

**О СОСТАВЕ И ВОЗРАСТЕ АРГИЛЛИТОВОЙ ТОЛЩИ  
(ОСАДОЧНЫЙ ЧЕХОЛ МАТЕРИКОВОГО СКЛОНА ЯПОНСКОГО МОРЯ)**

***Н.Г. Ващенко, М.Т. Гороя, А.В. Можеровский***

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И.Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток*

Поступила в редакцию 28 апреля 2008 г.

Проведено комплексное (петрографический, спорово-пыльцевой и рентгеноструктурный анализы) изучение пород аргиллитовой толщи, залегающей в основании осадочного чехла на материковом склоне Японского моря. Из аргиллитов выделены два спорово-пыльцевых комплекса – позднеолигоценый, отражающий похолодание, и раннемиоценовый, соответствующий потеплению климата, начавшемуся в миоцене. Полученные данные свидетельствуют о том, что толща сложена терригенными алевроглинистыми породами, которые накапливались при спокойном гидродинамическом режиме, низких скоростях осадконакопления в условиях прибрежно-морского мелководья. Глобальное повышение уровня моря, произошедшее на рубеже раннего и среднего миоцена, наряду с тектоническими процессами в регионе привели к расширению и углублению морского бассейна. В результате аргиллитовая толща была перекрыта мощными диатомово-глинистыми отложениями среднего миоцена. Тектонические подвижки по уже существовавшим разломам в конце позднего миоцена вывели в ряде мест на поверхность dna породы аргиллитовой толщи, ранее залегавшие на глубинах не менее 400–500 м.

**Ключевые слова:** олигоцен, миоцен, палинофлора, аргиллиты, глинистые минералы, Японское море.

**ВВЕДЕНИЕ**

Японское море является одним из окраинных морей, расположенных в зоне сочленения Азиатского материка и Тихого океана. При решении проблемы происхождения и эволюции окраинных морей большое значение имеет установление возраста и условий образования самых нижних горизонтов осадочного чехла. На акватории Японского моря пробурено 10 скважин по международным программам глубоководного бурения [35, 39, 40]. В результате анализа полученных данных сделан вывод, что Японское море начало образовываться около 32 млн лет назад (начало олигоцена), а основной спрединг происходил 28–18 млн лет назад (поздний олигоцен–ранний миоцен) [34]. В кернах скважин кремнистый микропланктон, который служит основой датирования осадков и восстановления палеоусловий, обнаружен лишь в верхних частях разрезов, имеющих позднемиоцен-голоценовый возраст. Ниже из-за трансформации опала в кристобалит ни диатомеи, ни радиолярии не сохранились, а редкие фораминиферы и нанофоссилии обнаружены только в отдельных прослоях. Таким образом, нижний интервал

разреза палеонтологически охарактеризован слабо. Лишь в скважине 797 установлены нанофоссилии и фораминиферы конца раннего–среднего миоцена и раннемиоценовый спорово-пыльцевой комплекс NP-1 [31, 41].

В осадочных породах, обнажающихся на крутых уступах материкового склона Приморья, кремнистые микроископаемые сохранились лучше [27], что позволяет успешно использовать их для датирования пород ранне-, среднемиоценового возраста [7, 32]. Однако в нижней части осадочного чехла установлены осадочные породы (аргиллиты, алевроаргиллиты), не содержащие микроорганизмов. Эти породы были объединены в аргиллитовую толщу, предположительно палеоген-раннемиоценового возраста [20]. В породах аргиллитовой толщи обнаружены лишь споры и пыльца. В русско-японской монографии [32] приводится спорово-пыльцевой комплекс, выделенный из аргиллитов. И хотя комплекс сопоставляется только с раннемиоценовыми палинокомплексами Приморья, возраст аргиллитовой толщи определяется как поздний олигоцен–ранний миоцен. Нами получены новые данные по спорам и пыльце из пород

аргиллитовой толщи. Они и легли в основу данной статьи.

#### МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Проведено повторное и дополнительное изучение образцов пород, поднятых при драгировании материкового склона Приморья и хранящихся в Тихоокеанском океанологическом институте им. В.И. Ильичева ДВО РАН. Аргиллиты и алевроаргиллиты установлены на 14 станциях (табл. 1) в пределах полигонов 2 и 22 (рис. 1). Из всех образцов были отобраны пробы на спорово-пыльцевой анализ. Подготовка образцов для спорово-пыльцевого анализа проводилась по общепринятой мацерационной методике лаборатории палинологии ВСЕГЕИ с применением тяжелой кадмиевой жидкости [19]. Для количественной характеристики спорово-пыльцевых спектров использовались цифровые показатели Е.П. Бойцовой [4]. Доминанты: преобладающие – 40 %, обильны – 20 %; субдоминанты: много – от 10 до 20 %, значительно – от 5 до 10 %; сопутствующие: мало – от 2 до 5 %, единично – менее 2 %. Обломочный материал изучался в шлифах под поляризационным микроскопом Amplival. Состав глинистого вещества определялся рентгеноструктурным анализом на дифрактометре “Дрон-2.0” [13]. Приведенные химические и минералогические анализы выполнены в Центральной лаборатории Федерального государственного унитарного геологического предприятия (ранее ПО “Приморгеология”) по стандартным методикам.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Аргиллитовая толща залегает в основании осадочного чехла на континентальном склоне залива Петра Великого, ее максимальная мощность оценивается в 150–200 м [7, 32]. Породы толщи были впервые подняты в 21 рейсе НИС “Первенец” (1974 год, начальник рейса И.К. Пущин, научный руководитель И.И. Берсенев) при драгировании крутых склонов подводных долин на полигоне 22 (рис. 1). Сразу же при описании пород было обращено внимание на их более высокую степень литификации и существенно глинистый состав – породы были названы аргиллитами. Последующее исследование показало, что породы не содержат остатков микроорганизмов и являются терригенными с небольшой примесью пирокластиков. Первое описание пород аргиллитовой толщи на полигоне 22 приведено в статье И.К. Пущина с соавторами [20].

Позже породы аргиллитовой толщи были установлены западнее в пределах полигона 2 (рис. 1).

