

УДК 551.462(265.54)

*А. С. Астахов, Н. К. Вагина, С. А. Горбаренко,
Е. Л. Демиденко, В. В. Шаповалов, М. Г. Бирюлина*

СКОРОСТИ ГОЛОЦЕНОВОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ОХОТСКОМ МОРЕ

По материалам экспедиций последних лет изучена стратиграфия верхней части осадков Охотского моря. При этом использовались лито- и биостратиграфические (спорово-пыльцевой и кокколитофоридовый) методы, палеомагнитный и изотопно-кислородный анализы, датировки по ^{14}C и литературные сведения. Построена подробная карта скоростей осадкона-

копления в голоцене, охватывающая почти всю акваторию моря. Выявлены две основные зоны интенсивной седиментации: шельф, где мощности осадков контролируются преимущественно неотектоническими факторами, и подножие материкового склона. В котловинах центральной части выделены участки с замедленными скоростями осадконакопления.

ВВЕДЕНИЕ

Скорость осадконакопления является одним из основных показателей при палеогеографических и палеотектонических реконструкциях на основе изучения древних осадочных толщ. Выявление ее в современных седиментационных бассейнах необходимо для более обоснованной интерпретации генезиса геологических тел и анализа условий осадконакопления методом мощностей, в том числе при сейсмостратиграфических исследованиях.

Первые оценки скоростей осадконакопления в Охотском море для голоцена были получены в результате работ Института океанологии им. П. П. Ширшова АН СССР в 1949—1953 гг. на основании изучения мощности поверхностного горизонта осадков, обогащенного кремнистыми остатками диатомей. П. Л. Безруковым он был отнесен к послеледниковому времени [5, 6], и возраст нижней границы был определен соответственно 8—20 тыс. лет. Это предположение подтверждено микропалеонтологическими определениями [15, 16, 21, 30], в результате которых выделены горизонты с различными количественными соотношениями видов. При этом выявлена хорошая сходимость результатов диатомового и спорово-пыльцевого анализов [16, 23], отражающих в первом приближении изменения климата в четвертичное время. Смена комплексов фораминифер определяется главным образом изменением глубины бассейна, и выделенные по ним горизонты не соответствуют установленным по спорам, пыльце и диатомовым водорослям. Учитывая отсутствие абсолютных датировок, конкретная возрастная интерпретация лито- и биостратиграфических уровней не была выполнена, хотя данные этих

работ использовались в последующем [22] при оценке скоростей седиментации.

Начиная с 1970 г. изучение донных осадков Охотского моря, в том числе и скоростей осадконакопления, проводится Тихоокеанским океанологическим институтом и Институтом морской геологии и геофизики ДВО АН СССР. По всей акватории моря, в том числе и на шельфе, получено большое количество колонок, по которым выполнены комплексные стратиграфические исследования, включающие микропалеонтологический, радиоуглеродный, палеомагнитный и изотопный методы (рис. 1). Появилась возможность увязки лито- и биостратиграфических уровней с геохронологической шкалой и на этой основе — пересмотра и более конкретной возрастной привязки выявленных ранее биостратиграфических уровней. Эта задача, а также обобщение всех полученных датировок, определение новых возможностей литостратиграфического расчленения, детализация и расширение на всю акваторию моря имевшейся схемы скоростей осадконакопления являются целью настоящей работы.

ДАННЫЕ И МЕТОДЫ ОБРАБОТКИ

Для стратиграфического изучения использовались колонки, полученные гидростатическими пробоотборниками ГСП-1 и ГСП-2 диаметром 124 мм с извлечением колонки осадка во вкладышах. Это обеспечило получение большого количества материала, достаточного для комплексного исследования, и его минимальную деформированность.

Радиоуглеродный анализ выполнялся по стандартной методике в лабораториях Геогра-

фического факультета МГУ и Института геохимии и физики минералов АН УССР. Для анализа отбирался ракушечный карбонатный материал: в колонках шельфа — раковины и крупные обломки двустворчатых моллюсков, из осадков центральной части моря — раковины фораминифер. В настоящее время достаточно надежные определения имеются для десяти колонок на шельфе и шести из центральной части моря (см. таблицу).

