

УДК 551.728+550.834(265.54)

*И. И. Берснев, В. Л. Безверхний, Н. Г. Ващенко,
М. Т. Горвая, И. Б. Цой*

СТРАТИГРАФИЯ МИОЦЕНА ПРИМОРСКОГО ШЕЛЬФА И СКЛОНА (Японское море)

На основе сопоставления геологических и сейсмоакустических данных проведено расчленение кайнозойского осадочного чехла. Выделены олигоцен-нижнемиоценовая (?) аргиллитовая толща и средне-верхнемиоценовая валентиновская свита. Описан состав пород и содержащиеся в них комплексы флоры и фауны.

Изучение подводных морфоструктур ведется, как правило, на основе комплексной интерпретации геолого-геофизических данных. Роль геофизических материалов при этом возрастает в связи со сложностью геологического опробования подводных объектов. В предлагаемой статье изучение осадочного чехла Приморской материковой ступени выполнено на основе данных драгирования склона и сейсмостратиграфических материалов.

Методика сейсмоакустических исследований. В 1971—1974 гг. Тихоокеанская экспедиция ЮжМорГео Мингео СССР провела комплексные работы (НСП, магнитометрия, гравиметрия) под руководством В. Л. Безверхнего на шельфе от о. Аскольд до зал. Рында. В этом районе ею пройдено более 4500 км профилей НСП, ориентированных вдоль (через 1,5—3 мили) и поперек (через 10—15 миль) общего простирания шельфа и склона. Привязка осуществлялась методами визуального пеленгования и радиолокационных определений. Максимальная среднеквадратичная ошибка привязки составила до ± 500 м. Применялся геолокатор с электрогидравлическим источником упругих колебаний. Полученные записи позволили построить разрезы осадочного чехла мощностью до 600 м при глубине моря до 500 м. Разрешающая способность составила 10—15 м. Выделение на эхограммах полезных отражений производилось в следующем порядке: коррелировались визуально прослеживаемые оси синфазности отраженных волн; выделялись кратные и неполнократные волны и волны, соответствующие реальным границам разреза; определялись глубины залегания отражающих горизонтов. При

на основе анализа литолого-фациальных изменений вертикального разреза чехла внешнего шельфа и склона, мощности, перерывов и несогласий выявлены особенности развития Приморской материковой ступени в миоценовое время.

этом средняя скорость распространения упругих колебаний в осадочной толще принималась 2000 м/с [15], в воде — 1500 м/с [9]. На профилях, пройденных над крутыми участками склона, вводилась поправка на сейсмический снос по методу Б. Я. Карпа и В. Г. Прокудина [10].

Методика геологических исследований. Методика отбора образцов горных пород была разработана в 1971 г. в 10-м рейсе НИС «Первенец» [2]. Судно было оснащено радиолокатором «Дон», эхолотом «Кельвин-Хьюз» с усилителем и записью на приборе ФАК-II, траловой лебедкой и лебедкой «Лерок». Суть методики заключается в поинтервальном драгировании крутых ($>15^\circ$) склонов подводных долин, прорезающих материковый склон и внешнюю часть шельфа. Участки драгирования выбирались по батиметрическим картам крупного масштаба. Карты составлялись по данным эхолотных промеров по галсам, пройденным примерно через 1 милю. Галсы привязывались к заякоренным буям. Плановая привязка буев осуществлялась с помощью радиолокационных определений по береговым ориентирам. Среднеквадратичная ошибка привязки буев не превышала ± 200 —400 м, привязки галсов к буям ± 30 —40. Драгирование выполнялось преимущественно по профилям. Драга опускалась на заданную глубину опробования при глубине до дна, превышающую заданную. Затем с помощью дрейфа или движения судна самым малым ходом драга укладывалась на дно с отклонением ± 20 м. Время соприкосновения драги с грунтом определялось по степени натяжения троса, глубина — по данным эхолота. После стравливания

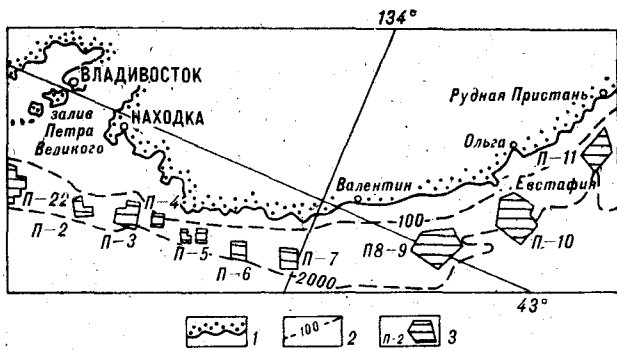


Рис. 1. Обзорная схема изученности района.

1 — береговая линия, 2 — изобаты, 3 — полигоны драгирования и их номера.