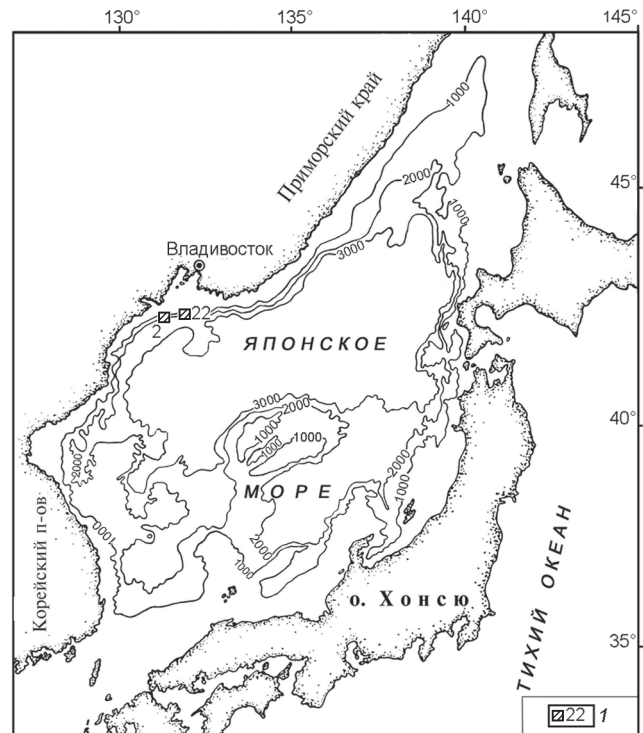


Рис. 1. Местоположение изученных полигонов.

1 – полигон и его номер.

Разброс станций по глубине на полигонах довольно значительный (от 900 до 1900 м), даже в пределах склона одной долины составляет более 500 м. Каменный материал, поднятый драгой, получен в основном в средней части подводных долин, нижняя часть долин заилена, и каменный материал получить не удалось.

Базальным горизонтом толщи, вероятно, являются конгломераты и конглобрекции, переходящие в гравелистые песчаники, поднятые на нескольких станциях в виде небольших обломков. К сожалению, образцы этих пород не сохранились, и мы можем лишь привести данные предыдущих исследований [20, 32]. Конглобрекции – серые и темно-серые породы, состоящие из сантиметровых угловатых и полуокатанных обломков (40–70 %) докайнозойских песчаников, алевролитов, гранитов и эффузивов среднего и основного состава. В грубообломочной фракции резко преобладают те породы, которые в данном месте слагают фундамент (позднемиоценовые граниты на станции 1126 и ороговикованные алевролиты на станциях 1132, 1135). Заполнителем является разнотельный полимиктовый песчаник. Мощность базального горизонта, вероятно, измеряется первыми метрами.

Таблица 1. Каталог изученных образцов аргиллитовой толщи.

№ ст.	широта	долгота	интервал, м	обр.	название породы	СПК
Полигон 2						
1081	42° 20.6'	131° 19.5'	1040–1000	1081-1a	аргиллит	2
1089	42° 20.7'	131° 20.1'	910–870	1089-4	аргиллит	2
				1089-4a	аргиллит	2
1095	42° 20.5'	131° 19.6'	1050–900	1095	аргиллит	2
				1095-1	аргиллит	
				1095-2	песчаник гравийный	
Полигон 22						
1076	42° 21.8'	131° 46.0'	1930–1850	1076-3	аргиллит	
1099	42° 22.8'	131° 45.5'	1620–1550	1099	аргиллит	2
				1099a	аргиллит алевритистый	2
				1099-1	алевроаргиллит песчанистый	1
				1099-1г	алевроаргиллит	1
1100	42° 23.3'	131° 45.2'	1550–1470	1100б	аргиллит	1
				1100-1	аргиллит	1
1101	42° 23.5'	131° 44.7'	1350–1300	1101	гравелит	
				1101-1	аргиллит алевритистый	1
1103	42° 23.5'	131° 44.5'	1240–1170	1103	аргиллит	
1126	42° 23.0'	131° 52.7'	1580–1500	1126	алевроаргиллит	1
				1126-1	аргиллит	1
1128	42° 23.7'	131° 54.8'	1200–1100	1128-3	аргиллит	
1132	42° 23.2'	131° 54.9'	1420–1350	1132	алевроаргиллит	1
				1132-1	алевроаргиллит	
				1132-2	аргиллит	1
1135	42° 23.7'	131° 54.7'	1140–1100	1135б	аргиллит	
1136	42° 23.8'	131° 54.6'	1000–900	1136-4	алевроаргиллит	
1137	42° 23.9'	131° 54.7'	1100–1040	1137-3	аргиллит алевритистый	
				1137-4	аргиллит	1
				1137-5	глина опоконидная	2

На полигоне 2 установлены песчаники (обр. 1095-2, 1089) зеленовато-серые, плохо сортированные, гравийные, с редкой плохо и средне окатанной мелкой (до 2–3 см) галькой. Песчаники средnezернистые, полимиктовые, массивные, средней степени литификации (цемент осыпается и сглаживается сверху под давлением пальцев, но разломать руками не просто, необходим какой-нибудь инструмент – хотя бы нож). В составе зерен алевритовой и мелкопесчаной фракций преобладает кварц и интенсивно пелитизированный калиевый полевой шпат, реже встречаются плагиоклаз и гидратизированный биотит. Более крупные зерна представлены в основном обломками кварц-серицитовых и хлорит-серицитовых сланцев, эффузивов среднего и кислого состава. Цемент глинистый, базального типа. Органических остатков не обнаружено. Песчаники, как и конглобрекчии, по всей видимости, относятся к базальному горизонту аргиллитовой толщи, залегающей с резким угловым и стратиграфическим несогласием на размытой поверхности докайнозойского фундамента.

Основная часть толщи состоит из аргиллитов и алевроаргиллитов. Это серые, темно-серые, зеленовато-серые породы, в некоторых образцах имеют бу-

роватый оттенок на выветренной поверхности, бурые пятна по трещинам и на стенках ходов илоедов (гидроксиды железа). Породы плотные, массивные, с полураковистым изломом, в воде практически не размокают. Встречается скорлуповатая и прямоугольная отдельность. В отдельных глыбах аргиллиты интенсивно катаклазированы, некоторые трещинки выполнены мелкозернистыми агрегатами сульфидов, наблюдаются зеркала скольжения. В составе аргиллитов преобладают частицы менее 0.01 мм. Обломочные зерна алевритовой и мелкопесчаной размерности составляют от 15 % в аргиллитах до 40–50 % в алевроаргиллитах. В их составе преобладает кварц и пелитизированные полевые шпаты, меньше гидратизированного биотита (бурые и зелено-бурые чешуйчатые зерна с размытыми краями, осветленные по краям), а также присутствуют обломки измененных эффузивов, сланцев, кремнистых пород, алевролитов. В незначительных количествах отмечается примесь вулканокластического материала, представленного серповидными осколками кварца, остроугольными обломками свежего кислого и среднего плагиоклаза и хлоритизированного стекла. Основная пелитовая часть породы сложена глинистым веществом с

примесь тонкообломочного кварца и полевых шпатов. В основной массе содержится мелко распыленная рудная пыль (?), обугленный растительный детрит. По данным минералогического анализа, в тяжелой фракции аргиллитов резко преобладает марказит (87.7 %), а в легкой фракции – слюдисто-глинистые обломки (44.6 %), кварц (29.7 %) и полевые шпаты (20 %). Кроме того, встречен глауконит (петрографическое определение), единичные зерна вулканического стекла и углистый детрит. Описанные аргиллиты практически не содержат морских организмов. Лишь в отдельных образцах встречаются единичные радиолярии плохой сохранности. Зато в большом количестве присутствуют обугленные растительные остатки и микроглобули марказита.

