные из диатомовых глин, имеют бедный видовой состав и сопоставимы с комплексом зоны *Luchnocanoma*

Рис. 2. Схема стратиграфии осадочного чехла возвышенности Ямато Японского моря.

1 – алевролиты, алевроаргиллиты, глины; 2 – алевропесчаники; 3 – песчаники; 4 – туффи-ты; 5 – туфопесчаники; 6 – туфоалевролиты, туфогенные глины, туфоаргиллиты; 7 – диатомовые глины; 8 – диатомиты; 9 – туфодиатомиты; 10 – туфоконгломераты, гравелиты; 11 – баритовые конкреции; 12 – фосфориты, фосфатизированные породы; 13 – морские отложения; 14 – континентальные озерные отложения; 15 – вулканы трахиандезитового комплекса позднего олигоцена–раннего миоцена; 16 – позднепротерозойские амфиболиты, гнейсы; 17 – позднепалеозойские гранитоиды; 18 – нижнемеловые песчаники; 19 – позднепалеозойские вулканы; 20 – палеоценовые алевроаргиллиты; 21 – предполагаемые несогласия; 22 – микропалеонтологические группы, обнаруженные в комплексах осадочных пород: D – диатомей, S – силикофлагеллаты, R – радиолярии, P – споры и пыльца. (*) – образцы по (Бараш и др., 1987, 2003). NPD – кодовый номер северитихоокеанских диатомовых зон (Yanagisawa, Akiba, 1998) с уточненным возрастом границ (Tada et al., 2015).

Сокращения. Диатомовые зоны: N. *seminae* – *Neodenticula seminae*, P. *curvirostris* – *Proboscia curvirostris*, N. *koizumii* – *Neodenticula koizumii*, N. *kamtschatica* – *Neodenticula kamtschatica*, Sh. *oestrupii* – *Shionodiscus oestrupii*, N. *rolandii* – *Nitzschia rolandii*, R. *californica* – *Rouxia californica*, Th. *schraderi* – *Thalassionema schraderi*, D. *katayamae* – *Denticulopsis katayamae*, D. *dimorpha* – *Denticulopsis dimorpha*, D. *praedimorpha* – *Denticulopsis praedimorpha*, C. *nicobarica* – *Crucidenticula nicobarica*, D. *hyalina* – *Denticulopsis hyalina*, D. *simonsenii* – *Denticulopsis simonsenii*, D. *praehyalina* – *Denticulopsis praehyalina*, D. *lauta* – *Denticulopsis lauta*, D. *praelauta* – *Denticulopsis praelauta*, C. *kanayae* – *Crucidenticula kanayae*. Радиоляриевые зоны: L. *hannai* – *Larcopyle hannai*, L. *klingsi* – *Larcopyle klingsi*. Названия подотделов: ниж. – нижний, верх. – верхний.

почти белые или желтоватые, очень легкие, сильно пористые, тонкозернистые, мягкие, с землистым изломом, обычно массивные. Состоят из панцирей диатомовых водорослей (от 30 до 70%), которые сцементированы пелитоморфной глинисто-кремнистой массой, представляющей собой агрегат тончайших чешуек глинистых минералов и мельчайшего диатомового детрита. Туфодиатомиты отличаются от диатомитов заметной примесью, а туффиты — преобладанием вулканического пепла, что свидетельствует о синхронных вулканических извержениях в этом районе.

Диатомиты (обр. 1420) и туфодиатомиты (обр. 1420-2) содержат комплекс диатомей зоны *Denticulopsis dimorpha* (9.7–9.3 млн лет). Доминируют океанические виды (50.29–56%), субдоминируют неритические (39.8–43.14%), бентосные составляют 4.5–6.57%. Подобная экологическая структура диатомовых комплексов характерна для верхнебатиальных осадков. В комплексе диатомей отмечается заметное количество вида *Goniothecium rogersii* Ehrenberg (2.4–5.7%) (табл. II), вспышка развития которого зарегистрирована в зоне *Denticulopsis dimorpha* в разрезах неогенового осадочного бассейна Ниигата о-ва Хонсю (Yanagisawa et al., 2010). Большое сходство комплексов диатомей зоны *Denticulopsis dimorpha* Ямато и разрезов Ниигаты позволяет предположить близкие условия осадконакопления. С выделенным комплексом диатомей ассоциируют многочисленные силикофлагеллаты, характерные для зоны *Mesocena hexalitha* позднего миоцена.

Комплекс радиолярий из этих пород характеризуется богатым видовым разнообразием и высокой численностью видов *Stylodictya stellata* Bailey (10–22%), *Cycladophora cosma cosma* Lombardi et Lazarus (22–27%) (табл. I). Он имеет сходство с вышеописанным комплексом, но наблюдаются некоторые его отличия: отсутствует вид *Luchnosanium nipponicum*, доминирующий в вышеописанном комплексе, и присутствуют колониальные радиолярии *Collosphaera huxleyi* Müller и *S. reynoldsi* Kamikuri. Последний вид является видом-индексом одноименной подзоны (9.9/10.1–9.1 млн лет), соответствующей верхней части зоны *Luchnosanoma magnacornuta* (Kamikuri et al., 2017). В этот период времени отложения формировались в батиальных условиях и теплых, близких к тропическим, водных массах.

Палинофлора, обнаруженная в диатомитах (обр. 1420), характеризуется разнообразием и доминированием пыльцы широколиственных древесных форм (76.4%), среди которых наиболее многочисленны *Ulmus* sp., *Fagus* sp. и *Sargus* sp.; значительно количество *Quercus* sp. (листопадный), *Carpinus* sp., *Betula* sp.; малочисленны *Juglans* sp., *Liquidambar* sp. и *Alnus* sp.; единичны *Quercus* (вечнозеленый), *Tilia* sp., *Platycarya* sp.,

Corylus sp. (Горовая, Ващенко, 2019). Предполагается, что в позднем миоцене в районе возвышенности Ямато были острова с гористым рельефом, покрытые лесной растительностью.

Вместе с диатомитами на станции 1420 поднято большое количество баритовых конкреций разнообразной формы, которые формировались в диатомовом осадке, наследуя его слоистость и консервируя органические остатки (Липкина, Цой, 1980).

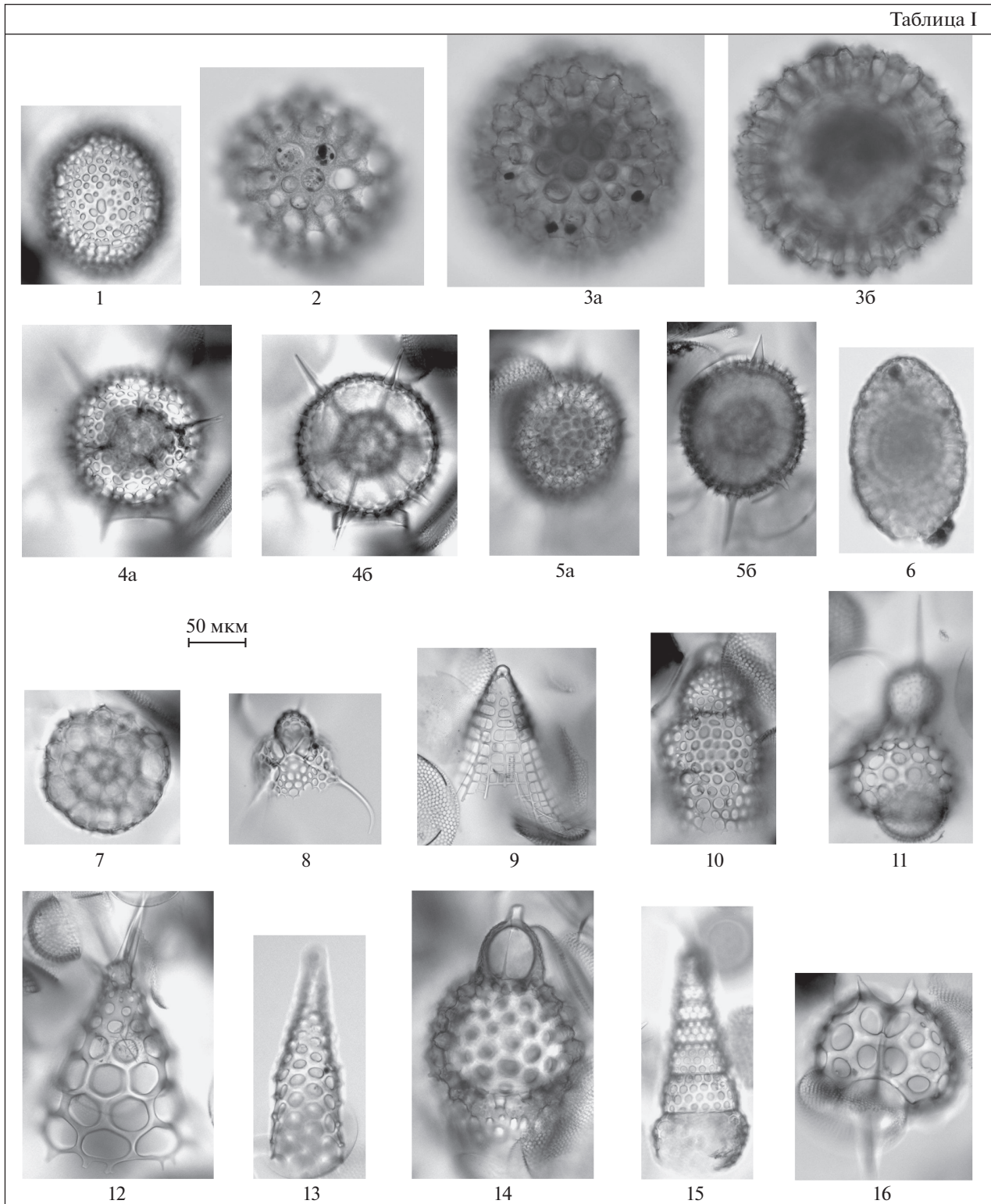
В диатомовых илах с фосфатными зёрнами и алевритовых глинах на северо-западном склоне хр. Северное Ямато (гл. 2530–950 м) обнаружены диатомовые комплексы позднемиоценовых зон *Thalassionema schraderi* и *Rouxia californica* (Бараш и др., 1987, 2003).