дополнительно 20—25% длины троса судно ложилось на курс вверх по склону. Движение осуществлялось короткими толчками: 3 мин самого малого хода — 5 мин дрейфа. Интервал драгирования варьировал в пределах 0—100 м в зависимости от времени «зацепа», как правило, фиксирующего отрыв образцов от коренных выходов. Если «зацеп» следовал сразу после начала движения драги, подъем ее осуществлялся немедленно. Породы, поднятые из коренных обнажений, обычно отличаются от свалов глыб и щебня наличием свежих изломов.

На материковом склоне драгирование проведено на 11 полигонах, из них основной объем работ выполнен на 6 опорных: 1, 2, 22, 8—9, 10 и 11 (рис. 1). Ряд станций драгирования расположен между полигонами. Всего здесь проведено 377 драгировок, которые выполнялись под руководством И. И. Берсенева, Е. П. Леликова и И. К. Пуцина.

Литологию неогеновых отложений на начальном этапе изучала М. И. Липкина, а в дальнейшем Н. Г. Ващенко. Отбор образцов на различные виды анализов производился преимущественно на борту судна. Палеоген-неогеновые породы изучались в лабораторных условиях под микроскопом в шлифах, которых описано более 500. Гранулометрический анализ выполнен из 90 образцов. Микропалеонтологическое изучение горных пород преимущественно выполнялось на образцах, отобранных на материковом склоне из коренных обнажений. Диатомовые водоросли сначала изучала Е. И. Царько, затем В. П. Болдырева и Л. М. Долматова и в основном И. Б. Цой (всего около 500 анализов). Палинологические исследования неогеновых отложений выполняла М. Т. Горовая, а на первом этапе — Т. И. Шустова. Всего выполнено более 200 анализов. Моллюски определял В. О. Савицкий.

Расчленение осадочного чехла проведено на основе сопоставления геологических и сейсмоакустических данных [1]. В результате анализа особенностей отражающих сейсмоакустических

границ (распространения, рельефа и соотношения с выше- и нижележащими отражениями) на блок-диаграммах выделены поверхности напластования, субаэрального и подводного размыва и др. Наибольшее значение при интерполяциях данных между драгированными полигонами имеют границы, устойчиво прослеживающиеся на расстоянии более 100 км вдоль шельфа и более 20 км в поперечном направлении. По-видимому, они соответствуют поверхностям, разделяющим структурно-седиментационные ритмы (или циклы), и не могут пересекать биостратиграфические уровни. Аналогичные выводы получены при исследовании юго-западного шельфа о. Сахалин [12].

Для определения возраста толщ осадочного чехла на шельфе соответствующие сейсмоакустические комплексы с помощью глубинных разрезов, полученных с использованием пневмопушки, прослежены до драгированных участков материкового склона. Возраст пород определялся в основном по микропалеонтологическим данным. При затруднении с определением характера залегания поднятых образцов принимались во внимание наиболее древние датировки по станции. Если станции драгирования не попадали на линию разреза, экстраполяция осуществлялась с учетом рельефа дна полигона, наклона отражающих границ и возможных дизъюнктивов. На блок-диаграммах с определенной степенью условности выделены отражающие границы, соответствующие поверхностям раздела миоценовых, плиоценовых и четвертичных отложений. С помощью блок-диаграмм корреляции отражающих сейсмоакустических границ выполнен анализ мощности и соотношения выделенных толщ. Угловые несогласия выявлялись по изменению углов наклона отражающих границ на контакте подстилающей и перекрывающей толщ, азимутальные — в тех случаях, когда изменяется и направление падения пластов. Если угол наклона контактирующих толщ не меняется, но имеются надежные признаки размыва подстилающих отложений (плиоценовые конгломераты с галькой миоценовых алевродиаомитов, реликты субаэрального палеорельефа и др.), выделялись стратиграфические несогласия. Разрывные нарушения осадочного чехла выявлялись в основном по сейсмоакустическим данным и соответствуют коррелирующимся по серии параллельных профилей разрывам сплошности отражающих границ. В ряде случаев разломы подтверждены геологическими материалами — поднятыми при драгировании склона зеркалами скольжения и тектоническими брекчиями.

В изученном интервале глубин (0—2000 м) акустический фундамент и осадочный чехол разделены, как правило, поверхностью структурного несогласия. Опробованная драгировани-

ем и бурением часть чехла сложена палеоген(?)-четвертичными прибрежно-морскими и континентальными отложениями. Доминируют слаболифитифицированные породы, плохо сортированные, неслоистые в образцах [11]. Все толщи осадочного чехла имеют единый структурный план. Перекрывая размытую поверхность акустического фундамента по типу краевого трансгрессивного прилегания, они погружаются в сторону открытого моря. Углы падения толщ на шельфе обычно не превышают первые десятки минут, на склоне — первые градусы. Более древние слои обладают большим наклоном, что свидетельствует о рассеянном угловом или дисперсном, по В. Е. Хайну [16], несогласии. Мощность толщ в целом увеличивается к бровке шельфа. На крутых участках материкового склона и по направлению к берегу чехол выклинивается, причем молодые толщи выклиниваются ближе к берегу, чем древние. Зона максимальных мощностей по простиранию шельфа разделена на отдельные звенья изголовьями каньонов. Выявленные дизъюнктивные дислокации представлены в основном сбросами, пликативные — пологими складками облекания, уплотнения и надразломными флексурами. В нижней части склона установлены гравитационные складки.