По данным рентгеноструктурного анализа (табл. 2), основным глинистым минералом в аргиллитах является смектит (до 80–90 %). Смешанно-слоистый минерал смектит-гидрослюда присутствует в малых количествах (5–10 %). Гидрослюда и хлорит, а также кварц и плагиоклаз (вероятно, обломочного происхождения) находятся в виде примеси и в сумме не превышают 10–15 %. В отдельных образцах установлен кристобалит, который находится на начальной стадии образования.

Силикатный анализ аргиллитов (табл. 3) показал, что по содержанию и соотношению кремнезема и алюминия состав глины ближе всего к монтмориллониту (смектиту). Однако низкое содержание магния и натрия и более высокое, чем в монтмориллонитах, содержание железа и калия говорят о присутствии гидрослюда. Это подтверждается данными рентгеноструктурного анализа. Повышенное значение коэффициента  $K_2O/Na_2O$  традиционно связывают с обогащением гидрослюдами [10], но это может быть связано и с другими причинами, в частности с присутствием в пелитовой фракции тонкораздробленных калиевых полевых шпатов.

Надо отметить, что термин “аргиллиты” применим к данным породам с некоторой долей условности. Они настолько резко отличаются по своей плотности от диатомово-глинистых неогеновых пород, что сразу же был предположен их более древний возраст и они были названы аргиллитами. При более детальном изучении видно, что породы аргиллитовой толщи еще не достигли достаточной для аргиллитов степени уплотнения, и их правильнее было бы называть уплотненными глинами. Плотность аргиллитов – 1.90–2.65 г/см<sup>3</sup>, уплотненных глин – 1.35–1.90 г/см<sup>3</sup> [16], а изученных пород – 1.79–1.84 г/см<sup>3</sup>. Кроме того, гранулометрический состав изученных пород не совсем соответствует

глинам. Они содержат значительное количество алевритовых фракций, а в ряде образцов количество пелитовых фракций (< 0.01 мм) составляет 40–65 %, что соответствует алевритистым пелитам и пелитовым микритам [24], то есть широко распространенным в современных морях и океанах алевропелитовым илам. В англоязычной геологической литературе такие породы называют “mudstone”, а в русской литературе соответствующего термина нет. В нашем исследовании важно показать, что это уже не глина, а порода, прошедшая процесс уплотнения при погружении, поэтому мы оставляем названия – аргиллит и алевроаргиллит.

Из пород аргиллитовой толщи выделено два спорово-пыльцевых комплекса (СПК). СПК-1, установленный в 10 образцах (табл. 4), характеризуется доминированием голосеменных (54.7–80.2 %). В их составе преобладают сосновые. В основном это различные виды ели (*Picea* sect. *Eupicea*, *Picea* sp., *Picea* sp. 1 (*gigantea*)) и сосны (*Pinus* s/g *Haploxylon*, *P.* s/g *Diploxylon*, *Pinus* sp. 1 (*minima*)) при незначительном участии тсуги (*Tsuga saueriae* Brutm., *T. parva*. Brutm., *Tsuga* spp.) и единичных *Cedrus*, *Abies*, *Larix*. Ногоплодниковые представлены единичными *Podocarpus kazakhstanica* Zakl., *P. totara* D. Don., *P. gigantea* Zakl. Таксодиевые (*Taxodium*, *Glyptostrobus*, *Sequoia*), как правило, входят в группу сопутствующих, но в отдельных спектрах они составляют значительный процент. В составе покрытосеменных (16.3–42.2 %) наиболее многочисленны и разнообразно представлены ореховые (*Carya* spp, *Juglans* – значительно, *Pterocarya* и *Platycarya* – единично, *Cyclocarya* – спорадически); значительное количество ильма (*Ulmus*), меньше бука (*Fagus*) и *Tilia* (2 вида). Малочисленны (до 5 %) *Betula* и *Alnus*, единичны *Corylus*, *Carpinus*, *Acer*, *Quercus* (вечнозеленный и листопадный), *Castanea*, *Castanopsis*, *Pasania*, *Ilex*, *Comptonia*, *Elaeagnus*, *Liquidambar*, *Ericales*, *Jussiaea*, *Hamamelis* и *Trapa comitantiboreales* Brutm. (обитатель пресных водоемов). Споровые представлены очень бедно как в количественном отношении (1.2–5.5 %), так и по составу. Постоянно встречаются споры папоротников сем. *Polypodiaceae*, спорадически и единично – *Osmunda*, *Lycopodium*, *Leiotriletes*, *Cyathea*, *Lygodium japoniciforme* Iv.

Таким образом, характерными особенностями описанного СПК-1 являются:

1. Доминирование голосеменных, главным образом, ели и сосны.
2. Присутствие крупных пыльцевых зерен *Picea* sp. 1 (*gigantea*) с мелкой сеткой на воздушных мешках и продольными складками на теле зерна, *Pinus*



Таблица 2. Содержание минералов по данным рентгеноструктурного анализа.

№п/п	№ обр.	сметит	смешаннослойный	гидрослюда	хлорит	кристаллит	кварц	плагиоклаз	аморф. фаза
1	1076-3	xxx		x	x	xx	xx	x	xx
2	1081-1a	xxx	x	x	x	xx	xx	x	xx
3	1089-4	xxx	x	x	x		xx	x	x
4	1089-4a	xxx	x	x	x		xx	x	x
5	1095	xxx	x	x	x	xx	xx	x	x
6	1099-1	xxx	x	x	x		xx	x	x
7	1100б	xxx	x	x	x		xx		x
8	1100-1	xxx	x	x	x		xx	x	x
9	1101-1	xxx		x	x		xx	x	
10	1103	xxx	x	x	x		xx	x	x
11	1128-3	xxx		x	x	xx	xx	x	xx
12	1132-2	xxx		x	x	xx	xx	x	xx

Примечание. xxx – преобладает в смеси, xx – присутствует примерно в равных количествах, x – присутствует в виде примеси.

Таблица 3. Химический состав аргиллитов (%).

№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	ппп	Сумма
1126	61.38	0.48	17.09	5.77	1.21	0.050	1.14	0.67	0.43	2.34	7.76	1.67	99.99
1137-3	58.35	0.53	15.16	5.05	1.49	0.044	1.75	0.15	0.43	1.90	10.00	5.15	100.00

sp. 1 (*minima*), *Podocarpus totara* и *P. gigantea* Zakl., характерных для олигоценовых отложений Приморья и острова Сахалин [17, 23].

3. Разнообразие ореховых и буковых.