В диатомитах (ст. 2158, гл. 1750–1700 м), туфодиатомитах (ст. 2163, гл. 1900–1800 м) и туффитах (ст. 2164, гл. 1550–1400 м) в этом же районе установлен комплекс диатомей зоны *Neodenticula kamtschatica*–*Nitzschia rolandii* (6.57–5.56 млн лет) и силикофлагеллаты подзоны “а” зоны *Cannopilus jimlingii* конца позднего миоцена. Экологическая структура диатомовых комплексов в диатомовых породах отличается от таковой вышеописанных комплексов зоны *Denticulopsis dimorpha* доминированием неритических видов (70.5–79.0%), уменьшением количества океанических видов (15.5–24.3%) и незначительным количеством бентосных (5.2–5.5%), что свидетельствует об относительно мелководных (шельфовых) условиях. Среди силикофлагеллат доминирует зональный вид *Cannopilus jimlingii* (Bukry) Desikachary et Prema, характерный для высокопродуктивных апвеллинговых вод. В комплексе диатомей из туффитов, которые отличаются разнозернистостью, явно смешанным составом и содержанием пирокластического материала, представленного в основном вулканическим стеклом, резко преобладает океанический вид *Coscinodiscus marginatus*, в массе встречающийся преимущественно в осадках конца позднего миоцена Японского моря и Северо-Западной Пацифики (Akiba, 1986).

В туффитах определены единичные радиолярии *Theosonus nipponicus* Nakaseko, *Tholospyra* sp., *Spurioclasthrocyclus* cf. *sphaeris* Popova, характерные для конца позднего миоцена–плиоцена. Присутствие вида *Theosonus nipponicus* ограничивает возрастную диапозон комплекса поздним миоценом.

К породам комплекса 4 относятся, вероятно, и терригенные разности: алевролиты (ст. 2110, 2112), туфопесчаники (ст. 2163), туфоалевролиты (ст. 2131), поднятые в небольшом количестве в виде мелких обломков (2–5 см). Органических остатков они не содержат. Алевролиты светло-зеленые, серо-зеленые, более плотные, чем нижеописанные плейстоценовые, со слабо выраженной слоистостью. Они состоят из зерен кварца,

Таблица I

**Таблица I.** Радиоларии из миоценовых комплексов хребта Северное Ямато.

1 – *Collosphaera reynoldsi* Kamikuri; 2 – *Cenosphaera* cf. *coronata* Haeckel; 3a, 3б – *Pentactinosphaera hokurikuensis* (Nakaseko); 4a, 4б – *Haliometta miocenica* Campbell et Clark; 5a, 5б – *Stylosphaera angelina* (Campbell et Clark); 6 – *Spirotunica polyacantha* (Campbell et Clark); 7 – *Spirema melonia* Haeckel; 8 – *Pseudodictyophimus gracilipes* (Bailey); 9 – *Litharachnium tentorium* Haeckel; 10 – *Lipmanella xiphophorum* sensu Petrushevskaya; 11 – *Gondwanaria japonica* Nakaseko; 12 – *Cycladophora cosma cosma* Lombardi et Lazarus; 13 – *Sethoconus orthoceras* Haeckel; 14 – *Theocorys redondoensis* Campbell et Clark; 15 – *Cyrtopera laguncula* Haeckel; 16 – *Dendrospyris uruyaensis* Kamikuri.

Фиг. 1, 4а, 4б, 5а, 5б, 10, 13, 14, 15 (обр. 1420-2); 7, 8, 9, 11, 12, 16 (обр. 1420) – комплекс зоны *Luchnocanoma magnicornuta*; фиг. 2, 3а, 3б, 6 (обр. 2164-1) – комплекс зоны *Dendrospyris* (?) *sakaii*.

полевых шпатов, слюды с примесью пепловых частиц вулканического стекла и глинистого вещества. Туфопесчаники гравелистые, зеленого цвета, слюдистые; туфоалевролиты более светлые и мелкозернистые.

Плиоцен

Комплекс 5. Плиоценовые отложения нами не установлены. Они описаны М.С. Барашом с соавторами (1987, 2003) на северо-западном склоне хр. Северное Ямато (ст. 3081, 3100, 3141) в интервале глубин 2100–1900 м. Отложения представлены алевритами с гравием и костями рыб, слабо уплотненными алевритовыми и диатомовыми глинами, содержащими комплекс радиолярий зоны *Sphaeropyle langii* (5.1–2.8 млн лет). В настоящее время в этом возрастном интервале выделены три зоны: *Lagocoryle pylomaticus* (5.2/5.6–4.3/4.5 млн лет), *Dictyophimum bullatus* (4.3/4.5–4.3/3.8 млн лет), *Hexacantium parviakitaense* (4.3/3.8–2.57 млн лет; Kamikuri et al., 2017) (рис. 2). Ассоциация диатомей соответствует зоне *Neodenticula kamtschatica*, палинокомплекс содержит раннеплиоценовые виды (*Carya organica*, *C. ovaliformis*, *Pterocarya orientalis* и др.). Комплекс пресноводных диатомей с представителями рода *Aulacoseira*, обнаруженный в линзе алевритовой глины в морских раннеплиоценовых отложениях (ст. 3081), указывает на возможное существование пресноводного бассейна на хр. Северное Ямато в конце позднего миоцена–начале плиоцена (Бараш и др., 1987, 2003).

Плейстоцен–голоцен

Комплекс 6 представлен разнообразными породами с существенной долей пирокластик: туффитами (ст. 1402, 1848), туфодиатомитами (ст. 1420), туфоалевролитами (ст. 2157), туфоглинами (ст. 1853), туфоконгломератами и туфопесчаниками (ст. 2006, 2682, 2690). Он установлен в основном на склонах вулканических гор хребта Северное Ямато.

В туфоалевролитах (ст. 2157, гл. 2250–2100 м) обнаружен комплекс диатомей зоны *Proboscia curvirostris* (1.1–0.31 млн лет) и радиолярии зоны *Amphimelissa setosa* (0.29–0.085 млн лет). Высокие концентрации вида-индекса радиолярий наблюдаются в межледниковых интервалах Северной Пацифики (Матуль, 2009).

Туффиты алевритовые, глинистые, светло-серые, иногда с зеленоватым или желтоватым оттенком, очень слабо литифицированные. Пирокластика представлена вулканическим стеклом, а также осколками кварца и плагиоклаза. Примесь алевро-песчаного материала, распределенного очень неравномерно, составляет до 10–15% и включает угловатые и трещиноватые зерна квар-

ца, окатанные и полуокатанные зерна пелитизированного полевого шпата, угловатые зерна свежего плагиоклаза, полуокатанные зерна гранитоидов, единичные зерна средних эффузивов и роговой обманки. В зависимости от размера и количества пирокластики туффиты имеют сходство с алевролитами или алевропелитами. Образцы с явным преобладанием глинистого вещества отнесены к туфоглинам. С туффитами подняты пемзовые (ст. 1472) и пепловые (ст. 2005, 2115, 2682, 2690) туфы. В пемзовых туфах преобладают алевропсаммитовые обломки пемзы.

Из вышеописанных пород выделены диатомовые комплексы, представленные преимущественно тепловодными видами *Fragilariopsis doliolus* (Wallich) Medlin et Sims, *Azpeitia nodulifera* (Schmidt) Fryxell et Sims, *Shionodiscus oestrupii* (Ostenfeld) Alverson, Kang et Theriot и др. (табл. III), характерными для зоны *Fragilariopsis doliolus* (0.65–0.0 млн лет) позднего плейстоцена–голоцена шкалы по диатомеям для тропических широт (Barron, 1985). Комплекс условно отнесен к зоне *Neodenticula seminae* позднего плейстоцена–голоцена на основе единично встреченного зонального вида. Силикофлагеллаты также включают преимущественно тепловодные виды *Dictyocha messanensis* f. *spinosa* Lemmermann, *D. epiodon* Ehrenberg и др., характерные для зоны *Distephanopsis octangulatus* позднего плейстоцена–голоцена. Радиолярии представлены видами *Amphimelissa setosa* (Cleve), *Ceratospyris borealis* Bailey; они малочисленны, удовлетворительной сохранности и имеют плейстоценовый возраст (Kamikuri et al., 2017).

В комплексах диатомей преобладают океанические виды (33.9–55%), субдоминируют неритические (16–51.3%), бентосные виды составляют 13–35%. Среди бентосных видов преобладает *Paralia sulcata* (до 22%), характерный для распресненных вод; отмечен эпифит *Istmia nervosa* Kützing, живущий на водорослях и водных растениях. Заметное количество составляют виды *Cyclotella striata* (Kützing) Grunow и *C. litoralis* Lange et Syvertsen, обитающие в солоноватоводных и распресненных водах. Также отмечены фитолиты – кремнеземные микроконкреции преимущественно злаковых растений (табл. III), особенно многочисленные в туфоглинах, поднятых со склона вулкана (ст. 1853, гл. 1380–1280 м). Все эти данные предполагают существование в плейстоцене в районе хр. Северное Ямато островов.

В этих комплексах отмечены также вымершие миоценовые морские (*Craspedodiscus coscinodiscus* Ehrenberg, *Araniscus lewisianus* (Greville) Komura, *Actinocyclus ingens* и др.) и пресноводные (*Aulacoseira canadensis*, *A. elliptica*, *A. praegranulata* var. *praeislandica* (Jousé) Moisseeva и др.) таксоны. Особенно многочисленны (15%) вымершие пресноводные диатомеи в туфах со станции 1472, на

Таблица II



Таблица II. Диатомовые водоросли миоценовых комплексов хребта Северное Ямато. Длина масштабной линейки 10 мкм.

1 – *Proboscia praebarboi* (Schrader) Jordan et Priddle; 2 – *Actinocyclus ingens* Rattray; 3 – *Crucidentacula kanayae* Akiba et Yanagisawa; 4 – *Plagiogramma staurophorum* (Gregory) Heiberg; 5 – *Aulacoseira elliptica* Tsoy; 6 – *Denticulopsis vulgaris* (Okuno) Yanagisawa et Akiba; 7 – *Denticulopsis praedimorpha* (Akiba) Barron; 8 – *Stephanogonia hanzawae* Kanaya; 9 – *Peripteropsis tetracladia* Suto; 10 – *Azpeitia endoi* (Kanaya) Sims et Fryxell; 11 – *Coscinodiscus gracilis* Dolmatova; 12 – многочисленные мелкие споры *Chaetoceros* spp.; 13 – *Euryxidicula schenckii* (Kanaya) Blanco et Wetzel; 14 – *Cladogramma californicum* Ehrenberg; 15, 16 – *Xanthiopyxis globosa* Ehrenberg; 17 – *X. umbonata* Greville; 18 – *Ikebea tenuis* (Brun) Akiba; 19 – *Denticulopsis dimorpha* var. *areolata* Yanagisawa et Akiba; 20 – *D. simonsenii* Yanagisawa et Akiba; 21 – *Nitzschia umaensis* Akiba; 22 – *Thalassiosira grunowii* Akiba et Yanagisawa; 23, 24 – *Goniothecium rogersii* Ehrenberg; 25 – *Thalassiosira temperei* (Brun) Akiba et Yanagisawa; 26 – *Cosmidiscus insignis* Jousé; 27 – *Actinocyclus ochotensis* Jousé; 28 – *Thalassiosira marujamica* Sheshukova; 29 – *Neodenticula kamtschatica* (Zabelina) Akiba et Yanagisawa; 30 – *Thalassionema hirosakiensis* (Kanaya) Schrader; 31 – *Cymatosira debyi* Tempère et Brun.