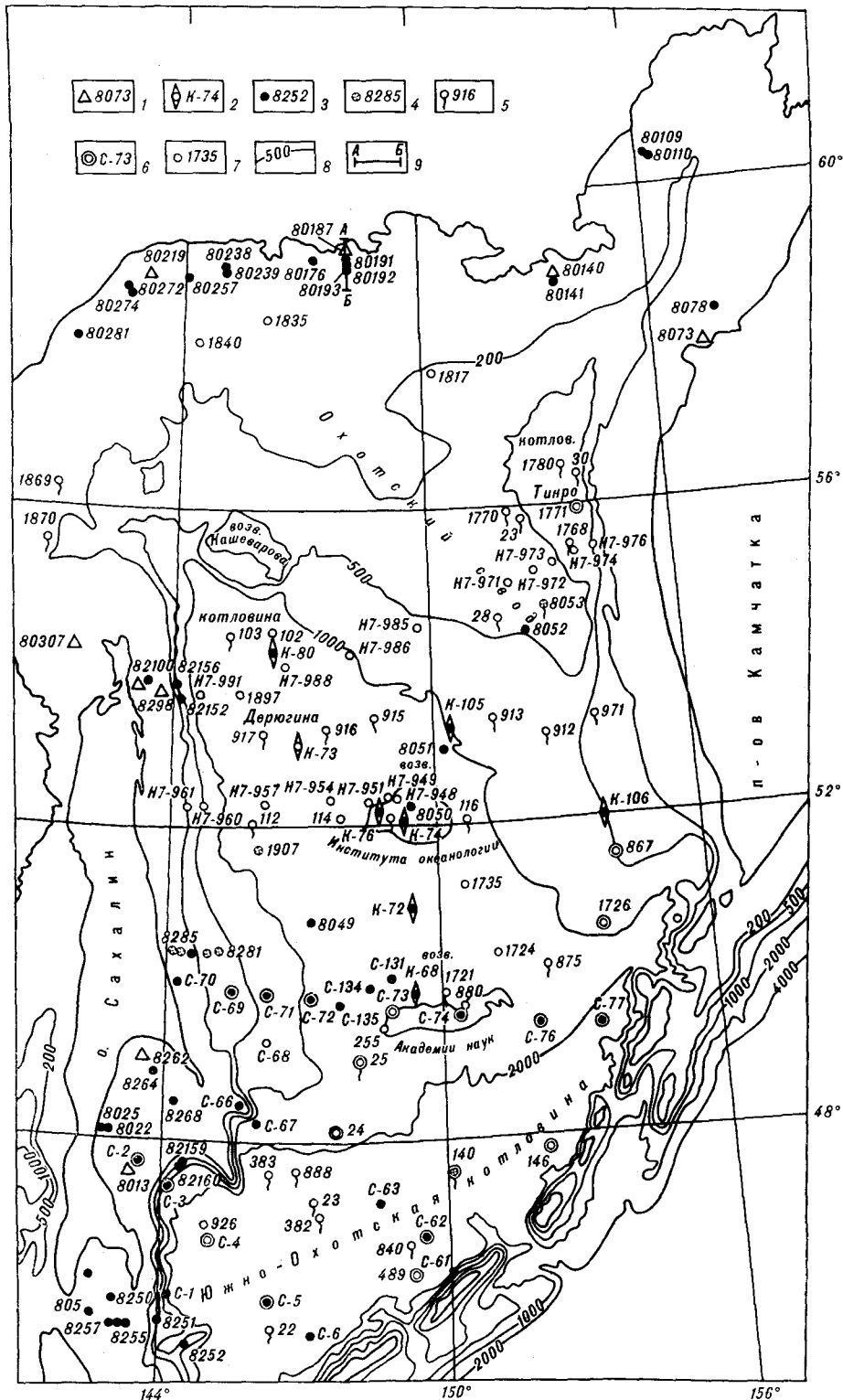
Изотопный состав кислорода карбоната кальция раковин бентосных фораминифер определен по стандартной методике в шести колонках из центральной части моря [11, 23]. В верхней части разреза этих колонок установлено увеличение значений $\delta^{18}O$ сверху вниз на 0,9—1,3‰ (рис. 2), что в соответствии с принципами изотопной стратиграфии отвечает границам I и II изотопных стадий с возрастом около 11 тыс. лет (по шкале, скорректированной Морли и Хейсом [37]).

Изучение палеомагнитных свойств осадков из колонок, полученных в экспедициях Тихоокеанского океанологического института ДВО АН СССР, выполнялось на кафедре общей физики ДВГУ [4, 20, 35], в лаборатории палеогеографии и новейших отложений плейстоцена МГУ [3], в лаборатории

палеомагнетизма СВКНИИ ДВО АН СССР [23]. Кроме этого, использованы данные по колонкам, изучавшимся в лаборатории физики земной коры ИГиГ СО АН СССР [14, 27, 28, 31].

Рис. 1. Расположение изученных колонок.

1—6 — колонки и их номера (номера 80..., 82..., К..., Н7... — станции ТОИ ДВО АН СССР, изучались авторами; С... — станции ИМГиГ ДВО АН СССР [12, 14, 27, 28, 31]; прочие — станции ИО АН СССР [6, 15, 16, 21, 30]), изученные различными методами: 1 — радиоуглеродным, 2 — изотопным и радиоуглеродным, 3 — палеомагнитным, 4 — спорово-пыльцевым, 5 — диатомовым, 6 — фораминиферовым; 7 — колонки из глубоководной части моря, расчлененные на основе литостратиграфических признаков; 8 — изобаты; 9 — местоположение профиля, приведенного на рис. 4.



