

МОРСКОЙ ПЛЕЙСТОЦЕН ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫХ ПОБЕРЕЖИЙ РОССИИ (СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ)

А.А. Свиточ

Московский Государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва

Рассмотрены строение и палеогеография морского плейстоцена дальневосточных побережий России. Морские отложения весьма разнообразны по стратиграфической полноте, палеонтологическому содержанию и площади распространения, что существенно затрудняет их корреляцию. В наиболее полных разрезах Чукотки и Восточной Камчатки, судя по биостратиграфическим критериям, морские отложения присутствуют по всему разрезу квартера. Достоверные, документально стратифицируемые морские осадки отмечаются также на Курильских островах (головнинская свита) и Сахалине (устьбачинская свита). На побережьях Приохотья и особенно Западной Камчатки, за исключением голоцена, морские плейстоценовые отложения выделяются весьма условно, в основном по геоморфологическим критериям. Среди фациально разнообразных осадков наибольшее распространение имеют отложения динамичных прибрежных условий, а также переходных обстановок от морских к наземным. На берингоморском побережье широко развиты ледниково-морские образования. Палеогеографическая обстановка прибрежных районов в плейстоцене была весьма разнообразной, что обусловлено как большой меридиональной протяженностью тихоокеанских берегов России, так и сложным геологическим строением и историей подводной окраины материка. Основная трансгрессивно-регрессивная ритмика окраинных дальневосточных морей определялась гляциоэвстатическими колебаниями уровня океана, при значительном участии на некоторых побережьях гляциоизостазии, тектонических движений и вулканизма.

Ключевые слова: морские отложения, плейстоцен, стратиграфия, палеогеография, фации, побережье, Дальний Восток России.

ВВЕДЕНИЕ

Морские плейстоценовые отложения практически повсеместно присутствуют на побережьях дальневосточных морей. Они не отмечаются лишь на участках скального бенча абразионных берегов Корякии, Приохотья и Приморья. Площади распространения морских осадков небольшие, во многом определяемые структурно-геоморфологическим строением прибрежных участков, и обычно ограничиваются неширокой полосой террасированного берега. Обширные участки отложений морского плейстоцена отмечаются в некоторых открытых к Берингову морю депрессиях: Анадырской низменности, залива Креста, Карагинского залива, а также предполагаются в днищах межгорных прогибов побережий Сахалинского залива и залива Александры (Приохотье) и на отдельных участках побережья о. Сахалин (север острова, заливы Анива и Терпения).

Морфологически, по характеру залегания, отложения слагают низкие увалы побережий (устьбачинская свита зал. Анива о. Сахалин, ольховские отложения Восточной Камчатки); образуют аккумулятивные чехлы морских террас вдоль побережий Чукотки, Камчатки, Сахалина, Курильских островов и современные береговые формы рельефа. В депрессиях побережий морские отложения обычно погребены под другими, более молодыми генетическими образованиями (аллювиальными, ледниковыми, озерными и т.д.) и в современном рельефе часто не выражаются.

История изучения морского плейстоцена дальневосточных побережий России составляет более столетия и связана с именами многих геологов, и в первую очередь, К.И. Богдановича, В.Н. Сакса, О.М. Петрова, И.И. Берсенева, В.Г. Беспалова, В.В. Соловьева, Ю.Ф. Чемякова, А.М. Короткого, П.А. Каплина, А.П. Кулакова, В.Ф. Иванова, В.С. Пушкаря, исследования которых охватили все при-

морские районы Дальнего Востока. Однако сводные работы по морскому плейстоцену всех дальневосточных побережий отсутствуют, и настоящая публикация является первой такой попыткой.

СТРАТИГРАФИЯ

В основу стратификации морского плейстоцена российских побережий дальневосточных морей обычно кладутся такие критерии, как биостратиграфический, абсолютного датирования, палеомагнетизма и т. д., с разной степенью достоверности дополняющие друг друга. При этом решающее значение всегда имеет главный признак – положение стратифицируемых толщ в разрезе. Привлечение многих методов, обладающих разной доказательностью, во многом связано с невозможностью использования единой биостратиграфической основы при стратификации отложений на всех дальневосточных побережьях, как по причине слабой разработанности метода, так и просто из-за отсутствия фактологических данных. На биостратиграфической основе выполнено лишь расчленение морского плейстоцена берингийских побережий Чукотки (рис. 1) и Камчатки (рис. 2) и их корреляция (рис. 3). Разнообразные комплексы моллюсков, определяющие здесь последовательность залегания и возрастную принадлежность осадков, имеют, в основном, миграционную природу, обусловленную палеогеоэкологической ситуацией, а не эволюционным развитием комплексов малакофауны, практически в непродолжительном плейстоцене не фиксируемым.

В последние годы, благодаря новаторским работам по диатомовой флоре А.П. Жузе [10], Koizumi [36, 37], Warren [35], для плейстоцена дальневосточных морей рядом исследователей предложены схемы расчленения и корреляции отложений, основанные на эволюционных и палеоэкологических изменениях диатомей. Наиболее полно они разработаны В.С. Пушкарем и М.В. Черепановой [28], выделившими в морском плейстоцене дальневосточных морей ряд диатомовых комплексов и определившими их зональную принадлежность. Несомненно, для пелагических фаций Северной Пацифики предложенная стратификация и корреляция морского плейстоцена по диатомеям является весьма значимой, позволяющей достоверно реконструировать последовательность их накопления и хронологию палеогеографических событий. К сожалению, для стратификации мелководных шельфовых образований, к которым относятся практически все морские осадки дальневосточных побережий России, диатомовая зональная шкала не всегда пригодна. Пелагические и

значительная часть пресноводных диатомей, составляющих комплексы в прибрежных осадках, являются все же чуждыми для содержащих их отложений и дают очень осредненную палеоэкологическую обстановку эпох их накопления, по своей конкретной информативности во многом сходную с палеогеографическими реконструкциями суши по маринопалинологическим спектрам. В шельфовых фациях диатомовые комплексы выделяются с трудом и обычно только для самых молодых осадков (конец позднего плейстоцена–голоценовых). Так, в прибрежных отложениях Берингова и Японского морей установлены [26, 34] лишь два верхних руководящих комплекса диатомей из голоценовых и верхов позднплейстоценовых образований. Почти в полном объеме диатомовая шкала определена лишь из керна скважин на охотоморском шельфе Сахалина [26, 34], осадки которого не прослеживаются на его побережьях и трудно коррелируются с развитыми на острове другими морскими отложениями.

Для тектонически активных районов Западного Сахалина [16] и, особенно, Курильских островов стратиграфия морских отложений часто основана на геоморфологических критериях приуроченности осадков к лестнице морских террас [5]. Стратификация и корреляция трудно распознаваемых морских толщ Западной Камчатки, Приохотья, Приморья и Восточного Сахалина вообще зачастую производится на слабо представительном, либо неоднозначно интерпретируемом фактологическом материале – палинологическом, литологическом, геоморфологическом и поэтому часто не убедительном (рис. 4, 5).

Если рассматривать стратиграфическую полноту морского плейстоцена дальневосточных побережий (рис. 6), то наиболее полными являются берингоморские разрезы. Среди них, с разной степенью достоверности, в плейстоцене выделяются осадки 9 трансгрессивных эпох, располагающихся во всех основных подразделениях квартера. Высокую стратиграфическую полноту имеет морской плейстоцен Курил [27, 28], в то же время, на Западной Камчатке [22], в Приохотье и Приморье [15, 21] представительность морского плейстоцена низкая, охватывающая, в основном, лишь поздний плейстоцен и голоцен. При этом следует также учесть, что во многих случаях приуроченность морских слоев к тем или другим эпохам плейстоцена только "обозначена" маломощными и фациально трудно распознаваемыми отложениями, занимающими узкую временную нишу.