Фиг. 1–5 (обр. 2164-1) – комплекс зоны *Crucidentacula kanayae*; фиг. 6–17 (обр. 3111-1) – комплекс зоны *Denticulopsis praedimorpha*; фиг. 18–24 (обр. 1420) – комплекс зоны *Denticulopsis dimorpha*; фиг. 25–31 (обр. 2158-1) – комплекс зоны *Neodenticula kamtschatica*–*Nitzschia rolandii*.

которой был установлен пресноводный комплекс диатомей раннего миоцена. Находки вымерших видов диатомей указывают на размыв и переотложение миоценовых пород разного генезиса при формировании плейстоценовых осадков.

Туффиты с глауконитом и спикулами губок имеют желтовато-зеленовато-серый цвет, плохо сортированные, неслоистые, с редким хорошо окатанным гравием, в верхней части склона (ст. 1848) мелкозернистые и среднезернистые, ниже по склону (ст. 1849) более тонкозернистые (алевритовые). Это породы смешанного состава, содержащие 5–20% зерен глауконита размером от 0.05 до 0.5 мм, округлых, ярко-зеленых, с бурой каемкой по краям (переотложенные); 2–3% крупных спикул губок диаметром до 0.15 мм и единичные радиолярии. Обломочные зерна (кроме глауконита) составляют 5–10%; они угловатые и полуокатанные, размером от 0.05 до 0.3–0.5 мм, представлены кварцем (пирокластический и терригенный), пелитизированным полевым шпатом, чистым, неизменным, вероятно, пирокластическим плагиоклазом, гранитоидами, сланцами, фельзитами, реже отмечаются основные эффузивы. Основная пелитовая масса состоит из тонкочешуйчатого глинистого вещества и неравномерно распределенной примеси (2–5%) мелких осколков вулканического стекла.

В туффитах обнаружены единичные радиолярии удовлетворительной сохранности: *Larcopyle bütschlii* Dreyer, *Larcopyle* sp., *Lithelius* cf. *alveolina* Naeckel, *Lithelius* (?) sp., *Stylodictya stellata* и *Ceratospyrus borealis*, широко распространенные в плиоцен-плейстоценовых осадках Японского моря. В позднем плейстоцене Т. Итаки (Itaki, 2001) выделил зоны *Larcopyle bütschlii* (10.5–0 тыс. лет) и *Ceratospyrus borealis* (28–15 тыс. лет) по преобладанию видов-индексов в осадках. Позднее Ш.-И. Камикюри с соавторами (Kamikuri et al., 2017) уточнили возраст зоны *Ceratospyrus borealis* (54–15 тыс. лет), приняв за нижнюю ее границу уровень последнего появления вида-индекса подстилающей зоны *Lychnocanoma sakaii* Morley et Nigrini. Присутствие в изучаемом комплексе радиолярий видов-индексов двух зон позднего плейстоцена позволяет определить возраст вмещающих отложений также поздним плейстоценом.

ХРЕБЕТ ЮЖНОЕ ЯМАТО

Большая часть хребта Южное Ямато лишена осадочного покрова, и на его поверхности, располагающейся на глубине от 1000 до ~300 м, обнажаются в основном олигоцен-раннемиоценовые вулканогенные породы трахиандезитового комплекса (Леликов, Терехов, 1982), а также нижнемеловые и палеоценовые осадочные породы прибрежно-морского генезиса (Берсенев и др., 1987). Лишь на северо-западном склоне хребта Южное

Ямато при драгировании крутых участков склона установлены слабо литифицированные породы кайнозойского осадочного чехла.

Ранний миоцен

Комплекс 1 аналогичен по возрасту и генезису комплексу, выделенному на хр. Северное Ямато, но имеет более широкое распространение и разнообразный литологический состав (туфодиатомиты, туфы, туффиты, туфоглины, туфоалевролиты, туфопесчаники, гравелиты, гравелистые песчаники и конгломераты). Породы этого комплекса слагают выделенную ранее (Цой и др., 1985; Берсенев и др., 1987) туфогенно-терригенную толщу, залегающую на разновозрастном акустическом фундаменте. Общим для всех типов пород комплекса является преобладание обломочного материала над цементом, слабая степень окатанности, плохая сортировка и однотипный состав обломочного материала. Преобладают крупнозернистые, главным образом псаммитовые, разности, формировавшиеся вблизи областей размыва, возможно в прибрежной зоне водного бассейна (Цой и др., 1985; Берсенев и др., 1987). Это разномышленные серо-зеленые слабо сцементированные песчаники с редким гравием (ст. 1830–1836, 1842, гл. 1470–1000 м).

Гравелистые песчаники (ст. 1443), гравелиты (ст. 1444), конгломераты (ст. 1452) зеленовато- и желтовато-серые, подняты в виде глыб (25 × 20 × 15, 25 × 25 × 20 см) со сглаженными углами, слабо сцементированные. В этих породах отмечается постепенное нарастание гравелистого и галечно-го материала (от гравелистых песчаников до конгломератов). Гальки преимущественно размером 3–4 см, в основном округлые изометричные, реже уплощенные, средней и хорошей окатанности. Среди гальки преобладают вулканы среднего состава. Заполнителем служит разномышленный полимиктовый песчаник, аналогичный описанному выше.

Туфопесчаники (ст. 1434, 1443, 1444, 1446) серые, зеленовато-серые, от мелко- и среднезернистых до крупнозернистых, переходящих в гравийные, массивные, иногда с прослоями (до 2 см) и линзочками алевролитов. Обломочные зерна угловатые, реже полуокатанные и оскольчатые, размером от 0.02 до 0.5 мм, иногда до 2–3 мм. Они представлены кварцем, плагиоклазом и обломками пород. Встречаются зерна роговой обманки, биотита, единичные зерна сфена и пелитизированного полевого шпата. Характерны обломки пород, в основном андезитов, андезито-базальтов, реже более кислых разностей. По всей вероятности, эти обломки следует отнести к пирокластическому материалу вместе со свежими плагиоклазами и единичными вулканическими стеклами. Часть зерен кварца также имеет пирокластическое происхождение. Если учесть повсеместное развитие в районе ба-

Таблица III

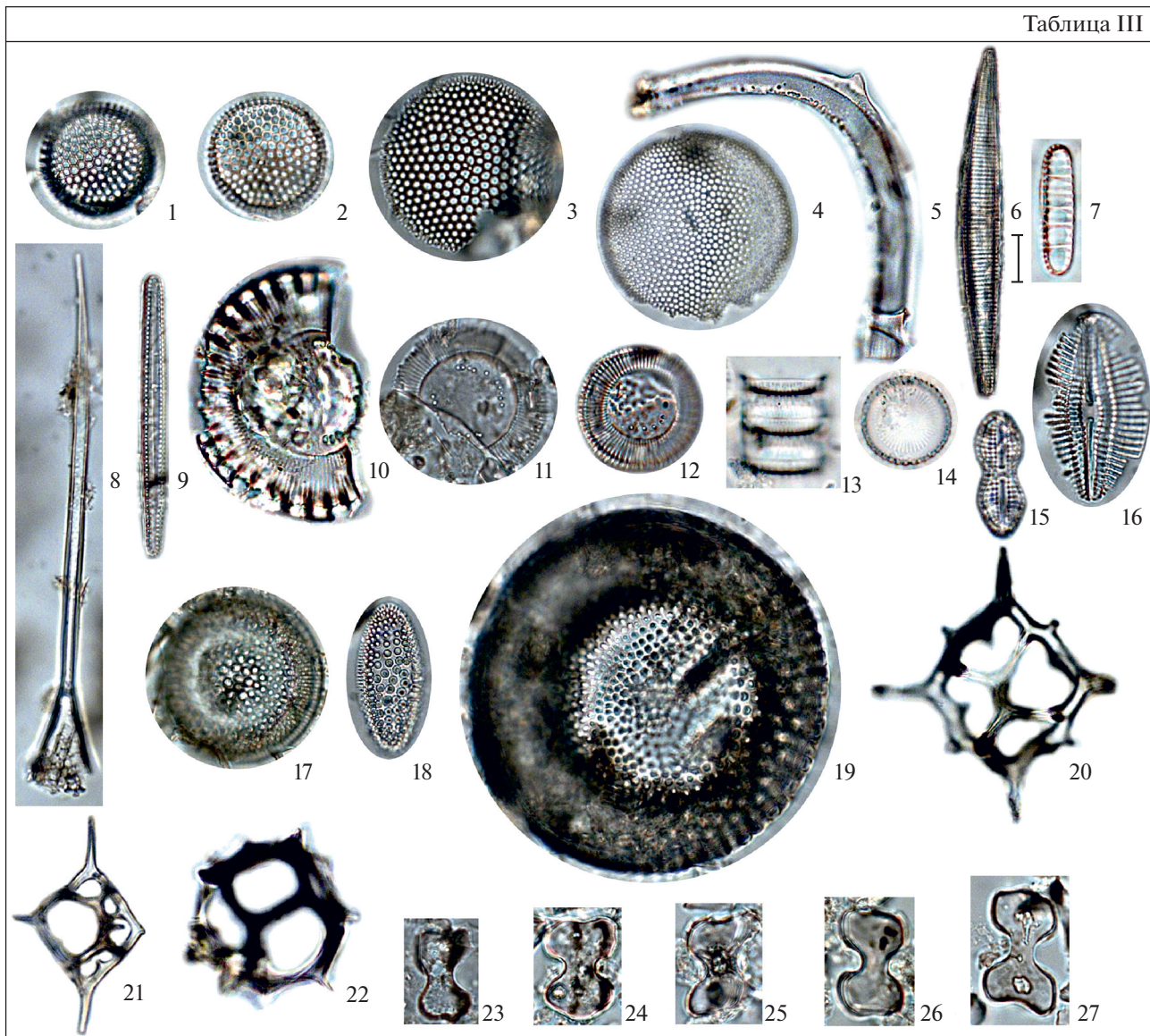


Таблица III. Диатомеи и силикофлагеллаты позднего плейстоцена—голоцена возвышенности Ямато. Длина масштабной линейки 10 мкм.