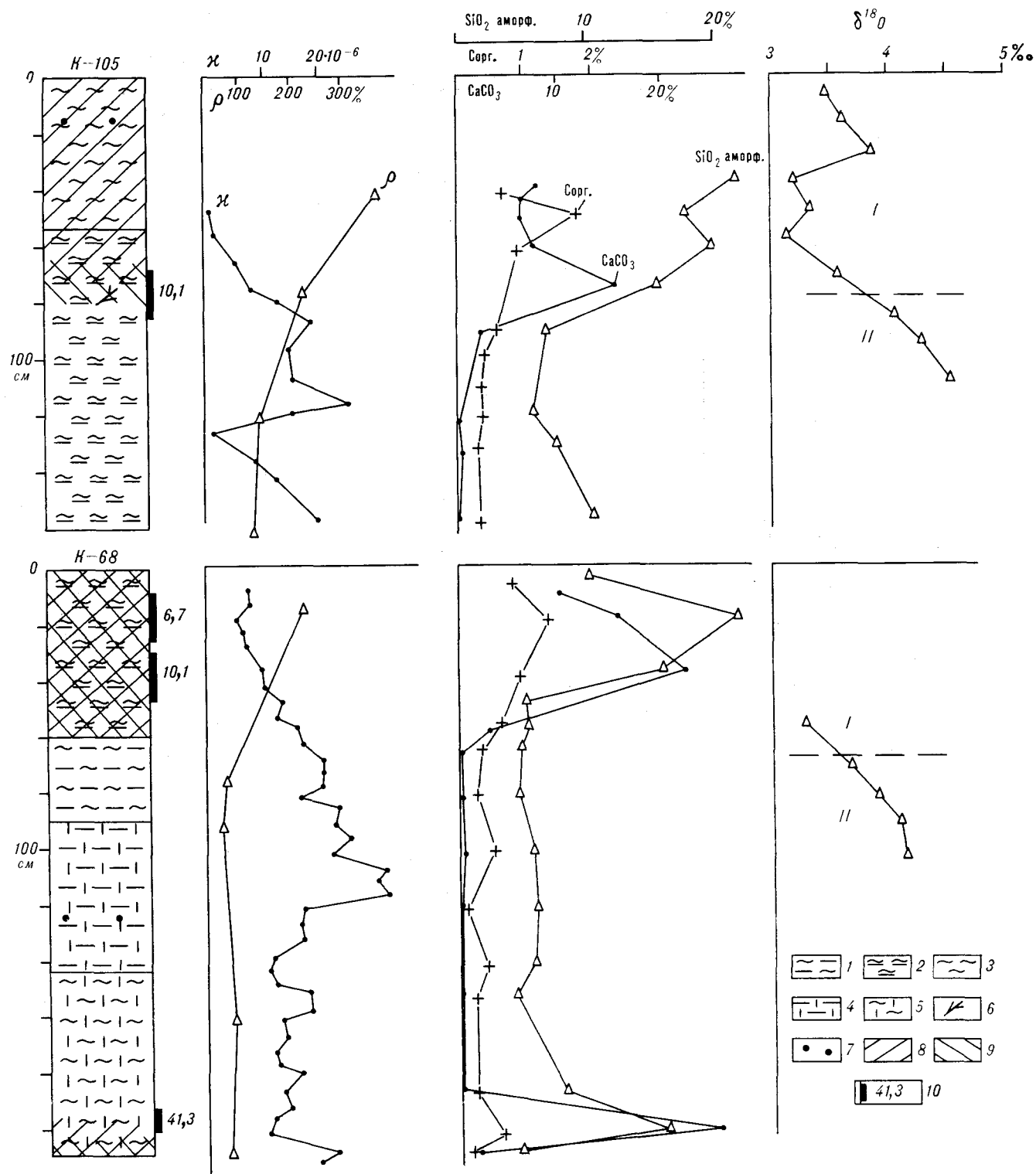


Рис. 2. Литологические особенности и стратиграфия позднечетвертичных отложений центральной части Охотского моря на примере колонок К-105 и К-68.

χ — магнитная восприимчивость (ед. СГС), ρ — объемная влажность. Содержание биогенных компонентов: SiO_2 аморфн. — аморфный кремнезем, Сорг. — органический углерод, CaCO_3 — карбонат кальция, $\delta^{18}\text{O}$ — изотопный состав кислорода раковин бентосных фораминифер *Uvigerina* в % относительно стандарта РДВ; I — первая, II — вторая изотопные стадии. 1–5 — литологические типы осадков [33]: 1 — алеврит пелитовый, 2 — пелит алевритовый, 3 — пелит, 4 — миктит алевритовый, 5 — миктит пелитовый; 6 — примесь растительного детрита; 7 — единичные гравий и галька; 8 — кремнистые и слабокремнистые осадки; 9 — слабокарбонатные осадки; 10 — места отбора проб и определения возраста по ^{14}C (тыс. лет).

Результаты радиоуглеродных датировок донных осадков Охотского моря

Номер станций	Координаты, град		Интервал опробования (см)	Возраст (лет)	Лабораторный индекс *
	широта	долгота			
8013	47	143	85—100	1030±440	МГУ-924
8073	57	157	255—270	2820±400	МГУ-831
80140	58	153	360—400	9890±160	МГУ-824
80187	59	148	33—106	3800±140	МГУ-825
80219	59	142	95—100	4990±350	МГУ-807
80308	54	141	60—67	2300±200	МГУ-833
8262	49	143	10—20	680±220	МГУ-910
			50—80	2270±500	МГУ-909
8298	53	143	57—90	990±250	МГУ-917
82152	53	143	32—75	8460±300	МГУ-920
К-68	49	149	5—25	6700±100	КИ-1852
			25—45	10100±160	КИ-1853
К-72	51	149	10—30	9900±130	КИ-1857
			35—45	10500±170	КИ-2161
К-74	51	148	15—30	9100±150	КИ-2165
К-80	54	146	0—19	4250±60	КИ-1873
			50—70	9500±140	КИ-2163
К-105	52	150	65—85	10100±120	КИ-2172
			185—225	21400±600	КИ-2173
К-106	51	154	20—45	6200±130	КИ-1368
			60—80	9000±120	КИ-2160

* МГУ — индекс лаборатории палеогеографии и новейших отложений МГУ, КИ — индекс лаборатории радиоуглеродного анализа Института геохимии и физики минералов АН УССР.

Все эти исследования проводились с разной детальностью отбора образцов и в некоторых случаях по сухим коллекционным отрезкам керна, в результате чего различна и достоверность полученных материалов. Наиболее качественные результаты получены при отборе образцов и первичном изучении их непосредственно в рейсе [3, 4, 23, 35].

Для определения скоростей осадконакопления в голоцене по палеомагнитным данным были использованы следующие реперы: граница хронов полярности Брюнес — Матуяма [3], кратковременная инверсия магнитного поля в период 11—13 тыс. лет назад [27] и вековые вариации геомагнитного поля в течение последних 9 тыс. лет [12, 35].

Отложения хрона обратной полярности Матуяма вскрыты в трех колонках в северной части моря. Они представлены плотными алевритами и алевритовыми диатомитами со значениями магнитной восприимчивости на порядок ниже, чем у современных осадков этих же районов. В колонке 80239 (см. рис. 1) Т. А. Гребенниковой (ТИГ ДВО АН СССР) изучен комплекс диатомей плиоценового возраста. На участках, где вскрыты отложения хрона Матуяма, более молодые четвертичные отложения отсутствуют или имеют резко сокращенную мощность, что свидетельствует о минимальной скорости осадконакопления в голоцене.