4. Присутствие единичных палеогеновых таксонов: *Hamamelis*, *Corylopsis*, мелкой пыльцы *Quercus* и формального рода *Triatriopollenites*.

5. Отсутствие характерных для эоцена таксонов: *Ulmoideipites*, *Tricolporopollenites*, *Triatriopollenites*, *Anacolosidites* и др.

По соотношению пыльцы голосеменных, покрытосеменных и спор, а также по общему таксономическому составу СПК-1 аргиллитовой толщи сопоставляется со СПК-2, установленным Т.И. Петренко в разрезе скважины 9035-Д (слои 4-5) Павловского угольного поля и датируемым олигоценом, исключая самые ранние его этапы [18]. Различия сравнимых комплексов заключается, главным образом, в более высоком содержании в комплексе Павловского угольного поля пыльцы *Betula*, сем. *Taxodiaceae* и сем. *Rosaceae*. По общему таксономическому составу, обилию сосновых, значительному количеству ильма, разнообразию ореховых, присутствию *Podocarpus gigantea*, крупных пыльцевых зерен ели и палеогеновых таксонов установленный нами СПК-1 сопоставляется со СПК из верхних горизонтов надежинской свиты (олигоцен) Супутинского и Хасанского районов Южного Приморья [1, 21, 23] и центрально-тамлевским палинокомплексом (олигоцен-ранний миоцен) о. Сахалин [5, 17, 22, 30].

Приведенный состав палинофлоры в целом соответствует олигоценовому этапу развития флоры

Дальнего Востока. Но, как отмечает Л. А. Баскакова [2], для раннего олигоцена характерно доминирование и разнообразие хвойных (сосновых и таксодиевых) при заметном участии эоценовых таксонов. В описанном нами комплексе, при явном доминировании сосновых, наблюдается незначительное участие таксодиевых и отсутствие характерных для эоцена таксонов. Кроме того, отмечается заметное участие сережкоцветных (ореховых и буковых), характерных для расцвета тургайской флоры, имевшего место на Дальнем Востоке в середине олигоцена [2, 15]. На основании этих данных и проведенных сопоставлений можно считать, что описанный СПК-1 имеет позднеолигоценовый возраст.

Палинологические данные говорят о распространении в районе седиментации лесного типа растительности. Леса были хвойными, хвойно-широколиственными. В состав основных лесообразующих пород входили ель, сосна, тсуга, орех, гикари, ильм, бук. Экологические особенности таксонов (долинные – таксодий, ильм, лапина, ольха; склоновые – ель, разнообразные ореховые, ильм, липа, березы и др.; высокогорные – сосна, тсуга, ногоплодник, кедр, пихта, березовые; гидрофиты – водяной орех), входящих в состав палинофлоры, свидетельствуют о расчлененном рельефе прибрежной суши. Присутствие в СПК-1 водяного ореха указывает на наличие вблизи бассейна седиментации пресных, медленно текущих или почти стоячих водоемов. Климат был умеренным и влажным.

Второй СПК (СПК-2), установленный в 6 образцах (табл. 4), отличается от СПК-1 доминирова-

Таблица 4. Таксономический состав палинофлоры из отложений аргиллитовой толщи (%).

Таксоны \ № образца	С П К - 1										С П К - 2						
	1099-1	1099-1Т	1100б	1100-1	1101-1	1126	1126-1	1132	1132-2	1137-4	1081-1а	1089-4	1089-4а	1095	1099	1099а	1137-5
<i>Sphagnum</i>	0.4										0.4					0.4	
<i>Dicksonia</i>	0.4			0.4			0.7									0.4	
<i>Cyathea</i>		0.3	0.4		0.3											0.4	
<i>Lycopodium</i>						1.3		0.7	0.3	0.7							
Polypodiaceae	2.6	0.7	1.5	3.6	0.7	1.9	1.4	1	0.6	0.4	0.4	0.4	0.4	3.7	3.8	0.8	
<i>Osmunda</i>	0.8			0.7	0.7	0.3	0.7	0.3	0.3	0.7		0.4	0.4	0.8	1	0.8	0.8
<i>Lygodium japoniciforme</i> Iv.	0.4	0.7	0.4	0.4			0.9										
<i>Leiotriletes</i>				0.4			0.3					0.4		0.4	0.3		
<i>Ephedra</i>			0.4					0.3									
<i>Podocarpus</i> spp. (в их числе <i>P. totara</i> и <i>P. gigantea</i> Zakl.)	0.4	1.3	2	0.8	0.9	1.3	1.4	1.4	0.7		0.4	0.7	0.7	0.8	0.3		
<i>Abies</i>	0.4	1	1.8		1.4	1.3	1	4.8		1.4	1.5	0.4	0.7		0.7		0.4
<i>Tsuga</i> spp.	1.9	3.5	8.2	13.3	8.3	21.1	7.2	21.5	12.1	3.6	6.3	8.8	2.6	6.8	1	1.5	5.5
<i>Picea</i> spp. (в их числе <i>P. sp. 1</i> ( <i>gigantea</i> ))	5.2	8.4	19.2	11.8	14.5	18.2	20.6	20.1	15	14.3	11.1	14.1	9.5	8	12	14.5	3.2
<i>Picea</i> sect. <i>Eupicea</i>	4.9	2.5	8.3	2.6	3.8	5.1	6.9	6.8	9.6	1.4	0.7	3.8	7.3	5.3	3	2.3	4.4
<i>Picea</i> sect. <i>Omorica</i>	0.4		1.3	1.4	0.3							0.8		0.4		1.5	0.8
<i>Larix</i>	0.8		0.4	1.8	0.7	0.9	0.3	4.8	1	3.6	0.4	1.2	1.1	2.3	1	0.8	0.8
<i>Cedrus</i>		0.3	0.4		0.3	0.3											
Pinaceae	2.6				3.1	6.4	6			7					6		5.5
<i>Pinus</i> spp. (в их числе <i>P. sp. 1</i> ( <i>minima</i> ))	24.2	22.7	14.7	12.5	7.9	11.5	19.9	4.1	5.7	19.2	13.3	9.9	11.4	9.5	8	9.2	13.9
<i>Pinus</i> s/g <i>Haploxyton</i>	9.4	7.7	0.7	1.8	4.8	3.2	1	3.8	1.6	1.4	2.2	3.1	1.1	4.2	7	3.4	1.9
<i>Pinus</i> s/g <i>Diploxyton</i>	14.2	8.4	1.1	2.9	9.6	6.9	3.8	1.9	12.9	2.2	3.8	2.6	3.8	0.6	1.2	2	
Taxodiaceae	0.4	0.3		2.9	9.7	1.3	1	3.4	14	3.6	3.7	3.8	1.1		1	0.8	
<i>Taxodium</i>			2.2											3.8			
<i>Glyptostrobus</i>			0.7	1.8	2.1		0.7	1.4	0.6		0.7			0.4		0.8	
<i>Sciadopitys</i>	0.4																
Cupressaceae				1.1	0.7		0.7	0.3		0.4		0.8	1.1	0.8		1.5	1.2
<i>Sparganium</i>		0.3	0.4														
<i>Hamamelis</i>	0.4	0.3	0.4	0.8	0.3									0.4			
<i>Fothergilla</i>		0.3		0.4													
<i>Corylopsis</i>	0.4		0.4	0.4													
<i>Liquidambar</i>	0.4	1	0.4	0.4	0.7	0.6	1.4		0.3	0.4		0.4	0.4		1		0.4
<i>Comptonia</i>											0.4				0.3		

Таблица 4. (Продолжение).