Дочетвертичные осадочные отложения кайнозойского возраста района подразделяются на олигоцен — нижний миоцен, средний — верхний миоцен, нижний — средний плиоцен и верхний плиоцен (эоплейстоцен). Из них средне-верхнемиоценовые и ниже-среднеплиоценовые отложения выделены в качестве свит. Предлагаемые наименования свит — валентиновская и гамовская — заимствованы от географических названий: пос. Валентин и мыса Гамова, на траверзах которых расположены полигоны, где изучались неогеновые отложения.

ОЛИГОЦЕН — НИЖНИЙ МИОЦЕН. АРГИЛЛИТОВАЯ ТОЛЩА

Низы осадочного чехла на склоне представлены существенно аргиллитовой толщей, установленной на материковом склоне зал. Петра Великого на полигоне 22 (рис. 2). Толща залегает с резким угловым несогласием на мезозойских отложениях и позднемеловых гранитах и перекрыта средним миоценом.

Базальные слои толщи мощностью в несколько метров сложены мелкообломочными конгломератами. Они оторваны от коренных обнажений на станциях 1126 (1500—1580) и 1132 (1350—1420) и состоят из остроугольных и полуокатанных обломков (40—70%) докайнозойских песчаников, алевролитов, гранитов и эффузивов среднего и основного состава [14].

Обломки заключены в разноразмерный полимиктовый песчаник.

Вышележащая толща мощностью до 150—200 м сложена аргиллитами, поднятыми из коренных выходов на семи станциях с глубины от 700 до 1550 м. Аргиллиты серые и темно-серые, массивные, имеют раковистый излом. По В. Б. Курносову, глинистые минералы в них представлены монтмориллонитом и гидрослюдой. Он считает, что основную массу глинистых частиц следует отнести к терригенным образованиям и отмечает, что чистые смешанно-слоистые минералы почти без примеси кварца и полевых шпатов, характеризующиеся идентичностью состава фракции 0,001 и 0,001—0,01 мм, присущи гидротермальным образованиям. Алевролитовая и песчанистая фракция составляет до 15% объема породы. В составе обломочных зерен преобладает кварц, меньше интенсивно цеолитизированного полевого шпата и гидратизированного биотита, незначительная примесь вулканогенного материала в виде мелких осколков кварца, угловатых обломков плагиоклаза и слабо хлоритизированного вулканического стекла. В ряде случаев аргиллиты интенсивно катклазированы, причем трещинки иногда заполнены сульфидами.

В аргиллитах органических остатков не обнаружено. И. К. Пущин с соавт. [14], основываясь на стратиграфическом положении толщи и ее литологических особенностях, предположил ее палеоген-раннемиоценовый возраст. Он указал на возможность постепенного перехода между толщей аргиллитов и среднемиоценовыми отложениями, что обосновал наличием пород, поднятых на западном склоне долины Елиашевича из зоны контакта (1100—1300 м), по составу и структуре переходных между типичными среднемиоценовыми диатомитами и аргиллитами.

На материке широко распространена толща аргиллитов олигоценного возраста, типичным представителем которой вдоль берегов зал. Петра Великого является надеждинская свита [4, 7], на побережье с размывом и несогласием перекрытая усть-давыдовской свитой миоценового возраста. По-видимому, аргиллитовая толща является преимущественно возрастным аналогом надеждинской свиты. Однако это не исключает возможности непрерывной седиментации в нижней и средней частях материкового склона в течение олигоцена и миоцена.

СРЕДНИЙ — ВЕРХНИЙ МИОЦЕН. ВАЛЕНТИНОВСКАЯ СВИТА

Рассматриваемая свита биостратиграфическими методами подразделяется на две подсвиты. Среднемиоценовые отложения нижневален-