Среди реперных корреляционных горизонтов морского плейстоцена дальневосточных побережий наиболее четко и практически повсеместно выделя-

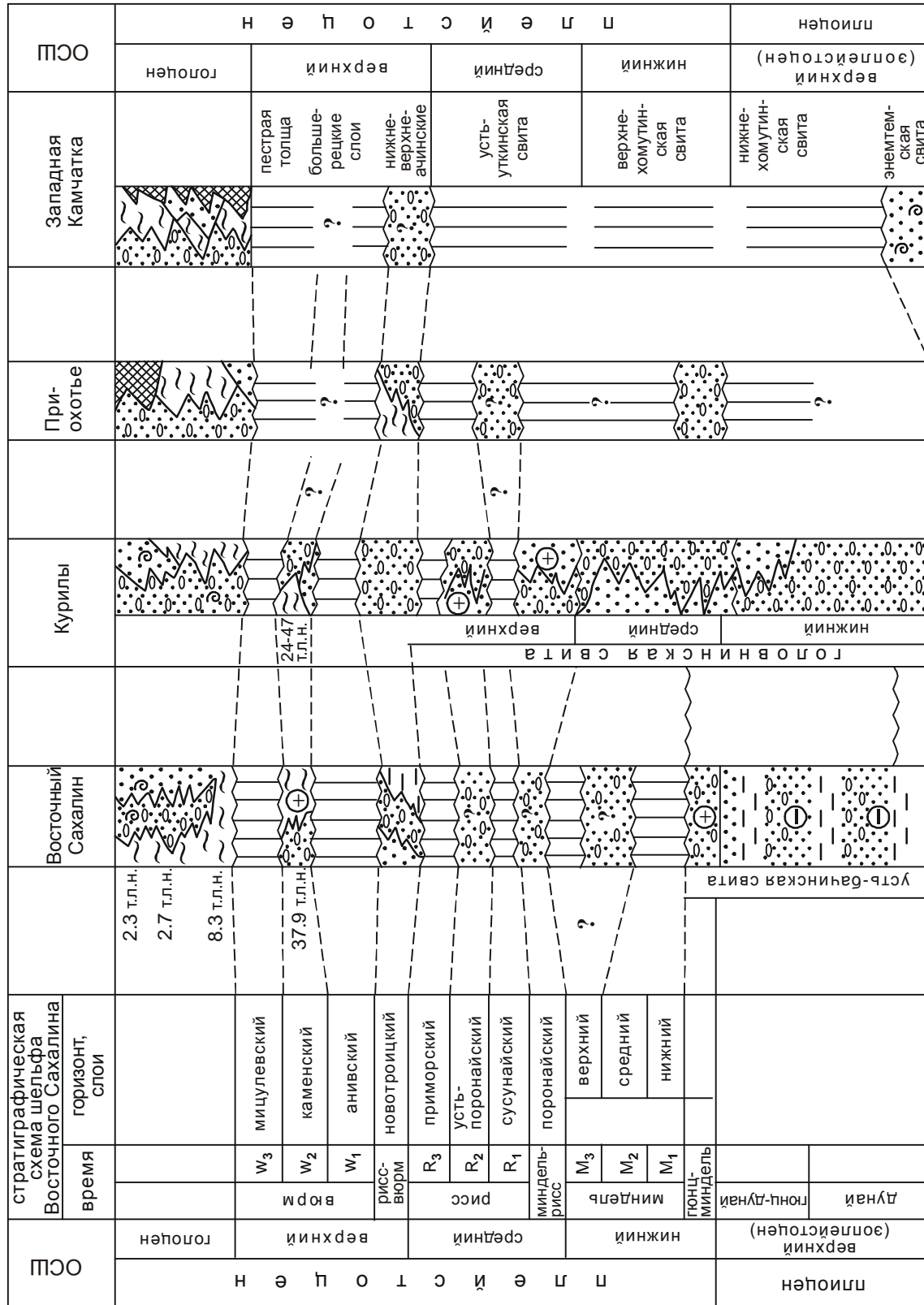


Рис. 4. Схема корреляции морского плейстоцена побережий Охотского моря.

Условные обозначения см. рис. 1

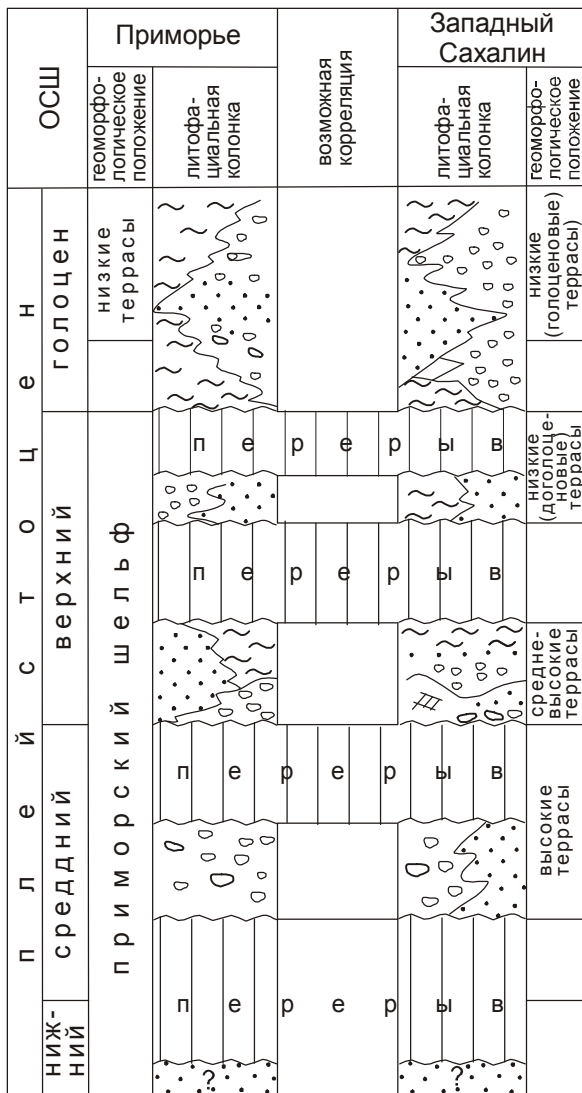


Рис. 5. Схема корреляции морского плейстоцена побережий Японского моря.

Условные обозначения см. рис. 1.

ются отложения начала позднего плейстоцена (валькатленские, аттарманские) и голоцена [7, 23, 24]. Достаточно широко представлены и морские осадки конца позднего плейстоцена (слои мыса Дионисия) [23], менее уверенно прослеживаются следы морских трансгрессий в середине (?) среднего и начале раннего плейстоцена. Последние, по-видимому, представляют завершающий этап длительной эоплейстоценовой (позднеплиоценовой) трансгрессии.

Изложенное еще раз свидетельствует о трудностях стратификации морского плейстоцена побережий дальневосточных морей, а рассматриваемую ниже провинциальную шкалу (рис. 7) следует считать лишь одной из попыток стратиграфических

обобщений в объеме классического квартера (19 изотопных зон, палеомагнитная зона Брюнес) для обширной территории суши, граничной Северной Пацифике.

Шкала построена на биостратиграфической основе – миграционных комплексов морских моллюсков [23, 24, 32] и зонального распределения диатомовой флоры [26] с учетом характера морских бассейнов (холодные, теплые), наличия крупных стратиграфических перерывов, данных абсолютной хронологии и палеомагнетизма. Стратиграфические подразделения выделены по стратотипическим разрезам наиболее изученных дальневосточных регионов – Чукотки и Восточной Камчатки. Вскрытые в них морские отложения побережий наиболее обоснованно стратифицированы и весьма достоверно коррелируются с одновозрастными образованиями других дальневосточных побережий, где они присутствуют. Следует также заметить, что предложенная шкала относится к морским отложениям побережий, представляющим самую верхнюю часть древних шельфовых образований, фациально крайне разнообразных, распространенных в виде разорванных и обычно трудно коррелируемых полей осадков.

В основании разреза морских отложений залегают осадки *ольховского горизонта*, состоящего из двух подгорizontов. Их стратотипические разрез располагаются на Восточной Камчатке по р. Ольховой и р. Мутной [3, 8, 24]. Отложения охарактеризованы бореально-арктическим комплексом моллюсков с обилием высокобореальных и бореальных видов, со многими (до 20%) вымершими формами. На Чукотке [6, 23, 24] к этому горизонту относятся осадки *пинакульской свиты*, а на Курилах [26, 27] – нижней части *головнинской свиты*. К собственно плейстоцену – точнее, началу его ранней эпохи – принадлежит самая верхняя часть ольховского горизонта, выделяемая в объеме верхнеольховского подгорizontа. В стратотипических разрезах его отложения содержат множество бореальных верхнесублиторальных моллюсков [24]. По диатомеям они расположены в зоне *Nitzschia reiholdii* (экозона QП6М) [26]. Фациальный состав осадков весьма разнообразен, в разрезах Восточной Камчатки, Восточного Сахалина и Курил это преимущественно груботерригенные мелководно-пляжевые накопления, с прослоями вулканогенного материала (Курилы – головнинская свита), с относительно несвойственной более молодым четвертичным образованиям высокой мощностью разреза (десятки метров и более). Условно относимые к началу плейстоцена верхнепинакульские отложения Чукотки, напротив, образовывались в условиях приглубой