1, 2 – *Azpeitia nodulifera* (Schmidt) Fryxell et Sims; 3 – *Shionodiscus oestrupii* (Ostenfeld) Alverson, Kang et Theriot; 4 – *Actinocyclus curvatus* Janisch; 5 – *Proboscia curvirostris* (Jousé) Jordan et Priddle; 6 – *Fragilariopsis doliolus* (Wallich) Medlin et Sims; 7 – *Neodenticula seminae* (Simonsen et Kanaya) Akiba et Yanagisawa; 8 – *Rhizosolenia setigera* f. *pungens* (A. Cleve) Brun; 9 – *Thalassionema nitzschioides* (Grunow) Mereschkowsky; 10 – *Cyclotella stylorum* Brightwell; 11 – *C. litoralis* Lange et Syvertsen; 12 – *C. striata* (Kützing) Grunow; 13, 14 – *Paralia sulcata* (Ehrenberg) Cleve; 15 – *Diploneis weissflogii* (Schmidt) Cleve; 16 – *D. smithii* (Brébisson) Cleve; 17 – *Actinocyclus ingens* Rattray; 18 – *Araniscus lewisianus* (Greville) Komura; 19 – *Craspedodiscus coscinodiscus* Ehrenberg; 20 – *Dictyocha epidon* Ehrenberg; 21 – *D. messanensis* f. *spinosa* Lemmermann; 22 – *Disteph-anopsis octangulatus* (Wailes) Desikachary et Prema; 23–27 – фитолитерии.

Фиг. 1, 2, 4, 8, 11, 21 (обр. 1420г); 3, 15, 16–20, 22 (обр. 1472-1); 6, 12 (обр. 1402-2); 9, 10, 15, 23–27 (обр. 1853-6) – комплекс зоны *Neodenticula seminae*; фиг. 5, 7, 13, 14 (обр. 2157) – комплекс зоны *Proboscia curvirostris*; фиг. 17–19 – переотложенные миоценовые диатомеи; фиг. 20–22 – силикофлагеллаты.

зальтов, андезитов, а также их туфолав и туфов, то становится вполне понятным наличие пирокластического материала в осадочных отложениях. По данным рентгеноструктурного анализа в туфопесчаниках резко преобладают смешанослойные смектит-гидроslюды и содержится много плагиоклаза (Можеровский, 1995).

Тонкозернистые породы, как правило, более туфогенные.

Туфодиатомиты (ст. 1444, 1446, 1448, 1452) светлые желтовато-серые, некрепкие, легкие, с землистым изломом, часто пятнистые, иногда с нечеткими прослоями более зернистого материала.

ла (вулканическое стекло) от нескольких мм до 2 см. Породы состоят из мелких (0.007–0.02 мм) опаловых створок пресноводных диатомей, осколков вулканического стекла (0.02–0.15 мм) и глинистого материала. Соотношение этих трех компонентов очень неравномерное часто даже в пределах одного образца. Есть переходные разности в ряду от туфодиатомита до пеплового туфа и в ряду от туфодиатомита до туфоаргиллита. Кроме того, присутствует примесь (1–7%) обломочных зерен (0.02–0.15 мм) кварца, плагиоклаза и слюды. Возможно, они имеют терригенное происхождение, как и глинистый материал, хотя, скорее всего, большая часть глинистого вещества образовалась за счет тонкого пеплового материала в процессе гальмиролиза (наиболее глинистые разности, как правило, наиболее измененные).

Пепловые туфы (ст. 1434, 1443) внешне схожи с туфодиатомитами, но отличаются большим количеством вулканического стекла и очень незначительным количеством глинистого вещества.

Туфоалевролиты (ст. 1830, 1833, 1835, 1836) и туфоаргиллиты (ст. 1832, 1836) представляют собой смешанные алевро-пелитовые породы, микропятнистые за счет неравномерного распределения обломочных зерен. Последние представлены кварцем, пелитизированным полевым шпатом, гидратизированным биотитом, редким плагиоклазом и бесцветной слюдой. Основная масса породы глинистая, насыщенная очень мелкими осколками вулканического стекла. Отмечаются единичные диатомеи плохой сохранности, поэтому возраст их не установлен.

На большинстве станций драгирования совместно с породами толщи подняты породы фундамента – граниты, гранитогнейсы и эффузивы (Цой и др., 1985; Берсенев и др., 1987). Идентичность состава обломочной части осадочных пород и подстилающих пород фундамента, угловатая форма и плохая сортировка терригенных зерен указывают на автохтонный характер обломочного материала осадочных пород.

Пирокластический материал, присутствующий во всех породах толщи, представлен главным образом вулканическим стеклом, а также плагиоклазом, кварцем и литокластами. Пепловые частицы кислого вулканического стекла встречаются во всех типах пород, их количество варьирует от незначительного в песчаниках до преобладающего в пепловых туфах и туфодиатомитах. Часто встречаются и пемзовидные, обычно более крупные обломки пористого стекла.

Тонкозернистые породы (ст. 1443, 1444, 1446, 1448, 1452, гл. 1550–1100 м) северо-западного склона хр. Южное Ямато содержат многочисленные пресноводные диатомеи, аналогичные вышеописанным из отложений хр. Северное Ямато (Tsoy, 2017). Близкий комплекс диатомей выделен

из туфопесчаников и пепловых туфов, отобранных из привершинной части самой высокой горы хр. Южное Ямато (гл. 320–280 м). Отсутствие в них представителей родов *Actinocyclus* и *Alveolophora Moisseeva et Nevretdinova*, возможно, связано с особенностями условий осадконакопления или с различным возрастом вмещающих их осадков. Все пресноводные диатомовые комплексы характеризуются резким преобладанием планктонных видов, что указывает на формирование вмещающих их осадков в обширных пресных озерах с хорошо развитой пелагиалью.

Из туфов (ст. 1442, 1443) и туфодиатомитов (ст. 1444, 1446, 1448) выделен СПК, характеризующийся доминированием и разнообразием пыльцы древесных растений (Горовая, Ващенко-ва, 2019). По таксономическому составу и количественным показателям он аналогичен вышеописанному раннемиоценовому СПК с хр. Северное Ямато, отличаясь лишь присутствием единичных *Orbicularpollis* (маастрихт–палеоцен), что свидетельствует о размыве мел-палеоценовых отложений, распространенных в этом районе (Берсенев и др., 1987). Хорошая сохранность и большое количество безмешковой пыльцы, а также присутствие пыльцы водяного ореха свидетельствуют о ее захоронении в пресноводном бассейне вблизи от мест произрастания продуцентов. Таксономический состав палинофлоры отражает наличие вертикальной зональности растительного покрова – от прибрежного до горного, что указывает на расчлененный рельеф суши, а преобладание типичных мезофильных представителей растений свидетельствует об умеренном и влажном климате.

Комплекс 2 (морской) раннего миоцена, выделенный на хр. Северное Ямато, в изученных отложениях хр. Южное Ямато не установлен.

Средний миоцен

Комплекс 3 сложен диатомовыми глинами (ст. 1440, гл. 1260–1200 м), содержащими многочисленные микроископаемые (диатомеи, радиоларии, пыльцу и споры растений). Комплекс диатомей, характеризующийся доминированием *Actinocyclus ingens* (32.5%) и присутствием видов *Euruxidicula schenckii*, *Proboscia barboi* (Brun) Jordan et Priddle, *Denticulopsis praedimorpha v. minor* Yanagisawa et Akiba и др., соответствует комплексу зоны *Denticulopsis praedimorpha* (12.7–11.5 млн лет) среднего миоцена. От одновозрастного комплекса с хр. Северное Ямато он отличается преобладанием океанических видов (66.0%) и практически полным отсутствием спор *Chaetoceros*, что свидетельствует о более глубоководных, батинальных, условиях в районе накопления осадков хр. Южное Ямато. Присутствие ряда бентосных видов (*Paralia sulcata*, *Arachnoidiscus ehrenbergii*

Bailey, *Rhabdonema japonicum* Tempère et Brun, *Cocconeis vitrea* Brun и др.) в этом комплексе предполагает существование поблизости прибрежных условий.

Комплекс радиолярий (табл. IV) характерен для зоны *Eucyrtidium inflatum* (15.3–11.7/11.9 млн лет) среднего миоцена (Kamikuri et al., 2017). Отмечается большее сходство по таксономическому составу с комплексом одноименной зоны, прослеженной в отложениях гайота Детройт (скв. 884В) (Kamikuri et al., 2017). Преобладают *Nassellaria* (70%): *Eucyrtidium inflatum* (12%), *Cyrtocapsa tetrapera* Haeckel (12.8%), *Cyrtocapsa ichikawai* (Nakaseko) (7.7%), *Calocyclus motoyamai* Kamikuri (5.1%) и др. Большое количество колониальных радиолярий *Collosphaera huxleyi* group (11.1%) указывает на присутствие в этом районе теплых, близких к тропическим, водных масс.

Палинокомплекс характеризуется таксономическим разнообразием и доминированием пыльцы покрытосеменных (66%), в составе которых многочисленны различные виды родов *Fagus* и *Quercus* (вечнозеленые и листопадные виды), значительно количество *Castanea* sp., *Castanopsis* sp., *Pasania* sp. и *Carya* spp. (Горовая, Ващенко, 2019). По количественному и таксономическому составу палинокомплекс хорошо сопоставляется со СПК палинозоны NP-2 (скв. 797, котловина Ямато), отражающим климатический оптимум конца раннего–начала среднего миоцена (Yamanoi, 1992). Хорошая сохранность пыльцы, значительное количество таксонов, пыльца которых разносится на ограниченные расстояния, свидетельствуют о близости продуцентов пыльцы, которые росли, вероятно, на островных территориях в районе возвышенности Ямато. Судя по составу палинофлоры, здесь произрастали хвойно-широколиственные полидоминантные леса с разнообразным составом теплоумеренных широколиственных растений (листопадных и вечнозеленых).

Поздний миоцен

Комплекс 4 включает туфопесчаники северо-западного склона (ст. 1437, гл. 1050–950 м) и алевролиты южного склона (ст. 1952, гл. 1550–1750 м) хребта Южное Ямато. В туфопесчаниках установлен позднемиоценовый СПК (Горовая, Ващенко, 2019), в составе которого доминирует пыльца голосеменных с преобладанием сем. *Taxodiaceae*. Состав СПК свидетельствует о влажных условиях обитания, наличии заболоченных прибрежий и близости продуцентов пыльцы к месту ее захоронения, что указывает на наличие наземных условий и существование островных территорий в районе возвышенности Ямато в позднем миоцене. Доминирование в составе СПК пыльцы растений долинных ассоциаций свидетельствует

о менее расчлененном рельефе, чем в среднем миоцене.