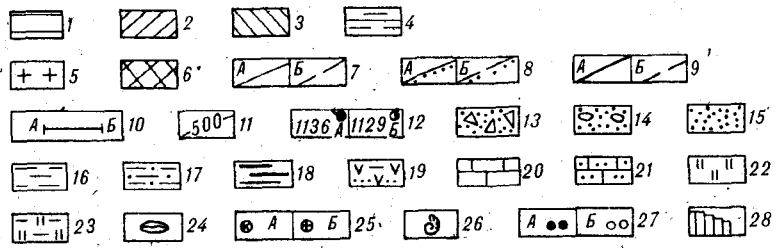
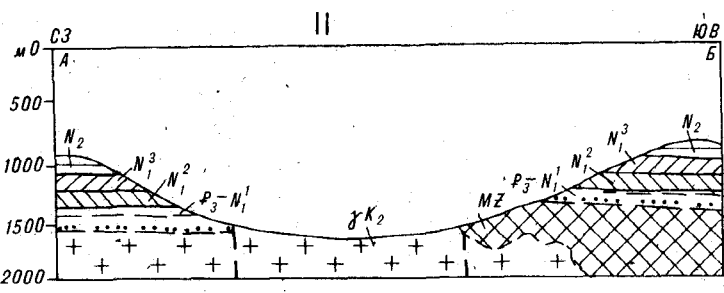
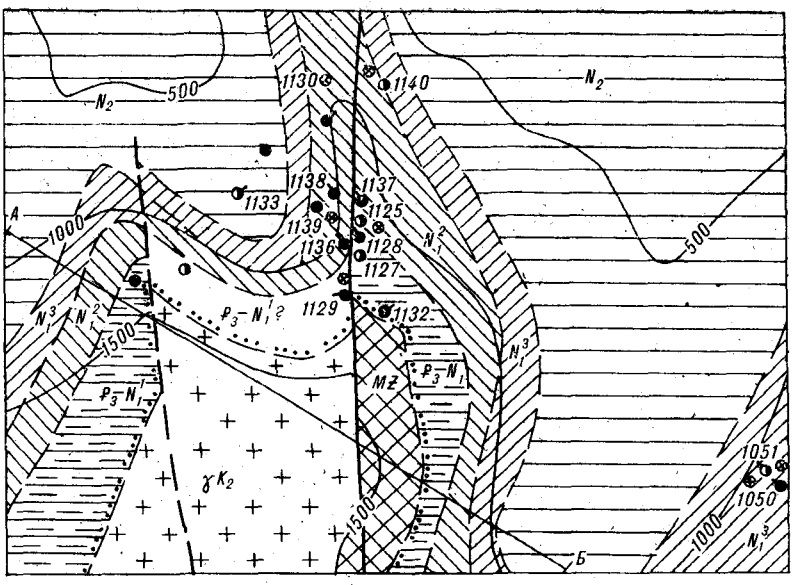


Рис. 2. Фрагмент геологической карты полигона 22 (I) и схематический геологический разрез по линии АБ (II).

1 — N_2 — плиоцен неразделенный, гамовская свита, 2—3 — миоцен: 2 — N_1^3 — верхний подотдел, 3 — N_1^2 — средний подотдел, 4 — $P_3 - N_1^1$ — олигоцен — нижний миоцен, аргиллитовая толща, 5 — γK_2 — позднемиоценовые гранитоиды, 6 — МЗ — мезозойский складчатый комплекс, 7 — стратиграфически согласная и активная интрузивная граница: А — установленная, Б — предполагаемая, 8 — граница несогласного залегания: А — установленная, Б — предполагаемая; 9 — тектоническая граница: А — установленная, Б — предполагаемая

тиновской подсытки почти сплошным чехлом покрывают породы либо докайнозойского фундамента, либо палеогеновые или нижнемиоценовые базальтоиды*. На небольшом участке (полигон 22) 200—300 км² они, возможно, со-

* Авторы статьи базальтоиды не изучали, и поэтому их характеристика не приводится.

ГРУППА СИСТЕМА	ОТДЕЛ	ПОДОТДЕЛ	СВИТА ТОЛЩА	ПОДСВИТА	ИНДЕКС	ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ		МОЩНОСТЬ, м
						ШЕЛЬФ	СКЛОН	
НЕОГЕНОВАЯ	ПЛИОЦЕН	ВЕРХНИЙ			N_2^{3ep}			20-30
		НИЖНИЙ И СРЕДНИЙ			N_2^{1-2}			100-200
	МИОЦЕН	ВЕРХНИЙ			N_1^3			100-200
		СРЕДНИЙ	ВАЛЕНТИНОВСКАЯ			N_1^2		
ПАЛЕОГЕНОВАЯ	ОЛИГОЦЕН	НИЖНИЙ			N_1^1			150-200
					P_3			
МЕЗОЗОИЧЕСКАЯ					МЗ			

мая; 10 — линия геологического разреза; 11 — изобаты; 12 — станции драгирования; А — из обнажений, Б — из свалов.

Схематическая стратиграфическая колонка (III).

13 — брекчии, 14 — галечники и гравий с песчаным заполнителем, 15 — песчаники, 16 — алевролиты, 17 — алевролитистые песчаники и песчаные алевролиты, 18 — аргиллиты, 19 — туфоалевролиты, туфодиациты и туфопесчаники, 20 — известняки, 21 — песчаные известняки и известковистые песчаники, 22 — диатомиты, 23 — песчано-алевритовые диатомиты, 24 — карбонатные конкреции, 25 — диатомеи: А — из обнажений, Б — из свалов, 26 — моллюски, 27 — палинокомплексы: А — из обнажений, Б — из свалов, 28 — перерыв, в осадконакоплении.