Отрезки с обратной полярностью в разрезе позднечетвертичных отложений Охотского моря были обнаружены Г. А. Поспеловой и Н. Н. Се-

маковым [14, 27, 28, 31], которые отнесли их к двум экскурсам магнитного поля в периоды 11—13 и 22—26 тыс. лет. Последующими более детальными палеомагнитными исследованиями, проводимыми в комплексе с датированием осадков по изотопному составу кислорода, радиоуглеродным и биостратиграфическим методами было подтверждено существование экскурсов магнитного поля, выраженных зонами обратной полярности или изменением параметров вектора намагниченности в периоды 11, 25, 40, 110 тыс. лет [20, 23]. Однако стратиграфическая интерпретация подобных кратковременных событий требует оценки их достоверности и анализа особенностей литологического состава осадков. В колонках с низкой или неравномерной скоростью осадконакопления экскурсии в связи с их кратковременностью могут быть упущены или зафиксированы одним-двумя образцами, установление событий по которым нельзя считать обоснованным. Кроме того, резкие изменения магнитных характеристик, вплоть до отрицательной намагниченности, могут возникнуть вследствие литологической неоднородности осадков и ледового разноса, создающего примеси грубого материала. Последний при осаднении не ориентируется по направлению магнитного поля и, отличаясь повышенной магнитной восприимчивостью, может резко исказить палеомагнитные характеристики. Повышенная литологическая изменчивость и примесь материала ледового разноса обычно характерны для участков замедленной аккумуляции.

Учитывая указанные факторы, при стратиграфической интерпретации палеомагнитных данных принимались во внимание только те экскурсы, которые были определены по измерениям в нескольких образцах или подтверждены физическими или биостратиграфическими методами. При такой оценке наименее обоснованными оказались данные Г. А. Поспеловой и Н. Н. Семакова [14, 27, 28, 31]. Судя по опубликованным для 11 колонок результатам первичных измерений, в половине случаев выделение эпизодов обратной полярности не является достоверным.

Корреляция и возрастное расчленение осадков на основе вариаций фактора Кенигсбергера (Q) и сопоставления их с мировой археомагнитной шкалой представляются наиболее перспективными подходом в палеомагнитной стратиграфии голоцена. На основе его получены возрастные реперы для колонок шельфа и материкового склона о. Сахалин, которые подтверждены микропалеонтологическими определениями [4, 35]. Возможность применения этого метода ограничивается районами с повышенной (более 200 мм/тыс. лет) и относительно равномерной скоростью осадконакопления, литологически однородными осадками с преобладанием мелкоалевритовых или пелитовых разновидностей, без диагенетических изменений. Последний фактор, несмотря на небольшой возраст отложений, существенно изменяет магнитные свойства осадков на участках с высоким содержанием органического вещества (колонки 8268, 8280, 8282, 82156, см. рис. 1). Внешними признаками начала диагенетических изменений являются появление карбонатных новообразований [4] и сильное сероводородное заражение.

При расчленении отложений верхнего плейстоцена и голоцена все биостратиграфические методы основываются на количественных вариациях видовых комплексов, обусловленных изменениями среды обитания. Это связано, главным образом, с колебаниями температуры приповерхностного слоя воздуха, но может быть вызвано и другими причинами (особенно для морских организмов): нарушениями циркуляции водных масс, их солености и температуры, изменениями глубины моря, не связанными с климатическими факторами (неотектоническое опускание, эвстатические колебания уровня), изменениями ветрового и ледового режима и т. д. Все это затрудняет использование микропалеонтологических данных для тонкого стратиграфического расчленения верхней части осадочного чехла в окраинных морях Дальнего Востока.

Споры и пыльца в морских осадках отражают общие изменения климата региона и позволяют проводить корреляцию с более детально изученными континентальными отложениями.

По нашим станциям (8053, 8281, 8284, 8285, см. рис. 1) спорово-пыльцевой анализ выполнялся Н. С. Болиховской, А. Г. Матуль [7] и Н. К. Вагиной [8]. Была определена нижняя граница голоцена, а на участках с повышенной скоростью осадконакопления выполнено расчленение голоцена в соответствии со шкалой Блитта-Сернандера [8] (рис. 3) по аналогии с прилегающими побережьями [34]. Полученные результаты подтверждены данными палеомагнитного и диатомового анализов [4, 7], что позволяет использовать их для определения скоростей осадконакопления в голоцене. Выявленные закономерности (резкое увеличение содержания в голоценовых осадках пыльцы темнохвойных растений, появление пыльцы термофильных лиственных пород, уменьшение содержания пыльцы кустарниковых видов семейства *Betulaceae*) хорошо согласуется с климатостратиграфической схемой Н. В. Кинд для Сибири [19] и позволяют увязать данные предыдущих исследований с современной геохронологической шкалой. В соответствии с ней возраст нижней границы I горизонта, выделяемого Е. В. Кореневой [21], был принят равным 10 тыс. лет.