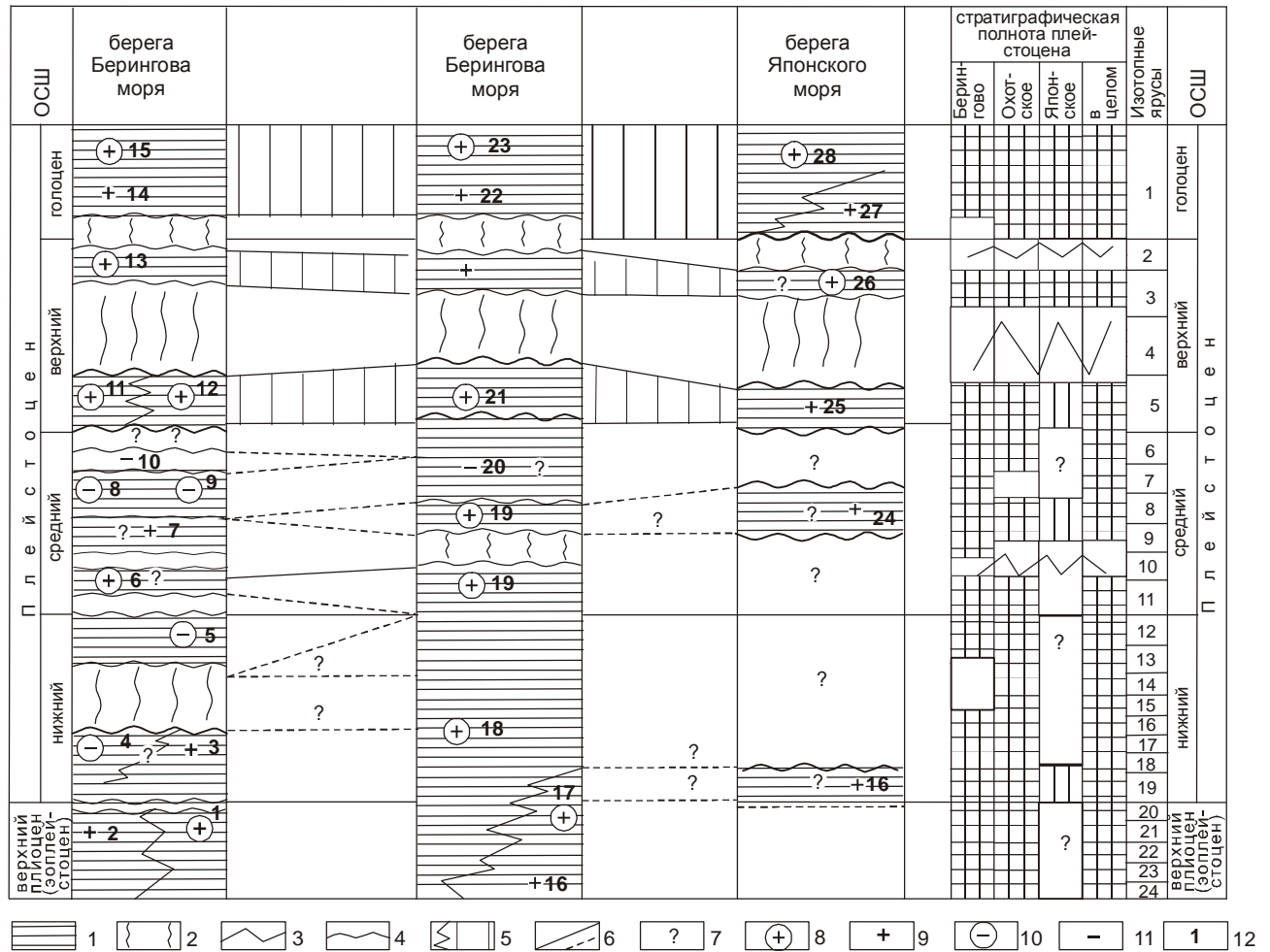


Рис. 6. Схема стратиграфической полноты морского плейстоцена российских побережий дальневосточных морей.

1 – морские отложения; 2 – перерывы морского осадконакопления; 3 – региональные перерывы; 4 – размывы; 5 – возможные соотношения и реперные горизонты; 6 – возможные корреляции (достоверные и предполагаемые); 7 – неясные взаимоотношения и недостоверные отложения. Трансгрессивные эпохи: 8 – теплые, 9 – относительно теплые, 10 – холодные. 11 – относительно холодные, 12 – морские отложения (1 – нижнеольховская подсвита, 2 – нижнепинакульская подсвита, 3 – верхнеольховская подсвита, 4 – верхнепинакульская подсвита, 5 – карагинская свита, 6 – яндракинотские отложения, 7 – нижнекрестовская подсвита, 8 – среднекрестовская подсвита, 9 – оссорские отложения, 10 – верхнекрестовская подсвита, 11 – валькатленские слои, 12 – аттарманские слои, 13 – слои мыса Дионисия, 14 – отложения Анадырского лимана, 15 – осадки голоценовых террас Чукотки и Восточной Камчатки, 16 – устьбачинская свита, 17 – нижнеголовнинская подсвита, 18 – среднеголовнинская подсвита, 19 – верхнеголовнинская подсвита, 20 – кухтуйские галечники Приохотья, 21 – осадки мунского разреза Восточного Сахалина, 22 – осадки лагуны Буссе, 23 – осадки низких террас Курил, 25 – осадки 60–80 м террас Западного Сахалина, 25 – осадки разрезв Арково, Бошняково и Сергеевка Западного Сахалина, 26 – осадки низких доголоценовых террас Западного Сахалина, 27 – осадки переуглубленных долин Приморья, 28 – осадки голоценовых террас Западного Сахалина).

сублиторали и имеют преимущественно тонкий (алевроитовый) состав [23, 24].

Карагинский горизонт выделен [24] по стратотипическому разрезу 80–120 м террасы о. Карагинский. Это относительно тонкие, песчано-суглинистые образования, содержащие множество грубообломочного материала и сублиторальную бореально-арктическую малакофауну с большим количеством аркти-

ческих видов. Отложения, очевидно, формировались в водах холодного бассейна. Достоверных аналогов карагинских отложений на других побережьях дальневосточных морей пока не установлено. Не исключено, что им могут быть одновозрастны осадки верхнепинакульской подсвиты, имеющие сходный литологический состав и близкие комплексы моллюсков, а также какая-то часть разреза головнинской свиты Курил.

ОСШ	Изоотопные зоны	диатомовая зональная шкала Северной Пацифики (Пушкарь, 1998),		провинциальная шкала		биостратиграфическое обоснование		региональные и стратиграфические подразделения				колонка (отложения и характер бассейна)															
		зона	экозона	горизонт	подгоризонт	моллюски (Петров, 1982)	диатомеи, зоны, экозоны (Пушкарь, 1998)	Чукотка	Восточная Камчатка	Курилы	Восточный Сахалин																
Плейстоцен	верхний	1	<i>Neodenticula seminae</i>	Q-IV									(+)														
		2	(0,075) 0,095 Ma	Q-IIIW ₃									перерыв	+													
		3		Q-IIIW ₂					слои м. Дионисия				перерыв	(+)													
		4		Q-IIIW ₁									перерыв	(+)													
	5	<i>Proboscia curvirostris</i> 0.130	Q-IIIW ₁	вал-капленский		бореально-арктический, верхнесублиторальный, вымерших видов нет	<i>Proboscia curvirostris</i> Q _{III} R-W	крястов-ленский		аттарманские слои			(+)														
	6	<i>Thalassiosira grav. foss.</i>	Q-IIR ₃	крястов-ский	верхний	бореально-арктический, сублиторальный,	<i>Thalass. grav. foss.</i> Q _{II} R ₃	крястов-ский	верхние	оссорские слои				(-)													
	7	<i>Thalass. nidus</i> 0.230	Q-IIR ₂		средний	бореально-арктический, с множеством арктических видов	<i>Acunocylus, och. f.</i> Q _{II} R ₁		средние						(-)												
	8	<i>Actinocyclus och. foss.</i> 0.28	Q-IIR ₁		нижний	бореально-арктический, сублиторальный,			нижние						(+?)												
	9	<i>Proboscia barboi</i>	Q-IIMR	карагинский		бореально-арктический, верхнесублиторальный, вымерших видов нет			яракинотские слои					перерыв	(+)												
	10																										
	11																										
	12																										
	13	(0.520) 0.630	Q-IIM			бореально-арктический, сублиторальный, с множеством арктических видов				карагинские слои				перерыв	(-)												
	14																										
	15																										
	16	<i>Nitzshia reinholdii</i> 0.790	Q-IIGM			бореальный, верхнесублиторальный	<i>Nitzshia reinholdii</i> Q _{II} -GM							перерыв	(+)												
	17																										
	18																										
	19																										
эоплейстоцен (верхний плейстоцен)	20	<i>Nitzshia fossilis</i> (1.920) 1.940	Q-I 3	ольховский	бореально-арктический комплекс с множеством высокобореальных и бореальных видов (12%)	бореально-арктический и бореальный, отсутствуют арктические виды	<i>Nitzshia fossilis</i> Q _{I-3}		пинакульская свита	верхняя ?	ольховская свита	верхняя ?	головинская свита	перерыв	(+)												
	21		Q-I 2																								
	22	<i>Actinocyclus oculatus</i> (1.680) 1.700	Q-I 1																<i>Actinocyclus oculatus</i> Q _{I-3}		нижняя ?		нижняя ?	нижняя ?	нижняя подсвита	перерыв	(+)
	23																										
	24																										

(+) теплые, + относительно теплые, (-) холодные, - относительно холодные

Рис. 7. Схема стратиграфии морского плейстоцена побережий дальневосточных морей России.