Таксоны \ № образца	С П К - 1										С П К - 2						
	1099-1	1099-1Г	1100б	1100-1	1101-1	1126	1126-1	1132	1132-2	1137-4	1081-1a	1089-4	1089-4a	1095a	1099	1099a	1137-5
<i>Eucommia</i>		0.3	0.4	0.4													
<i>Ulmus</i>	7.1	9.1	4	4.6	6.8	5.1	4.8	4.5	6.7	7	5.2	5	8.7	4.6	6.7	7.6	11.5
<i>Zelkova</i>															5		
<i>Celtis</i>		0,3															
<i>Fagus spp.</i>	2.5	4.2	4	4.3	3.8	0.9	5.9	5.1	15.9		28.2	19	20.5	19	7.3	11.9	27.4
<i>Castanea</i>		1	1.7	1.8	1.4	1.3	0.3	2.1	1		3.7	3	1.8	1.9	3.7	1.5	0.8
<i>Castanopsis</i>			0.4							0.8					0.3		0.8
<i>Pasania</i>			1.5	1.4						0.4		0.4	0.7	0.4		1.5	
<i>Quercus</i>	0.4	1.7	0.4	0.7	2.1	0.3	0.7	1	3.5	2.1	1.4	1.5	2.6	4.6	1	0.8	1.2
<i>Betula</i>	0.4	4.2	1.8	1.5	1.4	0.6	0.7	0.3	1.3	1.4	2.1	6.1	3.7	0.8	0.6	0.4	0.4
<i>Alnus</i>	0.4	1	0.4	1.4	1.7	0.6	0.7	1	1	0.7	1.1	1.5	0.7	1.1	2	2.7	0.4
<i>Carpinus</i>	0.8	0.7	0.4			0.3	0.7		0.3		0.4	0.4	1.1	0.8	1	1.9	0.4
<i>Corylus</i>		1	0.4							0.4	0.4		1.1	0.4		0.4	
<i>Myrica</i>	0.8		0.7		0.3				0.6			0.4			0.6		
<i>Juglans</i>	6.7	4.3	4.7	7.1	7	1.9	3.8	1.7	2.2	3.6	5.4	3.8	8.1	6.1	3.1	12.6	2.4
<i>Pterocarya</i>		1.7	0.4	0.7	0.7						0.4	1.5		0.8	7.3	0.8	
<i>Platycarya</i>	0.4	0.3	1.1	0.7	0.3					0.4			1.1	0.3	0.4		
<i>Carya spp.</i>	6.7	3.5	6.4	8.6	3.5	1.9	2.7	2.1	1.6	7.6	3.7	2.3	8.1	9.1	10.7	7.6	9.5
<i>Cyclocarya</i>											0.4					0.8	
<i>Ericales</i>	0.4		0.4		0.3	0.9				1.7	0.7	0.8	0.7	0.8	0.3	0.8	0.8
<i>Tilia spp</i>	1.5	4.2	1.8	2.5	4.8			0.7	0.6		2.2	0.8	0.7	0.8	2.7	2.7	0.8
<i>Jussiaena</i>	0.4	0.3	0.4	0.4	0.7									0.4			
<i>Trapa comitantiborealis</i> Brutm.		0.3	0.4		0.3							0.4			0.3		0.4
<i>Acer</i>								0.3									
<i>Nyssa</i>	0.4	0.3	0.4	0.4				0.3							0.3		
Oleaceae			0.4		0.3	1.3				0.7							0.4
<i>Elaeagnus</i>	0.4	0.3	0.4	0.4	0.7			1	0.3	0.4		0.4					
<i>Parthenocissus</i>	0.4	0.3			0.7											0.4	0.4
<i>Ilex</i>		0.3	0.4		0.3				0.3	0.4	0.4			0.4		0.4	0.8
трёхборозднопоровые	0.4	0.7	0.8	0.4	0.7	0.6	0.7	0.7			0.4				1.5		
<i>Triatriopollenites</i>	0.4	0.3	0.8	0.4	1.1		0.7	0.7	0.7	1.4							
Голосеменные	64.1	56.1	61.4	54.7	58.5	80.2	73.6	76.5	62.2	68.8	42.9	51.1	39.2	46.1	40.6	37.4	39.6
Покрытосеменные	31.5	42.2	36.5	39.7	39.9	16.3	23.1	21.5	36.6	29.4	56.3	47.7	60	52.4	54.5	56.7	58.8
Споровые	4.6	1.7	2.3	5.5	1.7	3.5	3.3	2	1.2	1.8	0.8	1.2	0.8	1.6	5	5.8	1.6

О составе и возрасте аргиллитовой толщи

нием покрытосеменных (47.7–60%). В их составе обильно представлен *Fagus*, субдоминантны *Carya*, *Juglans*, *Ulmus*. В группу сопутствующих входят малочисленные, но разнообразные березовые (*Betula*, *Alnus*, *Carpinus*, *Corylus*), буковые (*Castanea*, *Quercus*, *Pasania*), ореховые (*Pterocarya*, *Platycarya*, *Cyclocarya*), *Tilia*, *Liquidambar*, *Comptonia*, *Ericales*, *Acer*, *Parthenocissus*, *Plex*, *Myrica*, *Trapa comitanti-boreales*. Среди голосеменных (37.4–46.1%) многочисленны различные *Picea* (*P. sect. Eupicea*, *P. sect. Omorica*, *P. sp.*), *Pinus s/g Haploxyton*, *P. s/g Diploxyton*, *Pinus sp.*, *Tsuga spp.* (в их числе единичные *T. parva*); малочисленны *Larix*, *Taxodiaceae*, *Glyptostrobus*. Споровые представлены единичными *Polypodiaceae*, *Osmunda*, *Leiostroites*.

Из приведенных характеристик видно, что при сходстве систематического состава первого и второго СПК изменились количественные показатели. В СПК-2 доминирующая роль принадлежит покрытосеменным, а в их составе – буковым, увеличилось количество ореховых (*Carya* преобладает) и ильма. Нет палеогеновых таксонов *Hamamelis*, *Corylopsis*, *Triatriopollenites*, встречающихся в первом комплексе. Установленные особенности позволяют сделать вывод, что СПК-2 отвечает более теплому климату неогена. Обилие бука, значительное количество *Carya*, ильма среди покрытосеменных и доминирование сосновых среди голосеменных позволяют сопоставить описанный СПК-2 с раннемиоценовым палинокомплексом (палинозона NP-1), установленным в отложениях, вскрытых скважиной 797 в Японском море [41].