Изучение видового состава диатомей в колонках, полученных в экспедициях ТОИ ДВНЦ АН СССР (8053, 80238, 8255, 82159, 82160, см. рис. 1), выполнялось Т. А. Гребенниковой и А. Г. Матуль [7]. Этими исследованиями установлено увеличение доли тепловодных видов на границе голоцена, положение которой определено спорово-пыльцевым и палеомагнитным анализами. Такой переход тем не менее не везде достаточно отчетлив и, вероятно, не является изохронным по всей акватории моря. Ранее А. П. Жузе [15] по результатам анализа 39 колонок расчленила верхнюю часть осадочного чехла Охотского моря на четыре горизонта. Изменения видового состава на границе I и II горизонтов близки к установленным позднее Н. С. Болиховской и А. Г. Матуль [7] на границе голоцена и верхнего плейстоцена, но А. П. Жузе проводит ее главным образом по смене экологических группировок диатомей. На шельфе сублиторальный комплекс диатомей II горизонта сменяется неритическим I горизонта, а в центральной и южной частях, соответственно по горизонтам, неритический комплекс сменяется океаническим. Одновременное увеличение доли теплолюбивых диатомей в I горизонте отмечается только на шельфе и материковом склоне, то есть в районах преобладания в современных условиях неритических форм над океаническими (ст. 1869, 1870, 103, 1907, см. рис. 1). В центральной части моря резкое изменение количественного и видового состава диатомей объясняется проникновением океанической флоры в этот район и лишь в

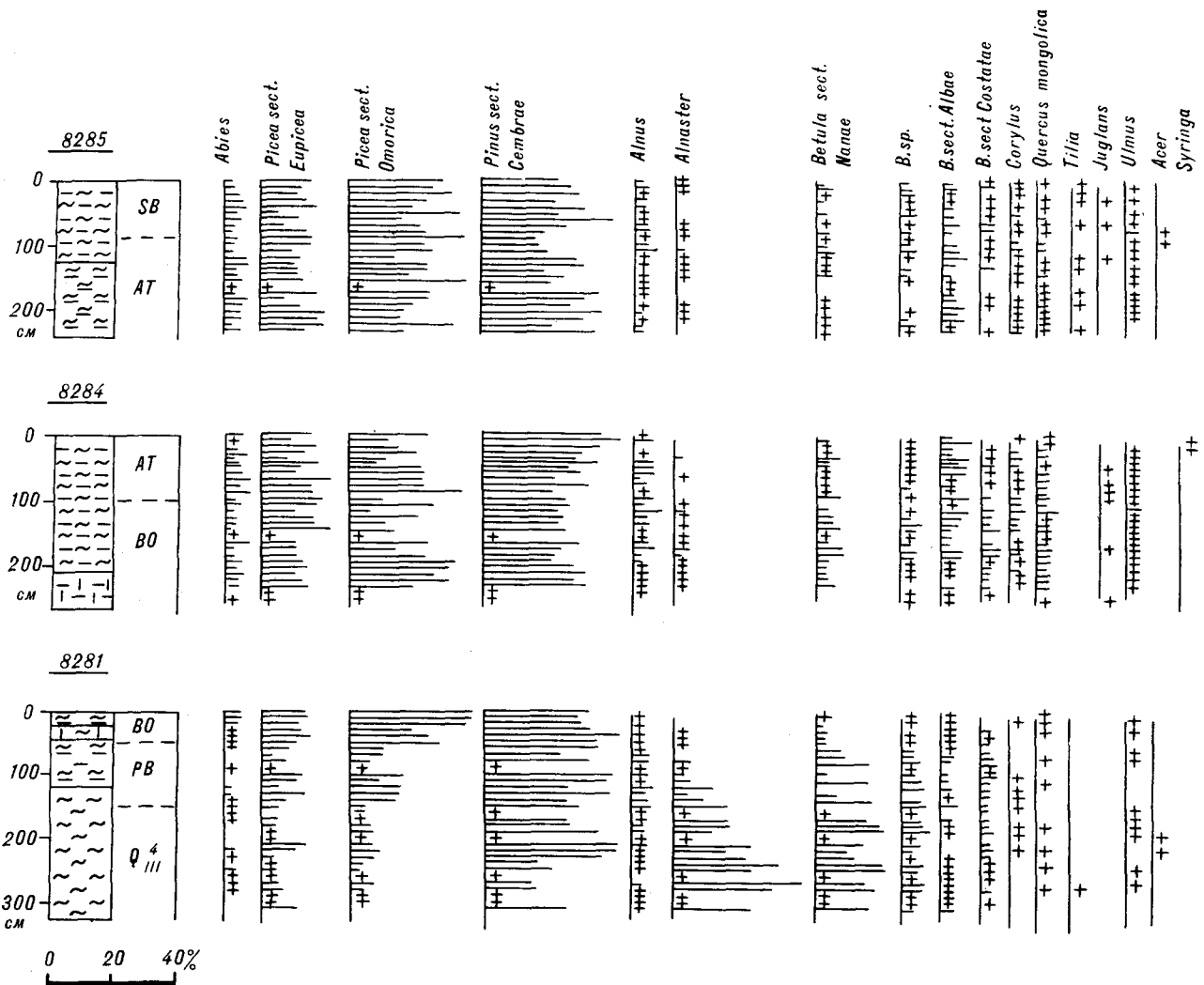


Рис. 3. Стратиграфия и пыльцевые диаграммы осадков шельфа и материкового склона о. Сахалин (местоположение станций см. на рис. 1). Усл. обозн. к литологическим колонкам см. на рис. 2.