Крястовский горизонт со стратотипом в районе залива Креста [24], по-видимому, приходится на среднюю и верхнюю части среднего плейстоцена (8-б изотопные ярусы, диатомовые экозоны от Q_{II}R₁ до Q_{II}R₃) [26]. Отложения охарактеризованы различающимися комплексами моллюсков и имеют разный фациальный состав, что позволяет разделить горизонт на три – нижний, средний и верхний – подгоризонта, каждому из которых, возможно, соответствуют свои диатомовые зоны (*Actinocyclus ochotensis fossilis*, *Thalassiosira hidusus*, *Thalassiosira gravida fossilis*). В разрезах Чукотки наиболее четко устанавливаются [24] отложения *среднекрястовского подгоризонта* (среднекрястовская подсвита), включающие множество арктических видов моллюсков и имеющие супесчано-суглинистый состав с обилием разнообломочного материала. Среднекрястовским отложе-

ниям, очевидно, одновозрастны *оссорские* образования Восточной Камчатки [24], содержащие сходную холодолюбивую фауну моллюсков и имеющие близкий литофациальный состав. Не исключено, что к этой эпохе относится накопление кухтуйских галечников [21] с холодными палинологическими спектрами высокой (до 110 м) террасы Приохотья.

На дальневосточных побережьях отмечаются следы теплых среднеплейстоценовых трансгрессий (*нижне- и верхнекрястовские, верхнеголовинские отложения*) [23, 24, 27]. На Чукотке они охарактеризованы верхнесублиторальными аркто-бореальными комплексами моллюсков, а на Курилах содержат богатую флору морских диатомей (зона *Proboscia barboi*) [26, 34]. В фациальном отношении все они являются мелководно-прибрежными образованиями преимущественно песчано-галечного состава. Стра-

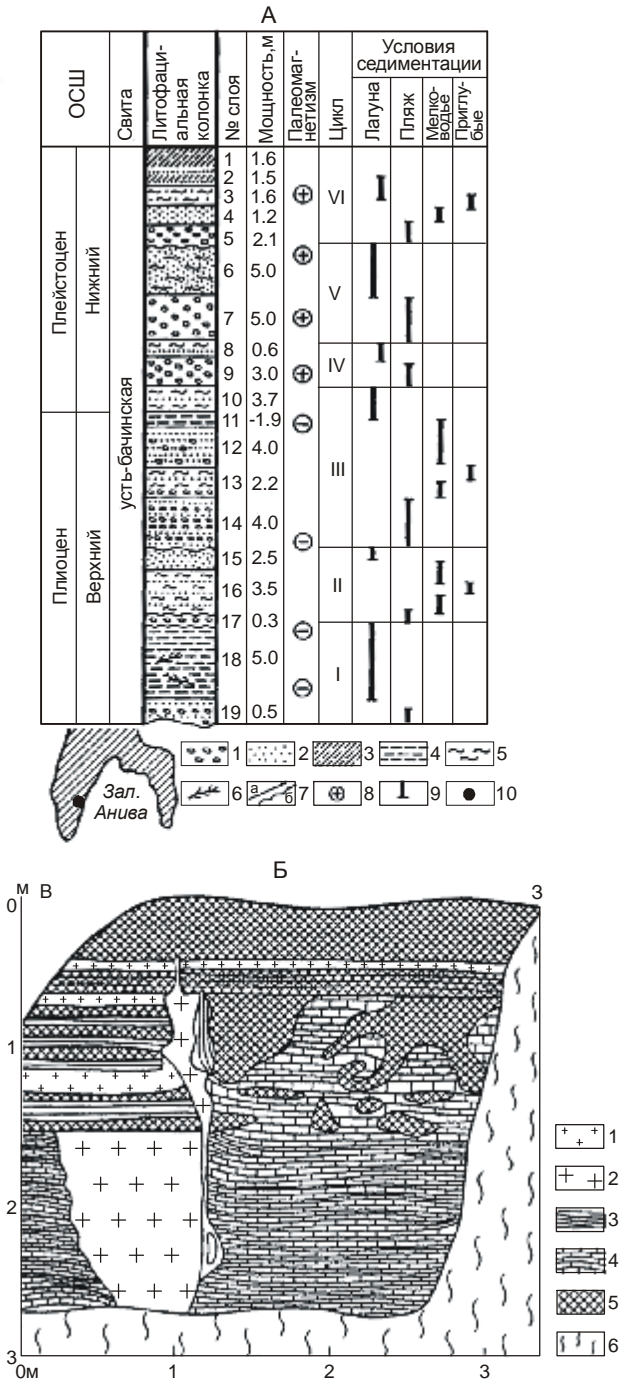


Рис. 8. Проявление ритмичности в морских плейстоценовых отложениях усть-бачинской свиты Сахалина (А) и голоценовых осадках 5–7 м террасы Анадырского лимана (Б).

А: 1 – гравий и галька, 2 – песок, 3 – супесь и суглинок, 4 – алеврит, 5 – ил, 6 – растительные остатки, 7 – границы слоев (а – без размыва, б – с размывом), 8 – знак намагниченности, 9 – интервал накопления, 10 – местоположение разреза Бачинского.

Б: 1 – шилры сегрегационного льда, 2 – жильный лед, 3 – суглинок с криогенной текстурой, 4 – суглинок со слоистой криогенной текстурой, 5 – торф, 6 – оплывины.

тиграфическое соотношение осадков среднеплейстоценовых трансгрессий не совсем ясное. Очевидно лишь, что холодноводные среднекрестовские образования подстилаются и перекрыты осадками более теплых ранне- и позднекрестовских бассейнов. Верхнеголовнинские отложения, возможно, несколько более древние, чем среднекрестовские.

Валькатленский горизонт относится к началу позднего плейстоцена (изотопный ярус 5, диатомовая зона *Proboscia curiviro*, эконона Q_{III}R-W) [26, 34]. Стратотипический разрез находится на восточном берегу зал. Креста [7, 24]. Здесь осадки морской террасы содержат верхнесублиторальный комплекс бореально-арктических моллюсков, среди которых отсутствуют вымершие формы (исключение – *Astarte invocata*). Отложения валькатленского горизонта наиболее широко развиты на дальневосточных побережьях: на Восточной Камчатке к ним относятся *амтарманские слои* [24], на Восточном Сахалине [17] – осадки лунского разреза, на Западном Сахалине – отложения террас у пос. Арково, Бошняково и Сергиевка [16]. Это преимущественно мелководные прибрежные образования разнотерригенного состава, вглубь побережья часто фациально переходящие в илистые осадки внутренних лагун, либо песчано-галечные накопления речных дельт. Широкое распространение на дальневосточных побережьях морских осадков валькатленского горизонта и содержащиеся в них ископаемые остатки (комплексы моллюсков и фораминифер, "теплая" палинофлора) указывают, что трансгрессия, по-видимому, была максимальной в плейстоцене и приходится на теплую климатическую эпоху, когда в ландшафтах побережий существовали растительные элементы, ныне свойственные более южным районам.

В разрезе позднего плейстоцена отмечаются и более молодые морские осадки, относящиеся к концу эпохи. Наиболее четко они установлены на Чукотке в разрезе мыса Дионисия [23] и на Курилах [5], где датированы временным интервалом 24–47 т. л. н. Здесь и в других местах, где они обнаружены (Сахалин, Приморье), присутствие этих отложений определенно указывает на новейшие тектонические поднятия этих участков. В фациальном отношении это обычно прибрежные образования, фиксирующие переход от морских условий осадконакопления к лагунным.

Морские голоценовые отложения дальневосточных побережий изучены несравненно лучше более древних плейстоценовых образований, что позволяет охарактеризовать их более полно. В виде разнообразных по площади покровов осадков морской голоцен встречается на берегах всех дальневосточ-

ных морей. Как и для более древних пород, его распространение контролируется, в основном, рельефом и геологической структурой побережий. Наиболее обширные площади морского голоцена в виде лиманных и морских террас приурочены к устьям крупных долин и открытым низменностям изрезанных побережий Южного Приморья, Сахалина, Восточной Камчатки и юго-восточной Чукотки [1, 4, 10, 17], геологические структуры которых располагаются вкрест простираения современного берега океана. В то же время, на открытых прямолинейных берегах Северного Приморья, Среднего Приохотья и Корякии [14, 21], структурный план которых совпадает с контуром этих побережий, морские осадки голоцена развиты эпизодически, в виде сохранившихся от абразии древних баров и пересыпей, блокирующих устья небольших долин.