гласно залегают на олигоцен-нижнемиоценовых отложениях, однако отсутствуют на внутреннем шельфе и в подводных долинах, прорезающих осадочный чехол до фундамента. Максимальную мощность 200—300 м подсытка имеет на материковом склоне, хотя местами мощность сокращается до выклинивания в районе полигона 6. На шельфе ее максимальная мощность

150 м установлена на траверзе бух. Пластун.

В основании подсветы залегает базальный слой небольшой (вероятно, первые метры) мощности, сложенный песчаниками с гравием и галькой, реже конгломератами и конглобрекчиями. Галька и гравий имеют различную окатанность и, как и щебень, представлены породами докайнозойского фундамента. Цементом служит разнозернистый полимиктовый песчаный материал, пропитанный гидроокислами железа.

Подсвету слагают преимущественно измененные диатомиты с прослоями и линзами песчаников, туфопесчаников, алевритовых песчаников, алевролитов, туфоалевролитов, алевритовых «диатомитов»,* «туфодиатомитов», туффитов и в редких случаях песчаных туфогенных известняков.

«Диатомиты» с поверхности обычно пронизаны многочисленными ходами илоедов, образующими цилиндрические отверстия диаметром от 0,5 до 3—5 см, заполненные четвертичными осадками. Это светлосерые породы с массивной, иногда пятнистой текстурой. В их составе доминируют панцири диатомей (до 70% объема породы), сцементированные криптокристаллическим кремнеземом или пелитовой кремнисто-глинистой массой. Постоянно присутствуют в небольшом количестве скелеты радиолярий и спикулы губок. От типичных диатомитов они отличаются очень низким содержанием или отсутствием аморфного кремнезема, преобладающим в криптокристаллическую модификацию и, вероятно, частично ушедшего при образовании минералов гальмиролиза, например, глауконита [11]. В подсвете преобладают песчано-алевритовые разновидности диатомитов, содержащие 15—25% терригенных частиц, представленных кварцем, калиевым полевым шпатом, кислым плагиоклазом, реже биотитом, роговой обманкой и эффузивами кислого и среднего состава. В некоторых образцах установлены пирокластические частицы, представленные кварцем, свежим кислым плагиоклазом и кислым стеклом. Встречается глауконит и реже марказит.

Песчаники серые и зеленовато-серые, массивные, содержат до 60—70% обломочной фракции. В большом количестве присутствуют в разной степени окатанные обломки пород, представленные эффузивами кислого, реже среднего состава, гранитоидами и осадочными породами. Цементом служит глинистое вещество с обломками панцирей диатомей. Встречены песчаники и алевролиты, содержащие пирокластический материал в виде вулканических стекол кислого состава. На полигонах 3, 7 и другие

некоторые образцы содержат до 10—15% пирокластических частиц, что позволяет отнести их к туфопесчаникам и туфоалевролитам.

Алевролиты характеризуются невысоким содержанием обломочных зерен (около 50%). В их составе преобладает кварц (30—60%). Реже встречается гидратизированный биотит, слабо серицитизированный или свежий альбит. В незначительном количестве присутствуют амфиболиты, пироксены и минералы эпидот-ципитовой группы. Обломки пород в алевролитах обычно не превышают 10—30% всех обломочных зерен. Обычно это эффузивы кислого состава, гранитоиды, кремнистые породы, реже эффузивы среднего и основного состава, в единичных зернах — осадочные и метаморфические породы. Цемент базальный и порово-базальный, состоит преимущественно из крошки панцирей диатомей и глинистого вещества. Характерна примесь такого же, как и в описанных диатомитах, пирокластического материала.

Туффиты состоят из алеврито-пелитового туфогенного материала существенно хлоритового состава. В него погружены многочисленные (до 50—60%) обломки (0,01—0,3 мм) кристаллов кварца с корродированными гранями, обломки кристаллов плагиоклаза, рогульчатое вулканическое стекло, кусочки биотита, скопления идингсита и хлорита, зерна глауконита, остатки диатомей, радиолярий и фораминифер [6]. Песчаные туфогенные пелитоморфные известняки, по данным тех же авторов, состоят из мельчайших зерен кальцита, с включениями оскольчатых зерен кварца, плагиоклаза, вулканического стекла, хлорита и биотита, а также остатков диатомей.

Возраст подсветы, как и других стратиграфических подразделений неогена, определен на основании изучения остатков диатомей. При этом использована зональная биостратиграфическая схема Коизуми [17]. Диатомовая флора подсветы представлена преимущественно морскими планктонными формами. Она подразделяется на два комплекса, близких по доминирующим и субдоминирующим видам, но отличающихся по сопутствующим.

Доминанты: *Actinocyclus ingens* Ratray, *Stephanopyxis schenckii* Kanaya, первый вид часто достигает порообразующего значения.

Субдоминанты: *Goniothecium tenue* Brun, *Stephanogonia hanzawae* Kanaya.

Прочие: *Synedra jouseana* Sheshuk., *Stephanopyxis corona* (Ehr.) Grun., *S. cf. ferox* (Grev.) Ralfs sensu Koizumi, *Coscinodiscus endoi* Kanaya, *C. vetustissimus* Pant., *C. yabei* Kanaya, *Hemiaulus polymorphus* Grun., *Triceratium condecorum* Bright, *Goniothecium odontella* Ehr.