некоторых случаях связывается с увеличением глубин моря (см. рис. 1, ст. 911, 915, 115, 890, 880, 382, 140, 1724) [15]. Преобладание океанических диатомей в Охотском море в голоцене также могло быть обусловлено увеличением глубины бассейна, при которой улучшился водообмен с океаном через углубившиеся и расширившиеся Курильские проливы. В то же время проникновение океанических вод и микрофлоры не могло быть мгновенным, а постепенно захватывало все новые области с юга на север. Таким образом, граница I и II горизонтов по диатомеям может иметь различный возраст в зависимости от того, какие признаки (климатические, экологические или палеобатиметрические) определяют изменения количественных соотношений в комплексах. Это предположение подтверждается при сопоставлении с данными палеомагнитного и спорово-пыльцевого анализов. На юге (см. рис. 1, ст. 140)

граница I и II горизонтов, определяемая по диатомеям, находится ниже соответствующей границы, установленной по спорам и пыльце (185 и 130 см соответственно), на севере [7, 15] она совпадает или несколько выше (150 и 175 см на ст. 1907; 65 см на ст. 8053). Исходя из указанных соображений, для интерпретации данных А. П. Жузе возраст границы выделяемых ею I и II горизонтов условно был принят: в Южно-Охотской котловине 12—15 тыс. лет, в центральной части моря (между 40° и 54° с. ш.) — 10—12, в северной части моря — 8—10 тыс. лет.

Изучение видового состава бентосных и планктонных фораминифер в колонках Охотского моря выполнялось Х. М. Саидовой [30], О. Н. Нестеровой [14], Н. В. Беляевой [12], О. Н. Мелентьевой [25]. В составе верхней части осадочного чехла указанные авторы выделяют несколько горизонтов, различающихся

по видовому составу и количественным соотношениям бентосных фораминифер. Эти вариации Х. М. Саидова [30] объясняет главным образом изменениями глубины бассейна осадконакопления и, в меньшей степени, температуры придонных вод. Горизонты по бентосным фораминиферам обычно не сопоставимы с выделяемыми по пыльце и диатомеям и не имеют в настоящее время достаточно надежной возрастной привязки. В центральной и северо-западной частях моря, вне пределов Южно-Охотской котловины, желоба Лебеда, впадины ТИНРО, намечается некоторое совпадение границы I и II горизонтов по фораминиферам и диатомеям (см. рис. 1, ст. 115, 415, 103, 880, 1869, 1870, 1907) [15, 30]. Причиной этого, вероятно, является меньшее влияние на температурный режим теплых океанических вод, проникающих через Курильские проливы и распространяющихся вдоль Западной Камчатки и, возможно, меньшие скорости неотектонического опускания дна. Это приводит к увеличению влияния на видовой состав фораминифер общих изменений среды обитания, происходивших 6—15 тыс. лет назад (потепление климата и эвстатическая трансгрессия). Примерно такой же временной интервал смены комплексов фораминифер установлен при сопоставлении с результатами палеомагнитного анализа в указанном районе (ст. С-67-С-69, С-71-С-73, см. рис. 1) [14]. Учитывая это, для некоторых станций присахалинского района в центральной части моря, где отсутствуют физические или биостратиграфические определения возраста, скорости осадконакопления определялись исходя из мощности I горизонта, установленной по фораминиферам [14, 30]. Возраст нижней границы этого горизонта был условно принят 9—11 тыс. лет.

В колонках Н7-968-Н7-961 и Н7-985-Н7-991 (см. рис. 1) изучались распространение и видовой состав кокколитофорид. Выявлено локальное обогащение карбонатными остатками холодноводного биполярного вида *Coccolithus pelagicus* части разреза непосредственно под голоценовыми отложениями. Конкретная возрастная интерпретация горизонта и факторы, вызвавшие смену экологических условий, пока неясны, но в отдельных колонках этот показатель учитывался при оценке скоростей осадконакопления в качестве дополнительного наряду с литостратиграфическими признаками.

ЛИТОСТРАТИГРАФИЯ

Возможность использования различий в вещественном составе, структурах и текстурах морских осадков для их стратиграфического расчленения и корреляции в рамках позднего плейстоцена и голоцена основывается на смене

литодинамических обстановок при изменении климата и колебаниях уровня моря. В глубоководных участках наиболее отзывчивы на изменения этих условий биогенные компоненты (аморфный кремнезем, карбонат кальция, органический углерод), на шельфе они отражаются главным образом в текстурах и структурах осадков.

«Кремнистый горизонт», выявленный П. Л. Безруковым [6, 7] в глубоководной части Охотского моря и отнесенный к послеледниковому времени (до 8—20 тыс. лет) [7], достаточно надежно выделяется не только по содержанию аморфного кремнезема [6], но и при визуальной оценке концентраций остатков диатомей в микроскопических препаратах. Нашими исследованиями подтверждена возрастная приуроченность его нижней границы к периоду общих палеогеографических и климатических изменений на рубеже голоцена и плейстоцена (см. рис. 2), но детализировать ее возраст для всей акватории моря оказалось невозможным. Причиной различий в возрасте нижней границы горизонта, обогащенного кремнистыми остатками диатомей, могут быть неодновременность уменьшения терригенного сноса в центральную часть моря при повышении уровня в послеледниковое время; постепенное прощипывание океанических видов диатомей, отличающихся от преобладавших ранее неритических форм большими размерами панцирей, лучшей окремненностью и худшей растворимостью [15]; эпизодическое увеличение подвижности придонных вод, не связанное с глобальными эвстатическими и климатическими изменениями. В результате наблюдаются омоложение возраста нижней границы кремнистого горизонта с юга на север в центральной части моря, у подножия материкового склона в местах повышенного терригенного сноса с побережья, на возвышенностях (с расщеплением и выклиниванием горизонта) и удревание в депрессиях и котловинах. При использовании мощностей кремнистого горизонта для оценки скоростей осадконакопления возраст его нижней границы был принят равным 11—14 тыс. лет в котловинах (Южно-Охотская, ТИНРО, Дерюгина) и 9—11 тыс. лет в центральной части моря и на северном шельфе. На возвышенностях Академии Наук, Института Океанологии, Кашеварова, на Охотском своде, материковом склоне, шельфе (за исключением внешней части северного) возрастная интерпретация нижней границы кремнистого горизонта не производилась.