По составу среди морских голоценовых отложений преобладают различные терригенные разновидности: осадки песчаного и гравийно-галечного состава, многочисленные органические остатки растительного происхождения, образующие прослойки торфа и растительной трухи; практически отсутствуют осадки биокарбонатного происхождения. Гранулометрический состав отложений контролируется гидродинамическими условиями прибрежных участков морей. На открытых незащищенных приохотских, западнокамчатских и корякских берегах бурных Охотского и Берингова морей голоценовые осадки наиболее грубые – гравийно-галечные, с включениями мелких валунов [22, 23]. В полузакрытых бухтах и заливах Южного Приморья, Восточной Камчатки и юго-восточной Чукотки [15, 23] отложения более мелкие – преимущественно песчаного и песчано-алевритового состава, а в закрытых заливах и лиманах – совсем тонкие – илесто-глинистые.

Морские голоценовые отложения содержат разнообразные палеонтологические остатки: раковины моллюсков, диатомеи, пыльцу и споры. Комплексы моллюсков установлены в разрезах Чукотки, Приморья и Сахалина [16, 23]. Они четко отражают биогеографическую зональность Северной Пацифики. На Чукотке это *Elliptica alaskensis*, *Tridonta borealis*, *Serripes groenlandicus*, *Macoma calcarea*, *Hiatella arctica*, *Mya pseudoarenaria*, *M. truncata*, относящиеся, в основном, к группе бореально-арктических и широко распространенных бореальных видов. На Сахалине отмечены находки раковин моллюсков *Aloides amurensis*, *Macoma silca*, *M. balthica*, *Corbicula japonica*, *Crassostrea gigas* [16, 17], имеющих бореальное и субтропическое происхождение. Еще более тепловодные, главным образом, низкобореальные элементы об-

наружены в разрезах Приморья (*Spisula sachalinensis*, *Callista brevisiphonata*, *Venerupis japonica* и др.) [32]. Возрастные изменения в малакофауне морского голоцена не отмечаются, она имеет современный облик и практически не отличается от позднекайнозойской фауны. В ряде случаев комплексы моллюсков могут указывать на тип осадконакопления. Так, комплекс (*Aloides amurensis*, *Macoma silca*, *M. balthica*, *Corbicula japonica*), обнаруженный в отложениях четвертой пачки орокесской террасы Западного Сахалина, по мнению Г.А. Евсеева [16], соответствует фауне закрытых бухт с соленостью вод до 28 ‰.

Еще более определенно об условиях осадконакопления в морском голоцене свидетельствуют комплексы фораминифер. Так, в глубине бухт и в речных долинах Южного Приморья в основании морской и лагунных террас установлен однородный по составу комплекс фораминифер (*Miliammina tichangonensis*, *M. fusca*, *Lituola parva*, *Reophax difflugiformis*, *Jadammina macrescens* и др.), указывающий на эстуарно-лагунный характер формирования отложений [16]. Отложения голоцена содержат обильные диатомеи, принадлежащие морским, солоноватоводным и пресноводным видам [10, 26, 34]. Все изменения диатомей по разрезу литорали имеют экологическую природу и чутко отражают условия накопления осадков. Наряду с микрофауной и диатомеями в голоценовых отложениях многочисленны палинологические остатки, прямо свидетельствующие о том, что накопление основных его толщ совпадало с теплыми климатическими эпохами голоцена, отмечаемыми в середине (оптимум) и конце голоцена.

Стратиграфия и геохронология морского голоцена берегов дальневосточных морей разработана с разной степенью детальности. На большей части побережий среди голоценовых осадков по геоморфологическим признакам выделяются отложения, слагающие два уровня низких морских террас, обычно располагающихся в пределах высот 5–8 и 2–3 м. Дробное расчленение голоценовых отложений предложено для Приморья и Сахалина [6–10]. Принятая в работе схема стратиграфии морского голоцена побережий дальневосточных морей опирается на геоморфологические и геохронологические критерии с обязательным учетом положения отложений в разрезе. По этим признакам среди голоценовых отложений, соответствующих "горизонту" провинциальной стратиграфической шкалы, выделяются нижние, средние и верхние слои, отвечающие основным геохронологическим подразделениям голоцена.

Нижнеголоценовые слои представлены осадками начала послеледниковой трансгрессии океана.

Они не образуют форм современного рельефа побережий и вскрываются скважинами и выработками в основании голоценового разреза. В отличие от шельфа, где эти отложения распространены широко [15, 18, 20], на побережьях они известны в немногих пунктах (Сахалин, Приморье) [16, 19] и представлены тонкими илистыми осадками лагун и ингрессионных заливов с массой растительных остатков. В одном из самых представительных береговых разрезов раннего голоцена – лагуне Буссэ на Сахалине – в илистых алевролитах установлены палинологические спектры теплой климатической эпохи. Доказательством присутствия нижнеголоценовых отложений на побережьях служат материалы радиоуглеродного датирования (8.375 ± 1.0 ; 9.77 ± 0.4 ; 8.95 ± 0.2 ; 8.2 ± 0.1 ; 9.9 ± 0.5 т.л.н.). В раннем голоцене уровень моря располагался на отметках 20–15 м. Если раннеголоценовые отложения вскрываются в основании разреза морских террас, то, по-видимому, это можно связывать с высокими скоростями тектонических поднятий этих участков.

Среднеголоценовые слои имеют наибольшее распространение на берегах дальневосточных морей. Они относятся к максимуму послеледниковой трансгрессии океана, уровень которого, по разным оценкам, превышал современный на 1.5–4 м. В это время наряду с активизацией абразии берегов увеличилось поступление в береговую зону разнообломочного материала, заполнявшего заливы и бухты и формировавшего уровень высокой голоценовой террасы. Море глубоко ингрессировало в речные устья, образовав заливы, лиманы и лагуны с характерным типом осадконакопления. Пространственно это выражалось в латеральном переходе фаций морских мелководий, пляжа и пересыпи в фации лагун и лиманов.

Самые обширные поля среднеголоценовых осадков, имеющих преимущественно лагунно-лиманное происхождение, распространены на севере и юге Сахалина (лагун Пильтун, залив Байкал, лагуна Буссэ и т.д.) [4], на юге Приохотья, берегах Западной Камчатки [22] и юго-восточной Чукотки (Анадырский лиман) [7, 23].

Для среднеголоценовых отложений характерны спорово-пыльцевые спектры, отражающие наиболее теплые для голоцена этих мест климатические условия и растительные сообщества со значительным содержанием теплолюбивых пород. На побережье Южного Приморья в это время произрастали березово-дубовые леса [15], а на побережье Западного Сахалина – березово-широколиственные и березово-ильмовые леса [16]. На берегах Анадырского лимана существовали лиственничные леса и редколесья из лиственницы, древо-

видной березы и ольхи, а севернее, на берегах Берингова пролива – ерниковая тундра с ольховником [23].

Среднеголоценовые слои на побережьях дальневосточных морей образуют хорошо выраженные в рельефе уровни морской и лагунной террас. Высота террас в зависимости от знака новейших тектонических движений может изменяться от 3 м на опускающихся берегах (Западная Камчатка, Приморье) до 10 и более метров на поднимающихся берегах (Восточная Камчатка). Средняя высота среднеголоценовой террасы 4–6 м. По отложениям, слагающим террасы, получены многочисленные радиоуглеродные даты с достаточно большим возрастным диапазоном – от 7 до 3 т.л.н. При этом максимум датировок попадает в интервал от 5 до 6.5 т.л.н. Это свидетельствует о среднеголоценовом возрасте осадков. Мощность среднеголоценовых морских отложений обычно не превышает 3–5 м, увеличение мощности до 10 и более метров отмечается лишь среди лагунных фаций в крупных депрессиях на побережьях.

Верхнеголоценовые слои имеют эпизодическое распространение на побережье Дальнего Востока. На участках вне активного волнового воздействия они образуют низкие голоценовые геоморфологические уровни. Обычно это небольшие по площади и простирающиеся морские и лагунные терраски, отмершие косы и пересыпи высотой до 2.5–3.0 м. На открытых побережьях высота позднеголоценовых уровней может достигать 4–5 м. Цитологические особенности отложений близки современным морским образованиям побережий, с господством морских песчано-галечных прибрежно-пляжевых и мелководно-лагунных илисто-алевритовых фаций.