Алевролит содержит малочисленные радиолярии *Streblacantha circumtexta* Jörgensen, *Larcopyle* sp., *Lithelius* sp., *Ceratospyris* sp., *Stylocantarium* (=Ахоргунум) *aquilonium* (Hays). Последний является видом-индексом одноименной зоны конца позднего миоцена *Ахоргунум aquilonium* (5.9/6.4–5.2/5.6 млн лет) (Kamikuri et al., 2017). Остальные таксоны распространены в осадках позднего миоцена–плейстоцена и предполагают относительно мелководные условия.

Плиоцен

Комплекс 5 сложен алевролитами (ст. 1438, гл. 1200–1150 м) и песчаниками (ст. 1819, 1821, гл. 1050–950 м). Алевролиты характеризуются комплексом диатомей (*Actinocyclus curvatulus* Janisch, *A. ochotensis* Jousé, *Thalassiosira eccentrica* (Ehrenberg) Cleve, *Th. gravida* Cleve, *Th. nidulus* Tempère et Brun, *Shionodiscus latimarginatus* (Markarova) Alverson, Kang et Theriot, *Sh. biporus* (Shiono) Alverson, Kang et Theriot, *Coscinodiscus pustulatus* A. Mann и др.), обычным для плиоцен-плейстоценовых осадков. Предполагается, что отложения, содержащие данный комплекс диатомей, формировались преимущественно в плиоценовое время, так как они отличаются полным отсутствием силикофлагеллат, которые обычно многочисленны в плейстоценовых осадках.

Песчаники характеризуются комплексом радиолярий зоны *Hexacantium parviakitaense* (4.3/3.8–2.57 млн лет) позднего плиоцена. Он включает зональный вид (2–5%), а также виды: *Hexacantium dionysus* Kamikuri (3.1%), *Acanthosphaera* cf. *marginata* Popofsky (1.5%), *Spirema melonia* Haeckel (3.1%), *Lithomelissa setosa* (Jörgensen) (6.2%), *Eucyrtidium calvertens* Martin (1.5%), *Ceratospyris borealis* (17.7%) и др. (табл. III). В большом количестве встречены радиолярии среднего миоцена: *Cenosphaera jenkinsi* Campbell et Clark, *Lithometrissa stiggii* Bjorklund, *Phormostichoartus* cf. *fistula* Nigrini, *Theocorys* aff. *apollinis* Haeckel, *Cyrtocapsa compacta* Haeckel, *Cyrtocapsa* sp. и др. Они имеют удовлетворительную и хорошую сохранность, но, вероятно, переотложены.

Плейстоцен–голоцен

Комплекс 6 сложен туфами и диатомовыми илами, содержащими комплексы диатомей зон *Proboscia curvirostris* (1.1–0.31 млн лет) и *Neodenticula seminae* (0.31–0.0 млн лет) и силикофлагеллаты зоны *Distephanopsis octangulatus* позднего плейстоцена–голоцена. Комплекс диатомей первой зоны выделен из туфов (ст. 1453, гл. 1400–1200 м) и имеет обедненный видовой состав и низкую численность диатомей, но включает зо-

Таблица IV

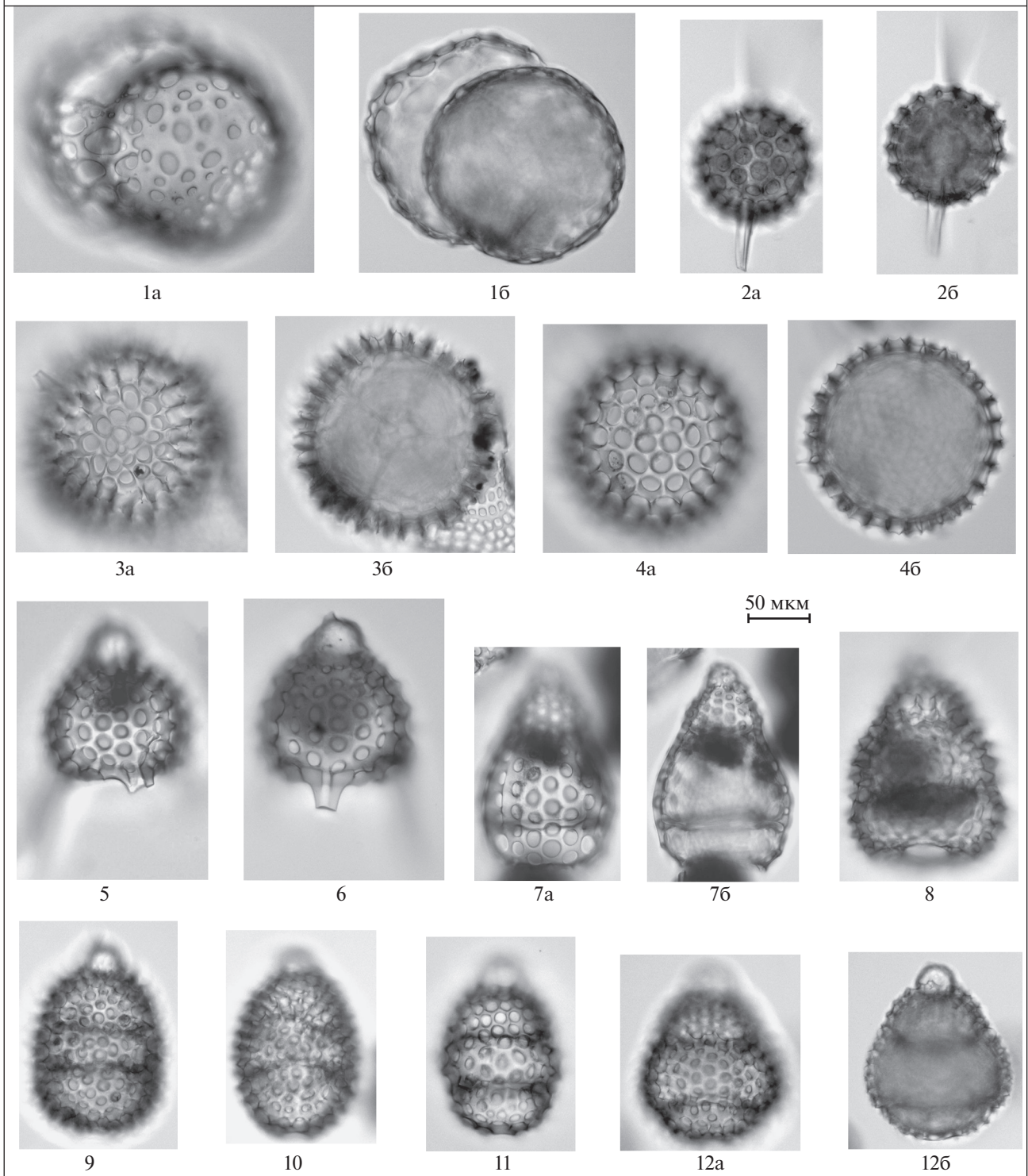


Таблица IV. Радиоларии из миоценовых и плиоценовых комплексов хребта Южное Ямато.

1a, 1b – *Collosphaera* cf. *huxleyi* Müller; 2a, 2b – *Drupptractus* sp.; 3a, 3b – *Hexactinium parviakitaense* Kamikuri; 4a, 4b – *Cenosphaera compacta* Haeckel; 5, 6 – *Lychnocanium nipponicum* Nakaseko; 7a, 7b – *Eucyrtidium inflatum* Kling; 8 – *Cyrtocapsa quadricava* Tochilina; 9, 10 – *Cyrtocapsa tetrapera* Haeckel; 11 – *Cyrtocapsa ichikawai* (Nakaseko); 12a, 12b – *Cyrtocapsella kladaros* Goll et Bjorklund.

Фиг. 1a, 1b, 4a, 4b–12a, 12b (обр. 1440) – комплекс зоны *Eucyrtidium inflatum*; фиг. 2a, 2b (обр. 1821-2); фиг. 3a, 3b (обр. 1819-1) – комплекс зоны *Hexactinium parviakitaense*.

нальный вид *Proboscia curvirostris* (Jousé) Jordan et Priddle. Комплекс диатомей зоны *Neodenticula seminae* из диатомовых илов (ст. 1460, гл. 1160–1100 м) аналогичен одновозрастным комплексам из осадков комплекса 6 хр. Северное Ямато по таксономическому составу и экологической структуре. Наряду с типичными морскими планктонными видами *Thalassiosira eccentrica* (23.3%), *Rhizosolenia hebetata* Bailey (19.7%), *Azpeitia nodulifera* (6.7%), часто встречаются виды *Paralia sulcata* (14.7%) и *Cyclotella striata* (15%). Разнообразны бентосные виды (*Arachnoidiscus ehrenbergii*, *Cocconeis vitrea*, *Diploneis smithii* (Brébisson) Cleve, *Trachyneis aspera* (Ehrenberg) Cleve, *Istmia nervosa* и др.), обычные в прибрежной зоне моря. В этом комплексе также отмечены переотложенные неогеновые морские (*Actinocyclus ingens*, *Stephanopyxus aciculatus* Dolmatova, *Euryxidicula zabelinae* (Jousé) Blanco et Wetzel) и пресноводные (*Aulacoseira elliptica* Tsoy emend. Usoltseva et Tsoy, *A. praegratulata* var. *praeislandica*, *A. canadensis*, *Eunotia* sp.) виды.

Радиолярии, выделенные из диатомовых илов, имеют удивительную сохранность и небольшую численность и представлены *Calocyclus* sp., *Anthocyrtdium* sp., *Lychnocanium* (?) sp., *Amphimelissa setosa*, *Ceratospyrus borealis*. Приведенные таксоны широко распространены в плейстоценовых отложениях Японского и Охотского морей (Матиль, 2009; Kamikuri et al., 2017).

ОБСУЖДЕНИЕ

Проведенное исследование вещественного состава, возраста и условий формирования отложенных осадочного чехла возвышенности Ямато позволило установить следующее.