Специфические для комплекса I: *Kisseleviella carina* Sheshuk., *Mediaria splendida* Sheshuk., *Stictodiscus kittonianus* Grev., *Denticulopsis lau-*

* Здесь и ниже для краткости измененные диатомиты и сходные с ними породы обозначены «диатомитами».

ta (Bail) Simonsen, а также единичные *Coscinodiscus lewisianus* Grev., *C. sp.* (*C. gracilis* Dolm. in coll.), *Rouxia naviculoides* Schrader, *Craspedodiscus coscinodiscus* Ehr., *Rhizosolenia miocenica* Schrader, *Biddulphia* (?) *sp.* (*B. etolona* Dolm. in coll.), *Denticulopsis miocenica* (Schrader) Simonsen, *D. punctata* (Schrader) Simonsen, *D. nicobarica* (Grun.) Simonsen.

Специфические для комплекса II: *Denticulopsis hustedtii* (Sim. et Kan.) Simonsen, который является постоянным компонентом этого комплекса, а также спорадически встречающиеся виды: *Denticulopsis praedimorpha* (Akiba ex Barron) Barron, *D. dimorpha* (Schrader) Simonsen, *D. hyalina* (Schrader) Simonsen, *D. lauta* (Bail.) Simonsen, *Rouxia californica* Perag., *Coscinodiscus temperei* Brun, *Rhizosolenia barboi* Brun, *Thalassiosira manifesta* Sheshuk. Большинство этих видов получают развитие в следующем комплексе, характеризующем более молодые отложения.

Комплекс I, установленный на полигонах 4; 2, 22, а также между полигонами 22 и 3; 10, хорошо сопоставляется со среднемиоценовой зоной *Denticulopsis lauta* по присутствию зонального вида и общему видовому составу. Комплекс II содержится в пробах с тех же полигонов, а также на полигонах 7, 11. Он сопоставляется с зоной *Denticulopsis lauta* — *D. hustedtii*, имеющей диапазон от среднего миоцена до низов верхнего миоцена.

Из туффитов и туфогенных известняков Т. И. Демидова определила палинокомплекс, сходный, по ее мнению, со спектром верхней части усть-давыдовской свиты [6]: пыльца голосеменных растений составляет до 77,2% спектра, в котором встречены *Tsuga canadensis* (L.) Garr., *T. diversifolia* (M.) Mast, *Picea sect. Omotica* и *P. sect. Eupicea*, *Abies sp.*, *Larix sp.*, сем. *Cupressaceae*, единично — *Cedrus*, *Podocarpus*. Из пыльцы покрыто-семенных растений преобладают семейства: *Fagaceae* (*Fagus japonica* Maxim., *Quercus sp.*, *Castanea sp.*, *C. crenata* S. et Z.), *Betulaceae* (*Carpinus sp.*, *Betula sp.*, *Corylus sp.*), *Juglandaceae* (*Juglans sp.*, *Carya sp.*, *Carya ovaliformis* Bolotnicova, *Pterocarya convexipora* Bolotnicova, *P. huphenensis* Scan.), *Ulmaceae* *Ulmus sp.*, единично *Planera*, *Celtis*).

Отмечены *Engelhardtia*, *Moraceae*, *Aralia*, *Liquidambar*, *Tilia*, *Tapa*, *Nyssa* и пыльца травянистых растений *Chenopodiaceae*, *Artemisia*, *Onagraceae*, *Leguminosae*, *Violaceae*.

Верхневалентиновская подсвита (верхний миоцен) согласно залегает на нижней или трансгрессивно на породах фундамента. Она обнаружена на всех полигонах. Мощность подсвиты на шельфе и склоне колеблется от 100 до 250 м. Состав слагающих свиту пород практически аналогичен нижней подсвите.

Несколько возрастает роль «диатомитов» и песчаных известняков. Появляются линзы(?) известняков. В «диатомитах» уменьшается примесь терригенного материала (обычно 3—5%).

Диатомей, изученные в различных литологических разностях пород подсвиты, также подразделяются на два комплекса — III и IV. Комплекс III обнаружен в различных по составу породах, поднятых на полигонах 8—11 и ст. 1050 вне полигонов. Доминанты комплексов I и II здесь практически исчезают, за исключением *Actinocyclus ingens* Rattray.

Доминируют: *Denticulopsis hustedtii* (Sim. et Kan.) Simonsen, *Goniothecium tenue* Brun. Постоянно присутствуют: *Rouxia californica* Perag., *Coscinodiscus temperei* Brun, *Rhizosolenia barboi* Brun, *Thalassiosira manifesta* Sheshuk. Возрастает роль рода *Thalassiosira*: *T. antiqua* (Grun.) A. Cl., *T. decipiens* (Grun.) Jorg.? sensu Sheshuk., *T. nidulus* (Temp. et Brun) Jousè, *T. excentrica* (Ehr.) Cl. Спорадически встречаются виды, широко распространенные в комплексах I, II: *Actinocyclus ingens* Rattray, *Stephanogonia hanzawaе* Kanaya, *Synedra jouseana* Sheshuk. В целом, комплекс III является аналогом позднемиоценовой зоны *Denticulopsis hustedtii*.