Фрагментарность распространения верхнеголоценовых морских отложений связана как с их размывом в современную эпоху, так и с непродолжительностью накопления в одну из последних трансгрессивных фаз позднеголоценового океана. Не исключено, что это могло быть следствием нескольких небольших повышений (либо остановок) уровня регрессирующего бассейна, отраженных в осадках и геоморфологических уровнях. На это, возможно, указывает большой разброс радиоуглеродных дат – от 3 т.л.н. до первых сотен.

ЛИТОФАЦИАЛЬНЫЙ СОСТАВ

В литофациальном отношении морские плейстоценовые отложения дальневосточных побережий весьма разнообразные, отражающие пеструю динамичную обстановку мелководий верхней, реже приглубой части шельфа. Наиболее широкое распространение имеют три генетические группы фаций.

1. Осадки динамичных прибрежных условий пляжа и верхней сублиторали разнообразного механического состава – от галечников и валунников до тонких песков, обычно приуроченные к террасам, либо, в виде разной ширины полос, маркирующих древнюю береговую линию.

2. Системы фаций, отражающих переходную обстановку от морских условий к наземноводным, образующие фациальные ряды. Среди них, в первую очередь, следует отметить генетические сообщества: а) осадки (фации) мелководья – лагуны (лимана) и б) шельфа – аллювиально-морские (дельтовые). Литологический состав этих образований очень разнообразный, от органогенных илов и глин лагун до дельтовых галечников. Отложения обычно приурочены к депрессиям рельефа, освоенных речными дельтами, и могут достаточно далеко проникать вглубь материка.

3. На побережьях Берингова, реке Охотского морей широко распространены ледниково-морские отложения, связанные со спокойными условиями накопления и разносом грубообломочного материала льдом, что предопределяет особенности их литологического состава – наличие тонкого супесчано-суглинистого заполнителя с большим количеством грубообломочного материала, различного по залеганию, размерности и окатанности.

Для литологии отложений морского плейстоцена отдельных регионов Дальнего Востока отмечаются определенные характерные черты. Так, выше отмечалось широкое развитие на Чукотке ледниково-морских фаций, а также обильное присутствие плохо разложившегося растительного материала. Для Курил и Восточной Камчатки характерно наличие примеси и прослоев продуктов вулканической деятельности; для Приохотья и, в меньшей степени, Приморья – обилие грубообломочного материала.

В наиболее полных разрезах устанавливается определенная цикличность строения, отражающая особенности осадконакопления и иерархию ритмов. Макроритмика обычно выражается в чередовании морских и континентальных образований, например, морских и ледниковых среднеплейстоценовых осадков на Чукотке, морских и вулканогенных отложений головнинской свиты о. Кунашир, в целом выражающих трансгрессивно-регрессивную макроритмику уровня океана и особенности тектонического режима регионов.

Более мелкая (среднего порядка) ритмичность – переслаивание морских, прибрежно-морских и лагунных осадков, обусловленная колебаниями уровня моря в прибрежной полосе, отчетливо проявляется во многих разрезах, детально она описана в отложе-

ниях усть-бачинской свиты Сахалина [29], где установлено присутствие 6 сложно построенных циклов осадков (рис. 8 А). И, наконец, ритмичность возможно сезонного характера – переслаивание слоев, обогащенных растительным материалом и без него, – отмечается во многих разрезах лагун и лиманов, например, осадках 5–7 м террасы Анадырского лимана (рис. 8 Б) [23].

Отмечаются и временные различия литофациального состава. Так, для эоплейстоцена и раннего плейстоцена характерна большая мощность осадков (десятки – сотни метров) и преобладание пород относительно тонкого (песчано-алевритового) состава, для среднего плейстоцена – присутствие ледниково-морских образований, для морского голоцена – разнообразие фаций морских и лагунно-лиманных отложений. Среди голоценовых осадков морского происхождения резко доминируют фации открытых берегов верхней части шельфа и пляжа, а также закрытых (бухтовых) мелководий и пляжа. Они различаются в основном по составу и соотношению местных и привнесенных компонентов. Наибольшим площадным распространением среди голоценовых отложений побережий пользуются осадки лиманов и лагун. Как правило, они увенчаны слоем торфа озерно-болотного происхождения, завершающим цикл лиманно-лагунного накопления. Для отложений характерно большое количество минеральных новообразований, отвечающих застойным условиям осадкообразования, а также обилие разнообразных по степени разложения растительных остатков.

Специфичную форму распространения имеют отложения голоценовых лагун Западной Камчатки [22], образующие узкие протяженные поля – геологические тела, вытянутые вдоль берега Охотского моря. Морские и лагунные фации обычно переходят друг в друга по латерали, образуя "короткие" фациальные ряды. В приморской части морские фации представлены песчано-галечными отложениями переднего и тылового пляжа, бара, пересыпи, а вглубь берега они сменяются алеврито-илистыми осадками лагун. Последние в устьях речных долин переходят в дельтово-аллювиальные образования.

В разрезе морского голоцена побережья Дальнего Востока отмечается определенная последовательность соотношения фаций, отражающая этапность накопления осадков в разных фациально-временных условиях развивающейся трансгрессии океана [4, 23]. На побережьях голоценовое осадконакопление, вероятно, происходило в такой последовательности смены фаций: в начале трансгрессии образовывались ингрессионные лиманно-лагунные отложения, да-

лее – прибрежно-морские и, чуть позже, – лагунно-лиманные эпохи максимума трансгрессии (голоценовый оптимум, высокий уровень голоценовых террас). В конце трансгрессии осуществлялся второй цикл прибрежно-морского и лагунно-лиманного накопления, сформировавший низкий уровень голоценовых террас. Следует подчеркнуть, что такая последовательность голоценового осадконакопления характерна для побережий окраины континента. На шельфе разрез морского голоцена, несомненно, более полный и включает другие циклы осадков.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Побережье и подводная окраина дальневосточных морей России располагаются в разных климатических зонах и имеют сложное геологическое строение, предопределившее особенности палеогеографического развития этого обширного региона, в первую очередь, разнообразный ход природного процесса плейстоцена и эволюции ландшафтов побережий.

Важным временным рубежом развития подводной и материковой окраины региона является поздний мезозой–ранний кайнозой – этап, когда произошло заложение крупнейших дислокаций на шельфе и материковом склоне, образование прогибов в средней и внешней зонах шельфа, опускание части подводной окраины в Охотском и Японском морях и приращение внешнего шельфа Берингова моря и залива Петра Великого. Эти процессы осуществлялись в течение всего кайнозоя. Считается [13], что и в настоящее время по Курильской сейсмической дуге в зоне субдукции происходит опускание и переработка западной окраины Тихоокеанской плиты.

Гетерохронность тектонического строения территории Дальнего Востока, его шельфа и материкового склона обусловила различие строения и развития побережий, материковой и островной окраин в плейстоцене. По особенностям геологической истории среди побережий выделяются три крупных типа: островной, материковый и промежуточный [14]. Для островного типа, находящегося в пределах Камчатско-Курильской островной дуги, характерны интенсивные новейшие поднятия кайнозойских структур островов и полуостровов, по-видимому, отражающих активные горизонтальные перемещения литосферных плит с образованием серии высоко поднятых террас.

Для материкового типа (Приморье и Охотоморье) в плейстоцене, в целом, характерны медленные погружения побережья и прилегающего шельфа. Этот тип побережий, плейстоценовая история которого хорошо прослеживается по отложениям и формам

рельефа шельфа [20]. Преобладание опусканий здесь связано с активным формированием впадин Японского и Охотского морей [21]. Естественно, что мощные процессы опускания шельфовых участков этих морей не могли не отразиться и на прибрежной полосе материковой суши, которая в кайнозой также испытывала опускание, либо была тектонически устойчива. В последнем случае тектоническая стабильность вызвана эффектом наложения равновеликих амплитуд опускания дна моря и поднятия прибрежных хребтов. Современная береговая линия, видимо, в основном фиксирует один из высоких для плейстоцена уровней океана. Поэтому многие другие, более низкие плейстоценовые береговые линии прослеживаются, в основном, ниже его современного уреза. К переходному этапу развития относятся области с более разнообразной и дифференцированной палеогеографической историей. Часть из них, такие как Западная Камчатка и Корьякское побережье, ближе к материковому типу, другие (Сахалин) близки островному типу развития.

Морские отложения плейстоцена дальневосточных побережий свидетельствуют о значительных и неоднократных изменениях природных процессов в этом регионе и, в первую очередь, климата и колебаниях уровня Берингова, Охотского и Японского морей. Однако реально установленных по фактологическим данным природных событий существенно меньше, чем это можно предположить по изотопной летописи. Как известно, изотопная шкала содержит указание на наличие в последние 700–750 т. л. 9-ти значительных похолоданий и 10-ти потеплений, отраженных в колебаниях тяжелых и легких изотопов кислорода океанических вод.