Наиболее древними отложениями, возраст которых палеонтологически обоснован, являются туфогенно-осадочные породы (от туфопесчаников до туфодиатомитов) комплекса 1, содержащие многочисленные пресноводные диатомовые водоросли и спорово-пыльцевые комплексы раннего миоцена. Этот комплекс пород установлен на обоих хребтах Северное и Южное Ямато. Пресноводный комплекс диатомей, впервые описанный из осадков плато Такуё (Burckle, Akiba, 1978), имеет сходный видовой состав и формировался, вероятно, тоже в раннемиоценовое время (Koizumi, 1988). Детальное изучение пресноводных диатомей (Tsoy, 2017) и спорово-пыльцевых комплексов (Горовая, Ващенко, 2019) позволяет обоснованно говорить о пресноводном (озерном) происхождении и раннемиоценовом возрасте пород комплекса 1. Широкое распространение пресноводных диатомей и разнообразной, прекрасной сохранности палинофлоры доказывает наличие наземных условий, то есть существование в районе Ямато островной или полуостровной суши и обширных пресноводных озер с хорошо развитой пелагиа-

лью в раннем миоцене. Таксономический состав палинофлоры отражает наличие вертикальной зональности растительного покрова — от прибрежного до горного, что свидетельствует о расчлененном рельефе суши (Горовая, Ващенко, 2019). Преобладание типичных мезофильных представителей растений указывает на умеренный и влажный климат. Существование наземных условий доказывает и находка отпечатка листа бука *Fagus* cf. *protolongipetiolata* Huzioka в туфопесчаниках с пресноводными диатомеями (ст. 1443), хорошая сохранность которого свидетельствует о спокойной гидродинамической обстановке, что характерно для озер в понижениях между вулканами (Аблаев и др., 2002).

По доминированию *Picea* и широколиственных пород, в том числе *Ulmus* и семейства *Juglandaceae*, СПК раннего миоцена возвышенности Ямато имеет сходство с раннемиоценовыми палинокомплексами зоны NP-1 скв. 797 (котловина Ямато), характерными для флоры *Aniai* (Yamanoi, 1992), плато Уллын (Цой и др., 2017) Японского моря и формации Мондзен (Monzen) п-ова Ога о-ва Хонсю (Wang, Yamanoi, 1996), а также с СПК раннего—среднего миоцена континентального склона залива Петра Великого Японского моря (Цой, Вагина, 2008; Ващенко и др., 2009). По высокому содержанию пыльцы сем. *Juglandaceae* (*Carya*, *Juglans*, *Pterocarya*) и присутствию пыльцы *Liquidambar* изученный спектр имеет сходство с зоной *Saiga*—*Liquidambar*, установленной в ранне-среднемиоценовых отложениях п-ова Ога (Yamanoi, 1978). Различия в составе СПК заключаются чаще всего в большем участии пыльцы *Tsuga* на п-ове Ога и *Tsuga*, *Fagus* и *Quercus* на плато Уллын.

Туфогенно-осадочные породы содержат значительную примесь вулканического пепла, что свидетельствует о синхронных вулканических извержениях в этом районе. Совместное нахождение туфопесчаников, туфоалевролитов, туфов, туфодиатомитов, гравелистых песчаников, переслаивание этих пород, неравномерное распределение диатомей в породах, постоянное присутствие пирокластики указывают на сложные условия формирования пород. Размыв подстилающих пород континентальной коры, продуктов предыдущих извержений сопровождался интенсивной эксплозивной вулканической деятельностью. На возвышенности Ямато широко распространены щелочные вулканы трахиандезитового комплекса олигоцен-раннемиоценового возраста (Леликов, Терехов, 1982). Среди них резко доминируют породы среднего и кислого состава, характерно преобладание пирокластических продуктов над лавами, а также стекловатая и витрокластическая структура основной массы и повышенная концентрация щелочей. Возраст этих пород, поднятых в районе распространения ком-

плекса 1 на хр. Северное Ямато, от 24.7 ± 1.0 до 21.5 ± 1.0 млн лет (Леликов и др., 2001) (рис. 2).

В глубоководных скважинах, пробуренных в трогге Кита-Ямато (скв. ODP 799) и котловине Ямато (скв. ODP 797) и достигших осадков предположительно раннемиоценового возраста, пресноводные диатомеи не обнаружены (Ingle et al., 1990; Tamaki et al., 1990), но в трогге Кита-Ямато отложения этого возраста представлены грубо-зернистыми осадками, содержащими аллохтонные мелководные бентосные фораминиферы, остатки растений и растительный детрит, привнесенные, вероятно, турбидитными потоками с мелководных районов. В котловине Ямато в отложениях раннего миоцена также отмечено большое количество растительных остатков, что предполагает близость к наземным источникам сноса и быстрое накопление осадка.

Комплекс 1 раннего миоцена озерного генезиса соответствует, вероятно, нижнему сейсмокомплексу, выделенному на хр. Северное Ямато (Карп и др., 1987) и представленному в основном хаотическими сейсмофациями с интенсивными, низкочастотными отражениями, что указывает на накопление в континентальных (озерных) условиях при значительной роли вулканогенного (туфогенного) материала. Сейсмокомплекс прослеживается как во впадинах, так и на поднятиях, рельеф его кровли практически повторяет рельеф фундамента, а мощность сейсмокомплекса незначительно меняется по площади (Карп и др., 1987; Бараш и др., 2003). После его накопления в результате опускания по разломам участков фундамента (Васильев и др., 1975) происходила дифференциация рельефа на поднятия и впадины. В раннем миоцене произошло первое быстрое погружение дна Японского моря (Ingle, 1992; Tamaki et al., 1992), которое привело к расширению морского бассейна. К концу раннего миоцена морские воды затопили склоны возвышенности Ямато, на которых сформировался мелководный базальный горизонт осадочной толщи. На севере, со стороны Японской котловины, начали накапливаться морские осадки комплекса 2. Содержащиеся в них радиолярии свидетельствуют о теплых водах в это время и верхнебатиальных глубинах, а значительное количество бентосных видов в морских диатомовых комплексах указывает на близость береговой линии (т.е. существование островной территории), что подтверждается и присутствием пресноводных диатомей раннего миоцена, которые были переотложены из залегающего ниже континентального комплекса 1. С конца раннего—начала среднего миоцена в Японском море преобладало морское осадконакопление с резким доминированием в осадках кремнистого микропланктона (диатомей, силикофлагеллат и радиолярий) (Цой, Шастина, 1999), которое происходило в условиях миоценового климатического

оптимума, зафиксированного по многим группам наземной и морской биоты и изотопным данным (Бараш, 2011), и сопровождалось глобальным повышением уровня моря (Haq et al., 1987). В период 16–15 млн лет назад произошло второе быстрое погружение дна Японского моря (Ingle, 1992; Tamaki et al., 1992), которое, вероятно, усилило эффект от глобального повышения уровня моря.

В среднем миоцене накапливались тонкозернистые морские отложения (комплекс 3), содержащие большое количество диатомей хорошей сохранности и радиолярии. Хотя среднемиоценовые отложения на хр. Северное Ямато установлены на значительных глубинах (1650–1500 м), в диатомовом комплексе резко преобладают неритические виды, что свидетельствует об относительно мелководных, близких к шельфовым, условиях. Среди диатомей в массе встречены споры *Chaetoceros*, указывающие на высокую продуктивность поверхностных вод, связанную, вероятно, с апвеллингом и/или поступлением богатой железом эоловой пыли, транспортируемой муссонами (Akiba, 1986; Suto et al., 2012). Среднемиоценовые отложения на хр. Южное Ямато отличаются более глубоководным характером, о чем свидетельствует преобладание океанических видов диатомей в комплексе. Водные массы в этом районе были теплые, близкие к тропическим, что подтверждается большим количеством колониальных радиолярий *Collosphaera huxleyi* group. Однако присутствие бентосных видов, характерных для прибрежных районов моря, а также разнообразие, хорошая сохранность пыльцы и ее состав указывают на существование в этом районе островной суши. На ней произрастали хвойно-широколиственные полидоминантные леса с разнообразным составом широколиственных растений, климат был теплоумеренный и влажный, характерный для климатического оптимума конца раннего—начала среднего миоцена.

В глубоководных скважинах, пробуренных в трогге Кита-Ямато (скв. 799, U1425), в нижнем, среднем и частично в верхнем миоцене преобладают порцелланиты и кремнистые аргиллиты (рис. 3), образовавшиеся из-за диагенеза биогенного кремнезема (Ingle et al., 1990; Burckle et al., 1992; Tada et al., 2015), в результате которого скелеты диатомей и радиолярий почти полностью растворились, что не позволяет использовать их для биоостратиграфических и корреляционных целей.

В позднем миоцене (комплекс 4), который характеризуется относительно спокойным тектоническим этапом в развитии Японского моря (Ingle, 1992), накапливались тонкозернистые диатомовые осадки. Присутствие примеси вулканического пепла, вплоть до образования туффицитов, свидетельствует о синхронных вулканических извержениях в этом районе. Условия формирования осадков на хр. Северное Ямато были разнофаци-

раш, 1986). Многочисленные баритовые конкреции, ассоциирующие с диатомовыми породами, образовались в результате активной гидротермальной деятельности (Липкина, Цой, 1980; Астахова, Мельниченко, 2002).

В конце позднего миоцена в районе возвышенности Ямато была, вероятно, высокая продуктивность вод, связанная с активизацией апвеллингов, богатых нутриентами. При этом накопление биогенных осадков было мозаичным, маломощным и прерывистым из-за сложного гористого рельефа и тектонической деятельности. Так, мощность осадков (диатомовые и радиоляриевые глины) позднего миоцена на склонах возвышенности Ямато, опробованных трубками, не превышала 10 м (Koizumi, 1979).

На Южном Ямато в конце позднего миоцена также существовали островные территории, но их рельеф был менее расчлененным, побережья заболоченными.

В плиоценовых отложениях (комплекс 5) уменьшается доля биогенного материала, а плейстоцен-голоценовые отложения (комплекс 6) уже становятся терригенными с существенной долей пирокластики (туффиты, туфопесчаники, туфогенные глины и др.). В плейстоцен-голоценовых диатомовых комплексах заметное количество составляют бентосные диатомеи, характерные для прибрежных вод, и виды, обитающие в распресненных и пресных водоемах, что предполагает близость береговой зоны и возможность существования островов в районе возвышенности Ямато в плейстоцене. Это подтверждают находки эпифита *Istmia peruvosa*, живущего на макрофитах — водорослях и водных растениях прибрежной зоны моря. Вероятно, формирование комплекса 6 происходило при активном гидродинамическом и тектоническом режиме, что приводило к обнажению и размыву более древних миоценовых отложений разного генезиса, о чем свидетельствуют находки вымерших пресноводных и морских диатомей, характерных преимущественно для комплексов 1–3 раннего и среднего миоцена. Комплексы диатомей указывают на формирование вмещающих их осадков в верхней части подводного склона островной суши с узким шельфом, что характерно для островов вулканического происхождения, которые, вероятно, существовали в плейстоцене. Возможное существование в районе возвышенности Ямато островов в это время предполагали Б.И. Васильев и П.В. Маркевич (1973) на основе обнаруженных ими в этом районе в составе четвертичных отложений хорошо окатанной гальки и гравия.