В центральной части моря выявлено обогащение раковинами фораминифер голоценовых осадков и локальное увеличение их содержания на границе позднего плейстоцена и голоцена (около 10 тыс. лет). Этот литостратигра-

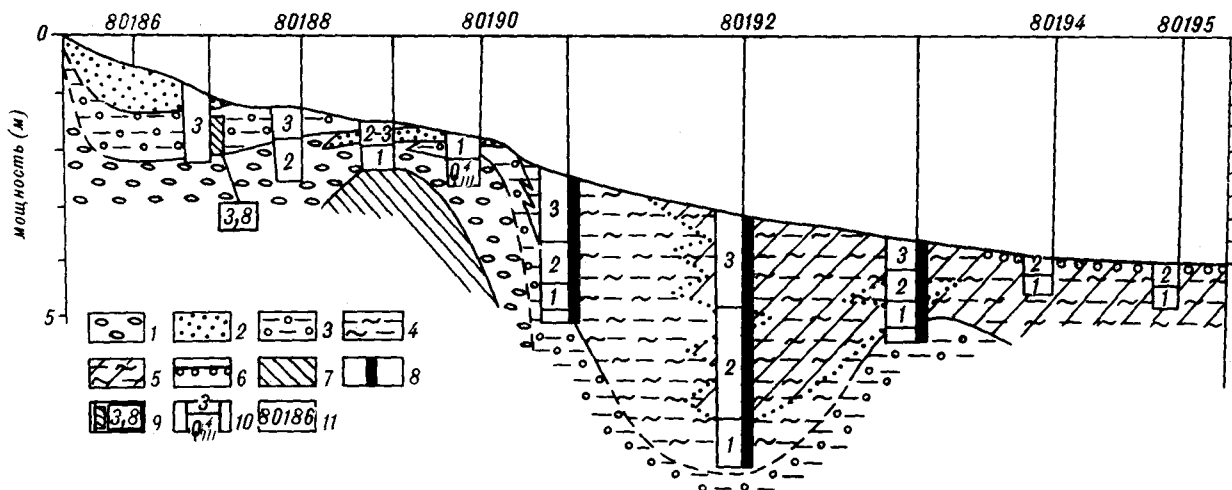


Рис. 4. Схема литостратиграфического расчленения отложений северного шельфа Охотского моря по профилю А—Б (см. рис. 1).

1 — пляжевые галечники; 2 — псаммиты, алевритовые псаммиты, алевриты генетического типа волнения фации берегового склона; 3 — псефитовые, псаммитовые, алевритовые миктиты и плохо сортированные алевритовые псаммиты фаций ледово-приливных отложений берегового склона и внутреннего шельфа; 4 — пелитовые алевриты и алевритовые пелиты застойных вод фаций внутреннего и внешнего шельфа; 5 — то же с повышенным содержанием остатков диатомей (слабокремнистые осадки); 6 — поверхностный ледово-остаточный горизонт, обогащенный галькой и гравием; 7 — предположительно коренные породы (окоитурены с учетом материалов НСП [3]); 8 — отрезки колонков, по которым выполнен палеомагнитный анализ и определена нормальная полярность; 9 — место отбора пробы на радиоуглеродный анализ и возраст (тыс. лет); 10 — стратиграфическое расчленение колонков (цифры без буквенного индекса — литостратиграфические комплексы голоцена с ориентировочным возрастом в тыс. лет: 1—10—8, 2—8—5, 3—5—0); 11 — номера станций (местоположение см. на рис. 1).

фический уровень хорошо демонстрируется содержанием карбоната кальция в осадках (см. рис. 2) и может быть сопоставлен с разрезом верхнечетвертичных отложений Японского моря [13], где максимум карбонатности приходится на период 11—14 тыс. лет. Указанный горизонт достаточно надежно может быть использован для расчленения отложений только в районе возвышенности Института Океанологии и Академии Наук и на прилегающих участках с глубинами 1000—1500 м, т. е. в районах замедления терригенного осадконакопления. На шельфе, материковом склоне и вблизи него из-за терригенного разбавления и в Южно-Охотской котловине, с глубинами, близкими к уровню карбонатной компенсации, стратификация по содержанию карбонатного материала не является однозначной.

В области преобладающего терригенного осадконакопления, охватывающей весь шельф, за исключением внешней части северного, глобальные изменения условий осадконакопления в конце плейстоцена и начале голоцена отразились в фациально-генетических особенностях отложений. В ходе послеледниковой трансгрессии здесь сформировалась трансгрессивная морская толща (рис. 4), в основании которой залегают пляжевые и лагунные отложения, фиксирующие с точностью до первых метров положение уровня моря. Эти отложения обычно легко распознаются в колонках, и при сравнении с глобальными или региональными кривыми изменения уровня моря [19, 24, 29] возможна приблизительная оценка их возраста.

В районах с относительно стабильным неотектоническим режимом береговые линии начала голоцена выявлены на глубинах 25—40 м. С увеличением глубин соответственно растет и возраст прибрежных отложений до 15—18 тыс. лет на батиметрических отметках 80—140 м (по оценкам различных авторов). При этом достоверность датирования уменьшается в связи с возможностью неотектонических деформаций за счет более длительного проявления движений. На глубинах < 25—40 м прибрежные отложения и часть подстилающих их континентальных отложений имеют голоценовый возраст и характеризуются резкой латеральной изменчивостью мощности (на один-два порядка) вблизи аккумулятивных и абразионных берегов. Наряду с прибрежно-морскими образованиями индикаторами положения береговой линии и, следовательно, возраста отложений могут служить и некоторые другие генетические типы отложений, формирующиеся на береговом склоне (волновые, ледово-приливные, см. рис. 4). В связи с более широким батиметрическим интервалом образования этих осадков (от 0 до 10—30 м) соответственно уменьшается и точность определения положения уровня моря.