Диатомей комплекса IV обнаружены в различных породах с полигонов 2, 7, 10. Их состав сходен с составом комплекса III по наличию типичных миоценовых видов, достигающих иногда высокой численности: *Rouxia californica* Perag., *Goniothecium tenue* Brun, *Coscinodiscus temperei* Brun; доминирует *Thalassiosira decipiens* (Grun.) Jorg.? sensu Sheshuk. Число представителей этого рода увеличилось. Кроме указанных видов, в комплексе III присутствуют: *T. gravida* f. *fossilis* Jousè, *T. zabelinae* Jousè, *T. nativa* Sheshuk. Исчез зональный вид предыдущего комплекса *Denticulopsis hustedtii* (Sim. et Kan.) Simonsen. Спорадически встречаются: *Rhizosolenia barboi* Brun, *Actinocyclus ochotensis* Jousè, *A. divisus* (Grun.) Hust., *Nitzschia* cf. *jouseae* Burckle, *N. rolandii* Schrader, *Denticulopsis kamtschatica* (Zabelinae) Simonsen, *Thalassionema hirosakiensis* (Kanaya) Schrader, *Coscinodiscus pustulatus* Mann, *Cosmodiscus intersectus* Jousè. Корреляция этого комплекса с зонами Коизуми затруднена вследствие отсутствия в нем *Denticulopsis hustedtii* (Sim. et Kan.) Simonsen и лишь единичными *D. kamtschatica* (Zabel.) Simonsen. Подобный комплекс описал Х. Харпер [18] из формаций Трбецу и Мораи (северо-запад о. Хоккайдо), соответствующих верхней части верхнего миоцена. В палинокомплексе описываемых отложений преобладают голосеменные. Среди них наиболее многочисленны умеренно теплолюбивые *Picea sp.* и *Tsuga sp.*, представленные несколь-

кими видами; *Pinus* sp., *Abies* sp. — в небольших количествах. Из покрытосеменных широко распространены *Betulaceae* (*Betula*, *Alnus*, *Corylus*, *Carpinus*). Подчиненное значение имеют *Juglandaceae* (*Carya* sp., *Juglans* sp., *Pterocarya* sp.), *Fagaceae* (*Fagus* sp., *Quercus* sp., *Castanea* sp.); отмечены: *Ulmus* sp., *Zelkova* sp., *Tilia* sp. Отмечены споры и пыльца травянистых растений: *Polypodiaceae*, *Lycopodium* sp., *Osmunda* sp., *Artemisia* sp., сем. *Chenopodiaceae*. Палиноспектр отражает умеренно теплолюбивую флору позднего миоцена.

Для установления основных особенностей развития шельфа и склона Приморья в миоцене использован анализ литолого-фациальных изменений вертикального разреза внешнего шельфа, перерывов и несогласий, а также мощности осадочных толщ.

К началу миоцена тектоническая активность зоны перехода от Сихотэ-Алиня к Японскому морю существенно снизилась. В раннем миоцене продолжалось выравнивание низких гор и холмов Сихотэ-Алиня, во впадинах накапливались существенно терригенные отложения усть-давыдовской свиты. Климат умеренно теплый гумидный постепенно становился теплее на протяжении всего нижнего миоцена [3]. Суша распространялась несколько южнее бровки современного шельфа. Далее к югу и юго-востоку в прибрежной зоне нормально-соленого праяпономорского бассейна накапливались нижнемиоценовые аргиллиты и, возможно, «диатомиты» [8]. Трансгрессивное залегание этих отложений на фундаменте материкового склона связано в основном с повышением уровня Мирового океана, вызванным потеплением климата. Кроме того, бассейн седиментации, по-видимому, несколько расширился за счет опускания материковой окраины. На рубеже раннего и среднего миоцена наступил климатический оптимум, и эвстатическая трансгрессия достигла максимума. Море затопило край материка, и образовался шельф.

С начала среднего миоцена до эоплейстоцена включительно происходило похолодание [8]. Дальнейшее повышение уровня Мирового океана обеспечивалось выделением ювенильной воды, накоплением осадков и действием ряда других факторов [5]. Продолжался тектонический «перекос» материковой окраины. Пространство возможного осадконакопления на шельфе и склоне образовывалось в основном в ре-

зультате их прогибания, значительно более интенсивного к северо-востоку от Центрального разлома. Формирование в осадочном чехле расчлененного углового несогласия связано с увеличением амплитуды прогибания в сторону открытого моря. Опускание фундамента материкового подножия значительно превышало прогибание внешнего шельфа. Контрастность рельефа материкового склона увеличивалась. На некоторых участках склона седиментация прекратилась, поскольку угол наклона его поверхности превысил угол естественного откоса обводненного грунта. В каньонах, большая часть которых была сформирована до среднего миоцена [13], происходила активная эрозия материкового склона.