Максимальное количество пирокластики (пепла) наблюдается в плейстоценовых и нижнемиоценовых отложениях, минимальное — в верхнемиоценовых и среднемиоценовых. Подобное

распределение было отмечено в отложениях котловины Ямато (скв. 797) (Tamaki et al., 1990).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В разрезе неогеновых отложений подводной возвышенности Ямато установлены последовательно сменяющиеся во времени шесть комплексов осадочных пород. Самый древний комплекс 1 туфогенно-осадочных пород имеет раннемиоценовый возраст и континентальный генезис. Его формирование происходило в континентальных условиях в обширных озерных бассейнах с хорошо развитой пелагиалью, окруженных гористой суши с разнообразным растительным покровом — от прибрежного до горного. Значительная примесь вулканического пепла в этих породах указывает на распространение в этом районе действующих вулканов, синхронные извержения которых поставляли пирокластический материал в осадки. Возвышенность Ямато и другая крупная возвышенность Японского моря — возвышенность Криштофовича (плато Уллын) — в раннем миоцене представляли собой сушу с богатой лесной растительностью и обширными пресноводными озерами, которая в районе возвышенности Ямато в виде отдельных островов сохранялась до плейстоцена включительно.

Комплексы 2–6 формировались в морских условиях с конца раннего миоцена по плейстоцен—голоцен. Начало морского этапа совпадает с климатическим оптимумом конца раннего миоцена—начала среднего миоцена и глобальной трансгрессией, а также активизацией деструкции коры в Япономорском регионе. Наземные условия в районе поднятия Ямато сохранялись предположительно на островных территориях в среднем и позднем миоцене, а также в плейстоцене. Площадное распространение отложений всех комплексов весьма ограниченное, что связано со сложным расчлененным рельефом и нестабильной тектонической обстановкой. Отсутствие какой-то толщи не является бесспорным доказательством подъема и размыва территории, а связано с широким развитием зон транзита осадков, накапливавшихся у подножия склонов возвышенностей и гор. Вероятно, в среднем миоцене возвышенность уже представляла собой гористый архипелаг с узким шельфом, крутыми склонами и заливами-проливами, частично заполненными континентальными осадками раннего миоцена. Высота островов, вероятно, была уже небольшая, однако крутые подводные склоны способствовали развитию апвеллинга, который обеспечивал высокую биопродуктивность. В позднем плиоцене увеличивается количество терригенного материала, а плейстоцен-голоценовые отложения уже становятся терригенными с существенной долей пирокластики. Формирование осадочного чехла воз-

вышенности Ямато происходило в разных условиях — континентальных (озерных) и морских (шельфовых и склоновых), отражающих сложную историю развития этой крупнейшей возвышенности Японского моря.

Сходство по возрасту и генезису выделенных комплексов пород крупнейших возвышенностей Японского моря Ямато и Криштофовича свидетельствует об общем направлении их геологического развития.

Благодарности. Авторы благодарят Л.В. Осипову за химико-техническую обработку образцов для диатомового анализа и Н.С. Ли за графические работы. Авторы признательны рецензентам М.С. Барашу, А.Ю. Гладенкову и Ю.Б. Гладенкову за конструктивные замечания.

Источники финансирования. Работа выполнена по программе фундаментальных научных исследований ТОИ ДВО РАН (тема № АААА-А17-117030110033-0) и программе “Дальний Восток” (тема № 18-1-008).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аблаев А.Г., Тащи С.М., Сафарова С.А.* Новые данные в кайнозойской истории развития подводной возвышенности Ямато (Японское море) // Биология моря. 2002. Т. 28. № 3. С. 224–228.
- Антипов М.П.* Тектоника неоген-четвертичного осадочного чехла дна Японского моря. М.: Наука, 1987. 86 с.
- Астахова Н.В., Мельниченко Ю.И.* Баритовые конкреции Японского моря // Литология и полезные ископаемые. 2002. № 1. С. 44–52.
- Бараш М.С.* Палеоокеанологические условия образования позднемиоценового фосфоритоносного горизонта поднятия Северное Ямато (Японское море) // Океанология. 1986. Т. XXVI. Вып. 6. С. 953–958.
- Бараш М.С.* Влияние факторов среды на развитие биоты океанов в неогене // Океанология. 2011. Т. 51. № 2. С. 319–328.
- Бараш М.С., Казарина Г.Х., Кругликова С.Б., Сафарова С.А.* Стратиграфия неогена и палеогеография поднятия Северное Ямато (Японское море) // Материалы по стратиграфии и палеогеографии Востока Азии и Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. С. 134–146.
- Бараш М.С., Казарина Г.Х., Кругликова С.Б. и др.* К неогеновой палеогеографии поднятия Северное Ямато (Японское море) по биостратиграфическим и сейсмо-стратиграфическим данным // Океанология. 2003. Т. 43. № 4. С. 573–582.
- Берснев И.И., Липкин Ю.С., Сигова К.И.* Впадина Японского моря // Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. М.: Наука, 1977. С. 113–127.
- Берснев И.И., Леликов Е.П., Безверхний В.Л. и др.* Геология дна Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 140 с.
- Василенко Л.Н.* Новые данные по миоценовым радиоляриям из отложений подводного хребта Северное Ямато (Японское море) // Геология дальневосточных морей России и их обрамления. Материалы Региональной научной конференции, посвященной 100-летию со дня рождения И.И. Берсенева (16 сентября 2016 г., Владивосток, Россия). Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2016. С. 14–17.
- Васильев Б.И., Маркевич П.В.* О геологическом строении возвышенности Ямато (Японское море) // Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток: ДВНЦ, 1973. С. 58–65.
- Васильев Б.И., Карп Б.Я., Строев П.А. и др.* Строение подводной возвышенности Ямато (Японское море) по геофизическим данным. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1975. 97 с.
- Ващенко Н.Г., Горюва М.Т., Можеровский А.В.* О составе и возрасте аргиллитовой толщи (осадочный чехол материкового склона Японского моря) // Тихоокеанская геология. 2009. Т. 28. № 3. С. 53–63.
- Витухин Д.И.* Расчленение кайнозоя Дальнего Востока по радиоляриям. М.: Наука, 1993. 104 с.
- Гладенков Ю.Б., Сальников Б.А., Баринев К.Б. и др.* Экосистемы кайнозоя Охотоморского региона. Опорный разрез палеогена и неогена Северного Сахалина (п-ов Шмидта): стратиграфия, палеогеография и геологические события. М.: ГЕОС, 1999. 132 с.
- Горюва М.Т., Ващенко Н.Г.* Палинологическая характеристика миоценовых отложений подводной возвышенности Ямато (Японское море) // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 3. С. 386–398.
- Диатомовые водоросли СССР (ископаемые и современные). Л.: Наука, 1974. Т. 1. 404 с.
- Игнатов Е.И., Диденко М.Г., Лохин М.Ю. и др.* Геоморфология подводных банок Японского, Филиппинского и Южно-Китайского морей. М.: МГУ, 1990. 105 с.
- Изосов Л.А., Кулинич Р.Г., Мельниченко Ю.И., Емельянова Т.А.* Разломная сеть Южно-Приморского сектора зоны сочленения континент–океан // Проблемы морфотектоники Западно-Тихоокеанской переходной зоны. Владивосток: Дальнаука, 2001. С. 103–113.
- Карнаух В.Н.* Рельеф дна северо-западной части Японского моря // Геоморфология. 2010. № 1. С. 42–51.
- Карп Б.Я., Милановский В.Е., Заболотников А.А., Ханкишиева Л.М.* Сейсмофациальный анализ осадочного чехла на Северном хребте Ямато (Японское море) по сейсмическим данным // Морская геология, геофизика, геохимия. Тезисы докладов III Тихоокеанской конференции. Владивосток, 1987. Т. 2. С. 69–71.
- Карп Б.Я., Прокудин В.Г., Медведев С.Н., Карнаух В.Н.* Строение земной коры по сейсмическим данным // Дальневосточные моря России. Кн. 3. Геологические и геофизические исследования. М.: Наука, 2007. С. 26–47.
- Леликов Е.П., Пугачев А.А.* Гранитоидный магматизм Японского и Охотского морей // Петрология. 2016. Т. 24. № 2. С. 212–230.
- Леликов Е.П., Терехов Е.П.* Щелочные вулканы дна Японского моря // Тихоокеанская геология. 1982. № 2. С. 71–77.
- Леликов Е.П., Емельянова Т.А., Съедин В.Т. и др.* Новые данные по радиоизотопному датированию вулканитов Японского и Охотского морей // Тихоокеанская геология. 2001. № 5. С. 118–122.