Сходный таксономический состав и количественные характеристики имеют раннемиоценовые комплексы из отложений склонов Курильской котловины Охотского моря [12, 28] и березовский палинокомплекс палинозоны *Ceratopteris*, *Tsuga sauegae*, *Trapa comitanti-boreales* о-ва Сахалин [6, 17, 22]. Близким по составу является и раннемиоценовый палинокомплекс из отложений подводной возвышенности Ямато (Японское море), но в нем среди покрытосеменных доминирующее значение имеет род *Ulmus* [11, 26], а в описываемом СПК-2 доминируют буковые (*Fagaceae*) и ореховые (*Juglandaceae*). В раннемиоценовом комплексе, установленном Н.К. Вагиной в отложениях залива Петра Великого [29], среди буковых много *Quercus* и *Castanea*, а *Fagus* и *Juglandaceae*, обильно представленные в описанном нами комплексе, входят в группу сопутствующих. Таким образом, породы, содержащие СПК-2, имеют раннемиоценовый возраст, а состав палинофлоры свидетельствует о рас-

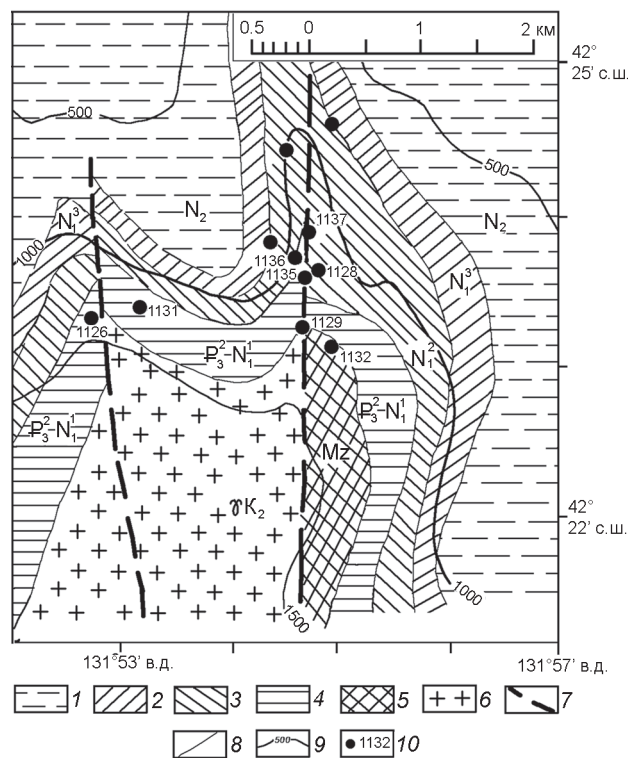


Рис. 2. Фрагмент геологической карты полигона 22 [32].

1 – плиоценовые отложения (N<sub>2</sub>); 2 – верхнемиоценовые отложения (N<sub>1</sub><sup>3</sup>); 3 – среднемиоценовые отложения (N<sub>1</sub><sup>2</sup>); 4 – верхнеолигоцен–нижнемиоценовые отложения (P<sub>3</sub><sup>2</sup>-N<sub>1</sub><sup>1</sup>, аргиллитовая толща); 5 – мезозойский складчатый комплекс; 6 – поздне меловые гранитоиды; 7 – разрывные нарушения; 8 – геологические границы; 9 – изобаты; 10 – станции драгирования.

членном рельефе вблизи бассейна седиментации и умеренно теплом, влажном климате.

#### ОБСУЖДЕНИЕ

Аргиллитовая толща залегает в основании осадочного чехла материкового склона с резким угловым несогласием и размывом на докайнозойском фундаменте. Перекрывается аргиллитовая толща, с постепенным переходом, биогенно-терригенными отложениями среднемиоценового возраста (рис. 2). Из зоны контакта были подняты образцы пород, по составу и структуре переходные между типичными для среднего миоцена диатомово-глинистыми породами и аргиллитами. По всей вероятности, именно из переходных разновидностей пород С.В. Точиной были выделены радиолярии, отнесенные ею к слоям с *Spongodiscus craticulatus* раннего миоцена [25]. Нижняя граница среднемиоценовых отложений (нижняя подсвита валентиновской свиты [7]) прово-



дится по появлению в отложениях заметного количества панцирей диатомей. Возраст нижних слоев валентиновской свиты в районах развития аргиллитовой толщи (полигон 2 и 22) – начало среднего миоцена (зона *Denticulopsis praelauta*, 16.3–15.9 млн лет) [14, 27]. В породах аргиллитовой толщи был установлен палинокомплекс, который соответствовал раннемиоценовым спорово-пыльцевым спектрам Приморья, однако делалось предположение о его более широком возрастном диапазоне, и толща датировалась поздним олигоценом–ранним миоценом [32]. Таким образом, верхний возрастной предел аргиллитовой толщи – ранний миоцен – был достаточно обоснован [20, 32], нижний же – поздний олигоцен – оставался предположительным. Нами из пород аргиллитовой толщи выделены и описаны два спорово-пыльцевых комплекса: СПК-1, имеющий позднеолигоценый возраст, и СПК-2, имеющий раннемиоценовый возраст. Позднеолигоценый палинокомплекс установлен в отложениях материкового склона Японского моря впервые. Это позволяет обоснованно датировать аргиллитовую толщу поздним олигоценом–ранним миоценом.

СПК-1, характеризующий нижнюю часть аргиллитовой толщи, отражает похолодание, имевшее место в позднем олигоцене [8, 9, 42]. СПК-2, соответствующий нижнемиоценовой части аргиллитовой толщи, отражает потепление климата, которое началось в раннем миоцене и достигло оптимума на рубеже раннего и среднего миоцена [8, 9]. В это время имело место повышение уровня океана [33]. В сочетании с тектоническими процессами, происходившими в это время в Япономорском регионе, бассейны седиментации расширились и стали достаточно глубоководными [32]. ПротоЯпонское море получило надежную связь с океаном, что способствовало развитию диатомовой флоры, и терригенные осадки аргиллитовой толщи постепенно сменились диатомово-глинистыми отложениями среднемиоценового возраста. Таким образом, мы считаем, что аргиллитовая толща образовалась на начальном этапе формирования осадочного чехла Японского моря и имеет позднеолигоцен-раннемиоценовый возраст.