В среднем миоцене в изолированных тектонических впадинах суши продолжали накапливаться отложения усть-давыдовской свиты, в разрезе которой в ряде случаев имеются галечники и конгломераты. Преимущественно в прибрежной зоне в наземных и подводных условиях формировались базальты и андезитобазальты. На материковом склоне накапливались отложения с существенным содержанием пирокластических частиц. На шельфе отложения аналогичного состава, но с базальными конгломератами трансгрессивно перекрыли размытую поверхность акустического фундамента. Более грубозернистый состав среднемиоценовых пород по сравнению с нижнемиоценовыми следует, по-видимому, связывать с некоторой активизацией воодымания Сихотэ-Алиня. В конце среднего миоцена произошло опускание блока фундамента внешнего шельфа и склона на траверзе зал. Владимира. В результате изменения структурно-седиментационных условий в северо-восточном борту Владимирского каньона было сформировано местное азимутальное несогласие между средне- и верхнемиоценовыми отложениями.

В позднем миоцене вследствие уменьшения контрастности рельефа прибрежной суши снизилась интенсивность субаэральной эрозии и уменьшился поток терригенного материала. На побережье продолжались вулканические процессы. Наряду с излияниями лав основного состава при некоторых извержениях происходили выбросы пеплов кислого состава [7]. На шельфе и склоне в условиях интенсивного погружения формировалась преимущественно «диатомитовая» толща.

ЛИТЕРАТУРА

1. Безвержний В. Д., Ващенко Н. Г. и др. О стратиграфии неогеновых отложений шельфа и материкового склона Юго-Восточного Приморья (по сейсмоакустическим данным). — В кн.: Геофизика дна Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980.

2. Берсеев И. И. Опыт геологической съемки материкового склона в пределах акватории залива Петра Великого (Японское море). — В кн.: Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток, 1973.

3. Богданов Ю. А., Николаев С. Д. Изменение климата

- бассейна Тихого океана в мезо-кайнозой.— В кн.: Морская микропалеонтология. М.: Наука, 1978.
4. Варнаевский В. Г. Геология и полезные ископаемые кайнозойских осадочных бассейнов юга материковой части Дальнего Востока. Автореф. докт. дис. Хабаровск, 1981.
 5. Васильковский Н. П. Непостоянство уровня Мирового океана в геологическом прошлом.— Океанология, 1973, т. 13, вып. 6.
 6. Васильев В. И., Марков Ю. Д. и др. О геологическом строении континентального склона залива Петра Великого (Японское море).— В кн.: Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток, 1973.
 7. Геология СССР, т. 32. Приморский край. Геологическое описание. М.: Недра, 1969.
 8. Долматова Л. М. Диатомовая флора позднего кайнозоя Камчатки и ее стратиграфическое значение. Автореф. канд. дис. Владивосток, 1980.
 9. Зверев С. М. Сейсмические исследования на море. М.: МГУ, 1964.
 10. Карп Б. Я., Прокудин В. Г. Определение форм рельефа морского дна при непрерывном сейсмическом профилировании.— В кн.: Геофизические исследования переходной зоны от континента к океану в области Японского моря. Владивосток, 1977.
 11. Липкина М. И. Типы пород неогеновых отложений материкового склона Японского моря у берегов южного Приморья.— В кн.: Геология окраинных морей Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975.
 12. Маргулис Л. С., Шпегаленко М. А. и др. Стратиграфическое положение верхнекайнозойских отложений присахалинского района Татарского пролива.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 7.
 13. Пуцин И. К., Берсенева И. И. и др. Неогеновые отложения материкового склона Приморья.— В кн.: Геология окраинных морей Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975.
 14. Пуцин И. К., Болдырева В. И. и др. Новые данные по стратиграфии неогеновых отложений материкового склона у побережья Приморья.— В кн.: Геологические исследования в окраинных морях северо-западной части Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977.
 15. Филатьев В. П. Скорости упругих колебаний в осадках залива Петра Великого по данным непрерывного сейсмоакустического профилирования.— В кн.: Геофизические исследования переходной зоны от континента к океану в области Японского моря. Владивосток, 1977.
 16. Хаин В. Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973.
 17. Koizumi I. Diatom Biostratigraphy in the North Pacific Region.— In: Proceedings of the 1-st Intern. Congress on Pacific Neogene Stratigraphy. Tokyo, 1977.
 18. Ujiie H., Saito T. et al. Biostratigraphy, Paleomagnetism and Sedimentology of Late Cenozoic Sediments in Northwest Hokkaido, Japan.— Bull. Nat. Sci. Mus., Ser C (Geol.), 1977, N 3 (2).

ТОИ ДВНЦ АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
1 августа 1983 г.