- Липкина М.И., Цой И.Б.* Конкреции барита с подводной возвышенности Ямато в Японском море // Докл. АН СССР. 1980. Т. 254. № 4. С. 1002–1005.
- Липкина М.И., Цой И.Б.* О возрасте и генезисе фосфорной минерализации на Северном Ямато в Японском море // Тихоокеанская геология. 1999. № 4. С. 99–105.
- Матюль А.Г.* Четвертичная биостратиграфия и палеоокеанология Охотского моря и других субарктических районов. М.: ГЕОС, 2009. 182 с.
- Мельниченко Ю.И.* Рельеф дна и морфотектоника Японского моря // Дальневосточные моря России. Кн. 3. Геологические и геофизические исследования. М.: Наука, 2007. С. 17–25.
- Мельниченко Ю.И., Валитов Н.С., Ли Н.С.* Идентификация рельефа возвышенности Ямато (Японское море) // Физика геосфер. Материалы Десятого Всероссийского симпозиума (23–29 октября 2017 г., Владивосток, Россия). Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2017. С. 193–197.
- Можеровский А.В.* Аутигенные минералы мезо-кайнозойских вулканогенно-осадочных комплексов дна Японского моря. Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 1995. 163 с.
- Основные черты геологического строения дна Японского моря. М.: Наука, 1978. 264 с.
- Рудая Н.А.* Палинологический анализ. Учебно-методическое пособие. Новосибирск: Новосибир. гос. ун-т, Ин-т археологии и этнографии СО РАН, 2010. 48 с.
- Сигова К.И.* Соотношение приповерхностных и глубинных структур земной коры впадины Японского моря. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 112 с.
- Точилина С.В.* Биостратиграфия кайнозоя северо-западной части Тихого океана. М.: Наука, 1985. 133 с.
- Точилина С.В.* О проблеме границ в неогеновую эпоху // Океанологические исследования Дальневосточных морей и северо-западной части Тихого океана. Кн. 2. Гл. ред. Акуличев В.А. Владивосток: Дальнаука, 2013. С. 170–176.
- Цой И.Б.* Силикофлагеллаты кайнозоя Японского и Охотского морей и Курило-Камчатского желоба. Владивосток: Дальнаука, 2011. 226 с.
- Цой И.Б., Вагина Н.К.* Палеонтологическая характеристика верхнекайнозойских осадков и изменение среды в районе залива Петра Великого (Японское море) // Тихоокеанская геология. 2008. Т. 27. № 3. С. 44–61.
- Цой И.Б., Усольцева М.В.* Миоценовые пресноводные диатомеи из отложений восточного склона подводного плато Уллын (возвышенность Криштофовича) Японского моря // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24. № 3. С. 62–80.
- Цой И.Б., Шастина В.В.* Кремнистый микропланктон неогена Японского моря (диатомеи, радиолярии). Владивосток: Дальнаука, 1999. 241 с.
- Цой И.Б., Ващенко Н.Г., Горювая М.Т., Терехов Е.П.* О находке континентальных отложений на возвышенности Ямато // Тихоокеанская геология. 1985. № 3. С. 50–55.
- Цой И.Б., Горювая М.Т., Василенко Л.В. и др.* Возраст и условия формирования пород осадочного чехла плато Уллын Японского моря по микропалеонтологическим данным // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2017. Т. 25. № 1. С. 85–108.
- Akiba F.* Middle Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy in the Nankai Trough and Japan Trench, and modified lower Miocene through Quaternary diatom zones for middle-to-high latitudes of the North Pacific // Init. Rept. DSDP. Washington: U.S. Gov. Printing Office, 1986. V. 87. P. 393–481.
- Barron J.* Late Eocene to Holocene diatom biostratigraphy of the equatorial Pacific Ocean, Deep Sea Drilling Project Leg 85 // Init. Rept. DSDP. Washington: U.S. Gov. Printing Office, 1985. V. 85. P. 393–481.
- Burckle L.H., Akiba F.* Implications of Late Neogene freshwater sediment in the Sea of Japan // Geology. 1978. V. 6. P. 123–127.
- Burckle L.H., Brunner C.A., Alexandrovich J. et al.* Biostratigraphic and biochronologic synthesis of Leg 127 and 128: Sea of Japan // Proc. ODP, Sci. Results. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1992. V. 127/128. Pt. 2. P. 1219–1228.
- Geology and Geophysics of the Japan Sea. Eds. Isezaki N. et al. Tokyo: TERRAPUB, 1996. 488 p.
- Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R.* Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic // Science. 1987. V. 235. P. 1156–1167.
- Hasegawa Y.* Diatom flora of gravity core samples from the Yamato Rise in the central part of the Japan Sea // J. Geol. Soc. Japan. 1970. V. 76(7). P. 347–354.
- Ingle J.C.* Subsidence of the Japan Sea: stratigraphic evidence from ODP sites and onshore sections // Proc. ODP, Sci. Results. 1992. V. 127/128. Pt. 2. P. 1197–1218.
- Ingle J.C., Karig D.E., Bouma A.H. et al.* Init. Rept. of the Deep Sea Drilling Project. Washington: U.S. Government Printing Office, 1975. V. 31. 927 p.
<https://doi.org/10.2973/dsdp.proc.31.113.1975>
- Ingle J.C., Suyehiro K., von Breymann M.T. et al.* Proc. ODP. Init. Rept. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1990. V. 128. P. 237–402.
<https://doi.org/10.2973/odp.proc.ir.128.1990>
- Itaki T.* Radiolarian faunal changes in the eastern Japan Sea during the last 30 kyr. // News of Osaka Micropaleontologists (NOM). Special Vol. 2001. № 12. P. 359–374.
- Kamikuri S., Nishi H., Motoyama I., Saito S.* Middle Miocene to Pleistocene radiolarian biostratigraphy in the Northwest Pacific Ocean, ODP Leg 186 // The Island Arc. 2004. № 13. P. 191–226.
- Kamikuri S., Itaki T., Motoyama I., Matsuzaki K.M.* Radiolarian biostratigraphy from middle Miocene to late Pleistocene in the Japan Sea // Paleontological Res. 2017. V. 21. № 4. P. 397–421.
- Kobayashi H.* Neogene silicoflagellate biostratigraphy of the Japan Sea coastal region, with reference to DSDP Hole 438A // Tohoku Univ. Sci. Rep. 2nd Ser. (Geol.). 1988. V. 59. № 1. P. 1–98.
- Koizumi I.* Neogene diatoms from the Sea of Japan // Marine Geology. 1978. № 26. P. 231–248.
- Koizumi I.* The geological history of the Sea of Japan – based upon sediments and microfossils // Nipponkai. 1979. № 10. P. 69–90.
- Koizumi I.* Early Miocene Proto-Japan Sea // J. Paleontol. Soc. Korea. 1988. V. 4. № 1. P. 6–20.

- Ling H.Y. Radiolarians from the Sea of Japan: Leg 128 // Proc. ODP, Sci. Results. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1992a. V. 127/128. Pt. 1. P. 225–236.
- Ling H.Y. Late Neogene silicoflagellates and ebridians from Leg 128, Sea of Japan // Proc. ODP, Sci. Results. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1992b. V. 127/128. Pt. 1. P. 237–248.
- Motoyama I., Sawada T. Upper Oligocene to Lower Miocene radiolarian biostratigraphy in the Northwest Pacific // Japan Geoscience Union Meeting. April 28–May 2, 2014. Pacifico Yokohama, Kanagawa, Japan, 2014. P. 1.
- Motoyama I., Kamikuri S., TuZino T. et al. Radiolarians from rock samples recovered from the Kushiro submarine canyon // Bull. Geol. Surv. Japan. 2010. V. 61(3/4). P. 87–103.
- Nakajima T., Satoh M., Okamura Y. Channel-levee complexes, terminal deep-sea fan and sediment wave fields associated with the Toyama Deep-Sea Channel system in the Japan Sea // Marine Geology. 1998. V. 147. P. 25–41.
- Suto I., Kawamura K., Hagimoto S. et al. Changes in upwelling mechanisms drove the evolution of marine organisms // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. 2012. V. 339–341. P. 39–51.
https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2012.04.014
- Tada R., Murray R.W., Alvarez Zarikian C.A. et al. Proc. Integrated Ocean Drilling Program. College Station, TX (Integrated Ocean Drilling Program). 2015. V. 346. P. 1–113.
https://doi.org/10.2204/iodp.proc.346.110.2015
- Tamaki K. Geological structure of the Japan Sea and its tectonic implications // Bull. Geol. Surv. Japan. 1988. V. 39. № 5. P. 269–365.
- Tamaki K., Pisciotto K., Allan J. et al. Proc. ODP, Initial Reports, College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1990. V. 127.
https://doi.org/10.2973/odp.proc.ir.127.107.1990
- Tamaki K., Suyehiro K., Allan J. et al. Tectonic synthesis and implications of Japan Sea ODP Drilling // Proc. ODP, Sci. Results. 1992. V. 127/128. Pt. 2. P. 1333–1348.
- Tsoy I.B. Early Miocene diatom flora from the Yamato Rise, the Sea of Japan // Diatom Res. 2017. V. 32(3). P. 277–293.
https://doi.org/10.1080/0269249X.2017.1367726
- Usoltseva M.V., Tsoy I.B. Elliptical species of the freshwater genus *Aulacoseira* in Miocene sediments from Yamato Rise (Sea of Japan) // Diatom Res. 2010. V. 25. № 2. P. 397–415.
- Wang W.-M., Yamanoi T. New data on Miocene pollen floras of the Oga Peninsula, Northeast Honshu of Japan, with comparison to those of Northern China // Jpn. J. Palynol. 1996. V. 42(1). P. 1–13.
- Yamanoi T. Neogene pollen stratigraphy of the Oga Peninsula, Northeast Honshu, Japan // J. Geol. Soc. Jap. 1978. V. 84. № 2. P. 69–86.
- Yamanoi T. Miocene pollen stratigraphy of Leg 127 in the Japan Sea and comparison with the standard Neogene pollen floras of Northeast Japan // Proc. ODP, Sci. Results. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1992. V. 127/128. Pt. 1. P. 471–491.
- Yanagisawa Y., Akiba F. Revised marine diatom biostratigraphy of the Miocene sequence in the Matsushima area, northeastern Japan // Bull. Geol. Surv. Japan. 1998. V. 50. № 7. P. 431–448.
- Yanagisawa Y., Hiranaka H., Kurokawa K. Diatom biostratigraphy of the middle to upper Miocene Nomura Formation in the Otonashigawa section, Tsugawa area, Niigata Prefecture // Japan. Bull. Geol. Surv. Japan. 2010. V. 61(5/6). P. 147–160.

Рецензенты М.С. Бараш,
А.Ю. Гладенков, Ю.Б. Гладенков

Age and Conditions of Formation of Cenozoic Sedimentary Cover of the Yamato Rise of the Sea of Japan

I. B. Tsoy^{a, #}, N. G. Vashchenkova^a, L. N. Vasilenko^a, M. T. Gorovaya^a,
N. K. Vagina^a, and Yu. I. Melnichenko^a

^a*Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia*

[#]*e-mail: tsoy@poi.dvo.ru*

The integrated substantiation of age and conditions of formation of a sedimentary cover of the Yamato Rise, the largest in the Sea of Japan, is presented. Six complexes of sedimentary deposits of different age and genesis on the basis of petrographic and micropaleontological analysis were distinguished. Complex 1 (continental) tuffogenous-sedimentary deposits contains numerous freshwater diatoms and pollen flora, proving lacustrine genesis and early Miocene age of rocks. The age of Complexes 2–6 (marine) is inferred from marine siliceous microfossils (diatoms, radiolarians, and silicoflagellates) and spore-pollen assemblages. Since the end of the early Miocene, marine sedimentation prevailed, which occurred in different conditions – from coastal-marine to bathyal, but the island territories covered with forest vegetation remained limited to the Pleistocene inclusive. Uneven sedimentation is associated with dissected relief and active tectonics, accompanied by volcanism, in the early Miocene and Pleistocene. The similarity of the rock complexes of the large rises Yamato and Krishtofovich (Ulleung Plateau) in age and genesis indicates the general direction of evolution of these rises, closely related to the formation of the Sea of Japan.

Keywords: sedimentary cover, diatoms, radiolarians, spores and pollen, Neogene, Yamato Rise, Sea of Japan