В настоящее время имеются определенные доказательства присутствия на Курилах и побережьях Восточной Камчатки и Чукотки четких следов пяти трансгрессий, в то время как на берегах Приморья и Западной Камчатки достоверно известны осадки и формы рельефа лишь голоценового уровня океана, а другие только предполагаются по косвенным данным.

Масштабные плейстоценовые гляциоэвстатические колебания уровня океана резко влияли на палео-гидрологическую обстановку всех окраинных бассейнов Северной Пацифики. Во время понижения их уровней, временами превышавших 100 м и, в целом, совпадавших с холодными климатическими эпохами, были закрыты Берингов, Татарский, Лаперуза и часть Цусимского пролива. В результате появления сухопутных перешейков нарушалась вся гидрологическая ситуация в окраинных дальневосточных морях. Японское море превращалось в практически полузакрытый

и даже изолированный водоем, а в Охотское и Берингово моря поступление тихоокеанских вод осуществлялось только по глубоководным Курильским и Алеутским проливам.

Резкие гидрологические изменения, обусловленные колебаниями уровня океана, доказаны анализом фораминифер [2] для позднего плейстоцена–голоцена Охотского моря. Было установлено, что в интервале 60–13 т. л. н. отсутствовало поступление в море теплых япономорских вод, а современная гидрологическая ситуация возникла только 13 т. л. н., когда в донных осадках Охотского моря появился тепловодный планктонный вид *Globigerinoides setitula*. Близкая обстановка отмечалась и для Японского моря [25]. Естественно, что периодическая смена гидрологической ситуации и, в первую очередь, характера и направления течений, обуславливающих температуру прибрежных вод, сильнейшим образом влияло на ландшафты побережий. В холодные эпохи осуществлялось определенное меридиональное сглаживание контрастов в ландшафтах прибрежных территорий, среди которых господствовали разнообразные открытые обстановки от мохово-травянистой тундры Чукотки до лесотундры и редколесий Сахалина.

Правда, большая субмеридиональная протяженность дальневосточных побережий все же в ландшафтах холодных эпох отражалась. На Чукотке, наряду с тундрами, существовали каменистые и гляциальные пустыни, в то время как в прибрежных низкогорных хребтах Сахалина и Приморья сохранились островки мелколиственной лесной растительности. Если брать отдельные регионы, то ситуация в них могла быть и иной. Так, например, во время существования берингийской суши, разграничивавшей влияние арктических и северотихоокеанских вод, на Чукотке ландшафты были более дифференцированными, чем в теплые эпохи со сглаживающим воздействием течений Берингова пролива [30].

Во время межледниковий дифференциация ландшафтов побережий дальневосточных морей усиливалась. На Чукотке продолжали доминировать тундры [23], в Приморье и на Сахалине, наряду с темнохвойной тайгой, появляются полидоминантные широколиственные леса [1, 15].

За исключением Чукотки и побережья Корякского нагорья и, в меньшей степени, Восточной Камчатки и Приохотья, плейстоценовые оледенения, по-видимому, не оказали значительного влияния на историю развития рельефа и характера осадконакопления побережий и шельфа Дальнего Востока. На самом севере, в прибрежных районах Чукотки, установлены следы трех ледниковых эпох – среднелед-

стоценовой и двух позднеплейстоценовых [7, 23]. Основной причиной здешних оледенений явилось похолодание климата и, в первую очередь, снижение летних температур. Учитывая размеры современного оледенения Корякского нагорья [31], можно примерно оценить депрессию снеговой линии в горах Чукотки, необходимую для их существенного оледенения в 500–700 м. При таком снижении снеговой границы крупные участки поверхности прибрежных хребтов Чукотки окажутся в пределах хиносферы в условиях, близких таковым района современного оледенения Корякии. По-видимому, достаточно мощные выводные горные ледники существовали в прибрежных хребтах Корякии и Северного Приохотья. В Приморье и на Сахалине небольшие ледники, возможно, возникали в минимум позднего плейстоцена, а в другие холодные эпохи здесь отмечалась активизация криогенных процессов с образованием гольцовых террас, деформацией грунтов и т. д. Воздействие оледенений сказывалось в основном через колебания уровня океана, связанные с изыманием влаги на покровные ледники и обратным возвращением ее при их таянии в океан в количестве около 35 млн км³ воды [13]. При гляциоэвстатических регрессиях значительная часть шельфа осушалась. Особенно большие изменения при регрессиях происходили в северной части Берингова и Японского морей, где периодически прекращали функционировать Берингов и Татарский проливы.

Для открытых морей Дальнего Востока представляется несомненным существование прямой связи между их трансгрессивно-регрессивной ритмикой и гляциоэвстатическими колебаниями уровня океана. В природном процессе плейстоцена для побережий дальневосточных морей России крайне важная роль принадлежит новейшим тектоническим движениям, во многом определяющим присутствие и масштабность распространения морских осадков и форм рельефа. Активная и дифференцированная по знаку тектоника Чукотки предопределила широкое распространение морского плейстоцена в Анадырской и Крестовской депрессиях и, в виде аккумулятивного чехла, на террасах низкогорных побережий. С динамичным прерывистым тектоническим поднятием Курильских островов, берегов Восточной Камчатки, в меньшей степени Западного Сахалина связана лестница морских абразионных и абразионно-аккумулятивных террас высотой до 200 м и выше. Длительное, без смены знака, опускание приморской низменности Западной Камчатки [22] явилось причиной отсутствия на ее побережье достоверных морских голоценовых осадков. Аналогичная ситуация отмеча-

ется в Приохотье и Приморье. Однако объясняется это только нисходящими тектоническими движениями побережий Приохотья и Приморья не всегда корректно. Дело в том, что наличие низкогорного рельефа на дальневосточных побережьях, по-видимому, во многом связано с преобладанием в последнюю геологическую эпоху поднятий, обусловивших возникновение и само существование приморских хребтов. Не исключено, что отсутствие на побережьях Приморья и Приохотья явственно выраженных морских уровней, возможно, в значительной степени обусловлено активной динамикой прибрежных вод, уничтоживших следы плейстоценовых трансгрессий.

Палеогеографическое развитие побережий дальневосточных морей, в целом определяемое постоянным воздействием морских бассейнов Северной Пацифики, для разных регионов имело и специфические черты, связанные с влиянием других природных факторов. Для Чукотки это были оледенения прибрежных хребтов и периодичность функционирования Берингова пролива, для Курил и, в меньшей степени, Восточной Камчатки – вулканизм и активные тектонические поднятия, для Западной Камчатки и Приохотья – суровый климат и тектонические опускания. Существенные различия палеогеографической истории япономорских побережий Сахалина и Приморья, по-видимому, в значительной степени обусловлены характером морских течений, а также разным знаком тектонических движений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Морские плейстоценовые отложения дальневосточных побережий России крайне разнообразны по строению, стратиграфической полноте и широте распространения. Наибольшие поля развития отмечаются в приморских низменностях берингоморских побережий. Здесь стратиграфическая полнота морских разрезов наибольшая, отложения отмечаются в диапазоне всех горизонтов эоплейстоцена и плейстоцена (ольховская, пинакульская, крестовская свиты; карагинские, оссорские, аттарманские, валькатленские, мыса Дионисия слои), а их стратификация основана на биостратиграфических критериях – комплексах малакофауны, фораминифер и диатомей.

Весьма представительны, особенно в нижних частях (усть-бачинская и головнинская свиты), разрезы Курильских островов и Сахалина. На побережьях Приохотья и Приморья морские отложения имеют небольшое распространение, стратификация их затруднена и часто основана на геоморфологических крите-

риях. На побережье Западной Камчатки достоверные морские осадки относятся к голоцену и отмечается продолжительный, охватывающий практически весь плейстоцен, перерыв морского осадконакопления.

Рассмотренная выше провинциальная стратиграфическая шкала является первой попыткой стратификации столь разнообразно устроенных осадков самых «концов» морских трансгрессий, охватывавших побережья Дальнего Востока в плейстоцене.

Столь же разнообразно и литофациальное строение морских отложений, обусловленное различиями динамической обстановки прибрежных мелководий и приглубой части шельфа, а также географической зональностью. В разрезе плейстоцена наибольшее развитие получили три группы фаций: 1 – динамичных условий пляжа и верхней сублиторали, 2 – осадки переходной обстановки – генетические сообщества мелководья – лагуны и дельтово-морские, 3 – ледниково-морские (в основном берингово-морские разрезы).

Обширная субмеридиональная протяженность дальневосточных берегов, предопределившая разнообразную климатическую зональность, и сложное геологическое строение, как следствие нахождения в зоне подводной окраины Евро-Азиатского континента, предопределили разнообразие палеогеографического развития побережий.