Аргиллиты и алевроаргиллиты изученной толщи не являются кремнистыми, по крайней мере, в ее нижней (олигоценовой) части. Микроскопическое изучение в шлифах хотя и не может достоверно определять состав пелитовых фракций, однако свидетельствует, что показатель преломления основной пелитовой массы отчетливо выше показателя преломления канадского бальзама, а это указывает на ее гли-

нистый (монтмориллонит-иллитовый) состав и отсутствие кремнезема. Рентгеноструктурным анализом лишь в нескольких образцах, содержащих раннемиоценовый СПК-2, в виде небольшой примеси обнаружен кристобалит, и в этих же образцах несколько увеличивается содержание аморфной фазы (табл. 2). Опоковидные (переходные) породы на материковом склоне встречены лишь в единичных образцах, кремней вообще нет, хотя стратиграфически выше отложений аргиллитовой толщи опаловые панцири диатомовых водорослей содержатся в породах в значительных количествах. Все это говорит в пользу терригенного состава нижней части осадочного чехла. То есть, первоначальный этап осадконакопления был здесь терригенным, и кремнистый планктон отсутствовал или присутствовал в небольшом количестве. По данным глубоководного бурения, граница опал-А/опал-СТ в Японском море находится на глубине 300–450 м [38]. Различия в составе первичного осадка влияют на скорость трансформации кремнезема. Присутствие большого количества глинистого вещества в осадке может замедлять преобразование опала [36]. Так, по данным японских исследователей [37], в чистых диатомитах опал-СТ появляется гораздо раньше, чем в диатомовых глинах. Повышенная степень литификации подтверждается рентгеноструктурным анализом алевроаргиллитов. Так, смектит, содержащийся в них, имеет очень хорошую степень окристаллизованности и структурной упорядоченности. В некоторых образцах можно предположить начальную ректоризацию, что свидетельствует о довольно высокой степени эпигенетических процессов преобразования пород. Наличие в отдельных образцах кристобалита говорит о том, что породы аргиллитовой толщи какое-то время находились на глубине более 400–500 м, а затем были выведены на поверхность дна.

Все станции драгирования, на которых подняты породы аргиллитовой толщи, расположены в нижней части бортов подводного каньона (рис. 2), поэтому можно предположить, что вывод пород на поверхность обусловлен размывом перекрывающих отложений при врезке каньона. Однако находки образцов пород неогенового возраста с признаками тектонических подвижек (зеркала скольжения, тектонические брекчии) позволяют говорить об активизации разломов в данном районе в конце позднего миоцена – плиоцене [3]. Мы считаем, что сочетание этих двух факторов (тектонические подвижки и размыв) привело к выводу отложений аргиллитовой толщи на поверхность дна в данном районе.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Из пород аргиллитовой толщи выделены и описаны два спорово-пыльцевых комплекса: СПК-1, имеющий позднеолигоценовый возраст, и СПК-2, имеющий раннемиоценовый возраст. Олигоценовый СПК установлен в отложениях материкового склона Японского моря впервые. Таким образом, доказан позднеолигоцен-раннемиоценовый возраст аргиллитовой толщи.

Аргиллитовая толща, залегающая в основании осадочного чехла материкового склона, сложена терригенными алевроглинистыми осадками, которые накапливались при спокойном гидродинамическом режиме, низких скоростях осадконакопления, в условиях морского прибрежного мелководья. О мелководных условиях говорят хорошая сохранность спор и пыльцы, присутствие большого количества растительного детрита и наличие горизонта конгломератов в основании толщи. Тонкозернистость большей части осадков говорит об отсутствии волнений и течений в районе осадконакопления и об относительно слабом размыве суши.

Экологический состав СПК свидетельствует о расчлененном рельефе суши. Однако в олигоцене на побережье вероятно существовала обширная предгорная равнина, где имелись пресные, медленно текущие или почти стоячие водоемы, о чем говорит присутствие в СПК-1 водяного ореха. Нижняя часть аргиллитовой толщи, содержащая позднеолигоценовый СПК, накапливалась при умеренном климате, что, вероятно, соответствует похолоданию в конце олигоцена. Верхняя часть толщи, содержащая раннемиоценовый СПК, накапливалась в сходных условиях, но в период потепления, начавшегося в раннем миоцене.

В дальнейшем, в связи с расширением и углублением бассейна, отложения аргиллитовой толщи были перекрыты диатомово-глинистыми осадками среднемиоценового возраста и оказались погребены на глубину 400–500 м. Тектоническая активизация, в частности – поднятие Сихотэ-Алиня, начавшаяся в конце позднего миоцена, привела к вертикальным перемещениям по разломам и выводу на поверхность дна пород аргиллитовой толщи.

Работа выполнена при финансовой поддержке Федеральной целевой программы “Мировой океан”.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Баскакова Л.А., Громова Н.С. Фитостратиграфическое расчленение палеогеновых отложений Юго-Западного Приморья // Сов. геология. 1982. № 11. С. 68–78.
- Баскакова Л.А. Событийность и этапность геологического развития в кайнозойскую материковую часть Востока России // Тихоокеан. геология. 2006. Т. 25, № 3. С. 3–18.
- Безверхний В.Л., Соловьян Н.А. Разрывные нарушения в кайнозойских отложениях на шельфе и материковом склоне Японского моря у берегов юго-восточного Приморья // Геологические исследования в окраинных морях северо-западной части Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 107–114.
- Бойцова Е.П. Основные критерии выделения и обоснования стратиграфических подразделений по палинологическим данным. М., 1977. С. 5–10. Тр. ВСЕГЕИ. Вып. 279.
- Брутман Н.Я. Палинотратиграфия кайнозойских отложений Сахалина // Палинология СССР. М.: Наука, 1976. С. 99–102.
- Брутман Н.Я. Палинотратиграфия палеоген-неогеновых отложений Сахалинской нефтегазоносной области: Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. Л.: ЛГУ, 1986. 18 с.
- Геология дна Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 140 с.
- Гладенков Ю.Б. Кайнозой Сахалина – современные стратиграфические схемы и корреляция геологических событий // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9, № 2. С. 77–91.
- Гладенков А.Ю. Детальная стратиграфия и морские экосистемы позднего кайнозоя севера Тихоокеанского региона (по диатомеям). М.: ГЕОС, 2007. 296 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 571).
- Горбунова З.Н. Глинистые и другие тонкодисперсные минералы в осадках Тихого океана // Тихий океан. Осадкообразование в Тихом океане. Кн. 1. М.: Наука, 1970. С. 373–405.
- Горовая М.Т. Палинологическое обоснование отложений неогена Японского моря // Материалы по стратиграфии и палеогеографии Востока Азии и Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. С. 42–50.
- Горовая М.Т. Палинологическая характеристика морского кайнозоя восточного склона вала Терпения (Охотское море) // Геология морей и океанов: Тез. докл. XIII Международ. школы морской геологии. М.: Ин-т океанологии им. П.П.Ширшова РАН, 1999. С. 45–46.
- Дриц В.А., Сахаров Б.А. Рентгеноструктурный анализ смешаннослойных минералов. М.: Наука, 1976. 256 с. (Тр. ГИН. Вып. 295).
- Карнаух В.Н., Карп Б.Я., Цой И.Б. Сеймостратиграфия осадочного чехла и процессы осадконакопления на шельфе и материковом склоне залива Петра Великого (Японское море) // Океанология. 2007. № 2. С. 282–293.
- Криштофович А.Н. Палеоботаника. Л.: Гостехиздат, 1957. 650 с.
- Логвиненко Н.В., Орлова Л.В. Образование и изменение осадочных пород на континенте и в океане. Л.: Недра, 1987. 237 с.
- Опорный разрез палеоген-неогеновых отложений юго-восточного Сахалина (Макаровский разрез). СПб.: ВНИГРИ, 1992. 358 с.
- Павлюткин Б.И., Петренко Т.И., Чекрызов И.Ю. Проблемы стратиграфии третичных отложений Павловского угольного поля (Приморье) // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24, № 6. С. 59–76.
- Покровская Л.М. Методика палеонтологических исследований // Палеопалинология. Л.: Недра, 1966. С. 29–83.
- Пушин И.К., Болдырева В.П., Ващенко Н.Г. и др. Новые данные по стратиграфии неогеновых отложений материкового склона у побережья Приморья // Геологические ис-