Для Чукотки важное палеогеографическое значение имели оледенения прибрежных хребтов и периодическое открытие Берингова пролива; для Восточной Камчатки и Курильских островов – вулканизм и активные тектонические воздымания; для Западной Камчатки – суровый климат и тектонические опускания.

Отмечаемая в палеогеографической летописи побережий трансгрессивно-регрессивная ритмика морей Северной Пацифики в основном обусловлена гляциоэвстатическими колебаниями уровня океана. Во время регрессий, в целом совпадавших с похолоданиями, когда уровень океана понижался на 100 м и более, не функционировали Берингов, Татарский, Лаперуза и частично Цусимский проливы, нарушалась вся гидрологическая обстановка в окраинных бассейнах, на севере образовывался обширный Берингийский материк, а на юге Сахалин превращался в обширный полуостров. В трансгрессивные эпохи конфигурация побережий была близка к нынешней, более глубоко океан проникал лишь на участках приморских депрессий.

Работа выполнена по грантам (98-05-64703 и 01-05-64131), финансируемым РФФИ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Александрова А.Н. Плейстоцен Сахалина. М.: Наука, 1982. 192 с.
2. Беляева Н.В., Бурмистрова И.Н. К истории циркуляции Охотского моря в позднем плейстоцене-голоцене // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6, № 6. С. 64–71.
3. Беспалый В.Г., Давидович Т.Д. Стратотипы плейстоцена Камчатки // Вопросы стратиграфии плейстоцена Камчатки. Магадан: СВКНИИ, 1974. С. 26–82.
4. Бровко П.Ф. Развитие прибрежных лагун. Владивосток: Изд-во Дальневост. ун-та, 1990. 146 с.
5. Булгаков Р.Ф. История развития южных островов Большой Курильской гряды: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. М.: МГУ, 1994. 34 с.
6. Волобуева В.И., Белая Б.В., Долматова Л.М. и др. Опорный разрез неогена северо-востока Азии на острове Карасинском. Ч. 1: Стратиграфия. Магадан: СВКНИИ, 1992. 111с.
7. Гасанов Ш.Ш. Строение и история формирования мерзлых пород Восточной Чукотки. М: Наука, 1969. 168 с.
8. Гладенков Ю.Б., Басилян А.Э., Былинская М.Е. и др. Биота переходных слоев плиоцена–плейстоцена Камчатского региона (диатомовые, моллюски, фораминиферы) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2, № 5. С. 170–179.
9. Гребенникова Т.А. Особенности развития диатомовой флоры и формации позднелейстоцен-голоценовых диатомов острова Итуруп (Курильские острова) // Тр. Междунар. Симпоз. "Озера холодных регионов". Якутск, 2000. С. 129–130.
10. Жузе А.П. Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 152 с.
11. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн.2. 333 с.
12. Иванов В.Ф. Четвертичные отложения побережий Восточной Чукотки. Владивосток, 1986. 140 с.
13. Каплин П.А. Новейшая история побережий Мирового океана. М.: Изд-во МГУ, 1973. 265 с.
14. Каплин П.А., Кривулин К.П., Свиточ А.А. Основные черты развития побережья Дальнего Востока в плейстоцене / / Географические исследования четвертичного периода. М.: Изд-во МГУ, 1982. С. 121–134.
15. Короткий А.М., Караулова Л.П., Троицкая Т.С. Четвертичные отложения Приморья. Новосибирск: Наука, 1980. 234 с.
16. Короткий А.М., Гребенникова Т.А., Волков В.Г. и др. Морские террасы Западного Сахалина. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 63 с.
17. Короткий А.М., Пушкар В.С., Гребенникова Т.А. и др. Морские террасы и четвертичная история шельфа Сахалина. Владивосток: Дальнаука, 1997. 229 с.
18. Кузьмина Н.Н., Шумова Г.М., Полякова Е.И. и др. Палеогеографические реконструкции голоцена северо-западного побережья и шельфа Японского моря // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1987. № 4. С. 78–89.
19. Кузьмина Н.Н., Талденкова Е.Е. Стратиграфия и палеогеография морского голоцена шельфа Приморья // Морской голоцен морей и океанов. М., 1994. С. 74–154. (Деп. ВИНТИ. № 2878–В94).
20. Кузьмина Н.Н., Талденкова Е.Е., Куликов О.А. и др. Стратиграфия и условия образования неоген-четвертичных отложений побережья северо-западной части Татарского пролива // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5, № 5. С. 65–11.
21. Кулаков А.П., Назаренко Е.М., Пушкар В.С. О следах четвертичных морских трансгрессий в северо-западном Приохотье // Вопросы геоморфологии и четвертичной геологии юга Дальнего Востока. Владивосток, 1975. С. 118–130.
22. Новейшие отложения и палеогеография плейстоцена Западной Камчатки. М.: Наука, 1978. 122 с.
23. Новейшие отложения и палеогеография плейстоцена Чукотки. М.: Наука, 1980. 295 с.
24. Петров О.М. Морские моллюски Севера и Северо-Востока СССР // Четвертичная система. М., 1982. Т. I. С. 192–208.
25. Плетнев С.П. Стратиграфия донных отложений и палеогеография Японского моря в позднечетвертичное время. Владивосток, 1985. 109 с.
26. Пушкар В.С. Палеогеография Северной Пацифики в позднем плиоцене и плейстоцене: Автореф. дис.... д-ра геол.-минер. наук. Владивосток, 1998. 42 с.
27. Пушкар В.С., Разжигаева Н.Г., Короткий А.М. и др. Позднеголовинская трансгрессия среднего плейстоцена на о. Кунашир // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6, № 6. С. 52–63.
28. Пушкар В.С., Черепанова М.В. Диатомеи плиоцена и антропогена Северной Пацифики. Владивосток: Дальнаука, 2001. 228 с.
29. Свиточ А.А., Болиховская Н.С., Большаков В.А. и др. Опорный разрез позднего плиоцена- раннего плейстоцена Сахалина // Докл АН СССР. 1990. Т. 314, № 4. С. 928–931.
30. Свиточ А.А., Талденкова Е.Е. Палеогеографический феномен и геологическая катастрофа (Берингия в конце позднего плейстоцена) // Вестн. МГУ. Геогр. 1990. № 3. С. 27–33.
31. Север Дальнего Востока. М: Наука, 1970. 487 с.
32. Талденкова Е.Е. Палеогеография Берингийского сектора Северной Пацифики в позднем кайнозое: Автореф. дис.... М.: МГУ, 1992. 25 с.
33. Хорева И.М. Стратиграфия и фораминиферы морских четвертичных отложений западного берега Берингова моря. М.: Наука, 1974. 152 с.
34. Черепанова М.В. Диатомовые комплексы и корреляция четвертичных отложений северозападной части Тихого океана: Автореф. дис.... Владивосток, 1999. 25 с.
35. Barron J.A., Gladenkov Yu. A. Early Miocene to Pleistocene diatom stratigraphy of Leg. 145. // Proc. ODP. 1995. V. 145. P. 3–19.
36. Koizumi J. The Late Cenozoic diatoms of Sites. 183-193. Leg. 19. DSDP // Init. Repts DSDP. 1995. V. 19. P. 805–856.
37. Koizumi J. Pliocene and Pleistocene Diatom Datum Levels related with Paleooceanography in North West Pacific // Mar. Micropaleontol. 1986. V. 10. P. 309–325.

A.A. Svitoch

Marine Pleistocene of the Russian Far Eastern coasts (stratigraphy and paleogeography)

Stratigraphical subdivision of marine Pleistocene deposits of the Russian Far Eastern coasts is described, and paleoenvironmental conditions are reconstructed. Marine Pleistocene beds differ in stratigraphical range, paleontological findings, and spatial distribution, thus considerably hampering their correlation and stratification. In the most complete sections of Chukotka and Eastern Kamchatka, fossiliferous marine deposits occur throughout the whole Quaternary sequence. Stratified marine deposits are also present on the coasts of the Kuril Islands (Golovnin Suite) and Sakhalin (Ust-Bachinsk Suite). On the coasts of the Sea of Okhotsk, especially of western Kamchatka and Primorye, reliable marine deposits are represented only by Holocene beds, while the origin of the older ones is primarily established on the basis of geomorphological criteria. Among facially diverse marine deposits, sediments of dynamically active coasts and also transitional ones (lagoonal, deltaic, etc.) are the most widely distributed. Glacial marine beds occur on the Bering Sea coasts. Paleoenvironmental conditions of the coastal areas during the Pleistocene epoch were diverse due to considerable meridional extent of the Russian Pacific coasts and complicated geological structure and evolution of the continental margin. In the marginal Far Eastern seas, transgressive-regressive cyclicality was governed by glacial eustatic sea-level oscillations, although glacial isostasy, tectonic movements, and volcanic activity were also locally important.