- следования в окраинных морях северо-западной части Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 77–90.
21. Решения 3-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Дальнего Востока СССР. Магадан, 1982. 182 с.
  22. Решения рабочих Межведомственных региональных стратиграфических совещаний по палеогену и неогену восточных районов России – Камчатки, Корякского нагорья, Сахалина и Курильских островов: Объясн. зап. к стратиграфическим схемам. (Утверждено МСК 28 января 1994 г) / Отв. ред. Ю.Б. Гладенков. М.: ГЕОС, 1998. 147 с.
  23. Седова М.А. Олигоценовые спорово-пыльцевые комплексы Южного Приморья Дальнего Востока // Атлас олигоценовых спорово-пыльцевых комплексов различных районов СССР: Материалы ВСЕГЕИ. Вып. 16. М., 1956. С. 51–68.
  24. Структура осадков и фации Японского моря / Ф.П. Лихт, А.И. Боцул, А.С. Астахов и др. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. 286 с.
  25. Точилина С.В. Миоценовые радиолярии Японского моря // Палеонтология и стратиграфия кайнозойских отложений Японского и Филиппинского морей. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 108–115.
  26. Цой И.Б., Ващенко Н.Г., Горовая М.Т., Терехов Е.П. О находке континентальных отложений на возвышенности Ямато // Тихоокеан. геология. 1985. № 3. С. 50–55.
  27. Цой И.Б., Шастина В.В. Кремнистый микропланктон неогена Японского моря (диатомеи и радиолярии). Владивосток: Дальнаука, 1999. 240 с.
  28. Цой И. Б., Терехов Е.П., Горовая М.Т. и др. Кайнозойское осадконакопление на западном склоне Южно-Охотской котловины Охотского моря // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 4. С. 19–34.
  29. Цой И.Б., Вагина Н.К. Палеонтологическая характеристика верхнекайнозойских осадков и изменение среды в районе залива Петра Великого (Японское море) // Тихоокеан. геология. 2008. Т. 27, № 3. С. 81–98.
  30. Экосистемы кайнозоя Охотоморского региона. Опорный разрез палеогена и неогена Северного Сахалина (п-ов Шмидта): стратиграфия, палеогеография и геологические события / Ред. Ю.Б. Гладенков. М.: ГЕОС, 1999. 132 с.
  31. Burckle L.H., Brunner C.A., Alexandrovich J. et al. Biostratigraphic and biochronologic synthesis of Legs 127 and 128: Sea of Japan // Proc. ODP. Sci. Results. 127/128. Pt.1. 1992. P. 1219–1226.
  32. Geology and Geophysics of the Japan Sea. Japan-Russia Monograph Series, v. 1. / Eds: N. Isezaki, I.I. Bersenev, K. Tamaki et al. Tokyo: TERRAPUB, 1996. 500 p.
  33. Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic // Science. 1987. V. 235. P. 1156–1167.
  34. Ingle J.C. Subsidence of the Japan Sea: stratigraphic evidence from ODP sites and onshore section // Proc. ODP. Sci. Results. 127/128/ Pt. 2, 1992. P. 1197–1218.
  35. Initial Reports DSDP, 31. Washington, 1975. V. 31. (Eds. Karig D.E., Ingle J.C.). 927 p.
  36. Kastner M., Gieskes J.M. Opal-A to opal-CT transformation: a kinetic study // Siliceous Deposits in the Pacific Region. 1983. P. 211–227.
  37. Murata K.J., Nakata J.K. Cristobalitic stage in the diagenesis of diatomaceous shale // Science, 1974. 184. P. 567–568.
  38. Nobes D.C., Murray R.W., Kuramoto S. et al. Impact of silica diagenesis on physical property variations // Proc. ODP. Sci. Results, 1992. V. 127/128. Pt.1. P. 3–19.
  39. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports. V. 127. 1990. 844 p.
  40. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports. V. 128. 1990. 652 p.
  41. Yamanoi T. Miocene pollen stratigraphy of Leg 127 in the Japan Sea and comparison with the standart Neogene pollen floras of Northeast Japan // Proc. ODP. Sci. Results. 1992. V. 127/128. Pt.1. P. 471–491.
  42. Zachos J., Paganl M., Sloan L. et al. Trends, rhythms and aberrations in global climate 65 Ma to Present // Science. 2001. V. 292. P. 686–693.

*Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой*

*N.G. Vashchenkova, M.T. Gorovaya, A.V. Mozherovsky*

### **Composition and age of the mudstone unit (sedimentary cover of the continental slope, Sea of Japan)**

Comprehensive (petrographical, spore-and-pollen, and X-ray diffraction analyses) study of the rocks of the mudstone unit was carried out. The derived data give evidence of the terrigenous silt-clay sediments of the mudstone unit, which accumulated in a tranquil hydrodynamic environment, low sedimentation rates, and in shallow-water conditions. Two spore-and-pollen assemblages are distinguished in the mudstone: the Late Oligocene assemblage indicating a colder climate, and the Early Miocene assemblage reflecting a warmer climate in the Miocene. The global rise of sea level at the boundary of the Early and Middle Miocene along with tectonic processes in the region resulted in the expansion and deepening of sea basins. As a result the mudstone unit was overlapped by thick diatom-clay deposits of Middle Miocene age. Tectonic motions along the already existed faults at the end of the Late Miocene exposed in places on the sea bottom rocks of the mudstone unit which earlier occurred at depths of  $\geq 400$ –500 m.

**Key words:** Oligocene, Miocene, pollen flora, mudstone, clay minerals, Sea of Japan.