Фациально-генетическая типизация отложений помимо указанной возможности количественной оценки скоростей осадконакопления позволяет проводить и более широкий качественный их анализ на основе типа и направленности литодинамических процессов, содержания материала ледового разноса, физико-механиче-

ских свойств осадка. Для шельфа все эти сведения были учтены ранее [2] при составлении карт генетических типов отложений и современных литодинамических обстановок (эрозионные, транзитные, аккумулятивные). Каждому из этих типов соответствует своя интенсивность накопления осадочного материала. В эрозионных обстановках современное осадконакопление практически отсутствует, и в некоторых случаях размываются более древние осадки с формированием горизонта остаточных и ледово-остаточных отложений. В аккумулятивных обстановках происходит накопление с различной периодичностью осадочного материала, выносимого с побережья, а также из эрозионных и транзитных участков. В транзитных литодинамических обстановках основным процессом является перенос обломочного материала с осаджением наиболее грубозернистой его части.

Для иллюстрации интенсивности осадконакопления на шельфе использована карта литодинамических обстановок, границы которой уточнены по глубине залегания прибрежных отложений, наличию и количеству материала ледового разноса, геоморфологическим особенно-

стям дна (рис. 5). На карту также вынесены выявленные по датированным колонкам скорости осадконакопления. При сравнении отмечается почти повсеместная приуроченность максимальных скоростей осадконакопления

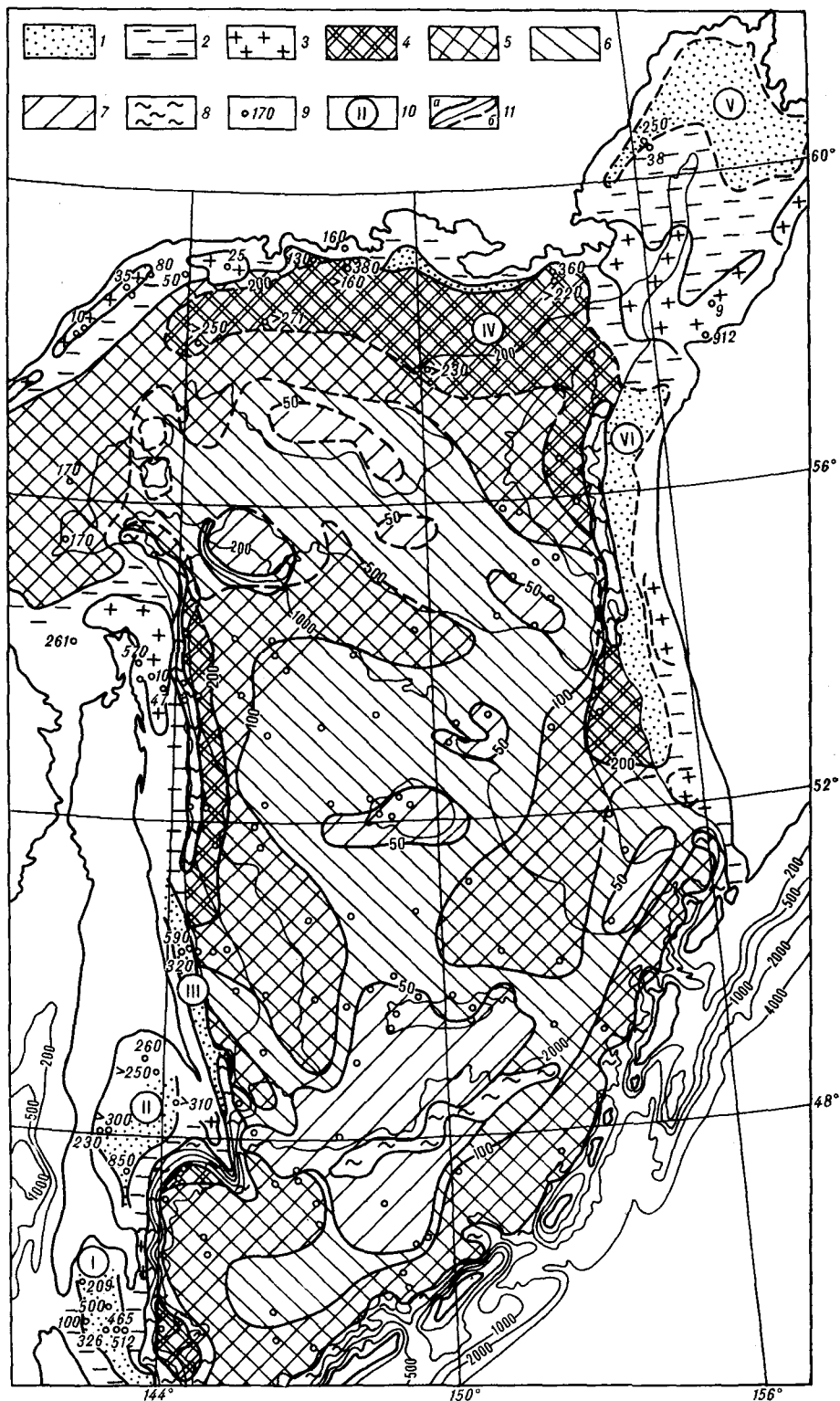


Рис. 5. Скорости накопления осадков в Охотском море в голоцене.

1—3 — литодинамические обстановки на внешнем шельфе: 1 — аккумулятивные, 2 — транзитные, 3 — эрозионные; 4—7 — скорости осадконакопления (мм/тыс. лет): 4 — более 200, 5 — 100—200, 6 — 50—100, 7 — менее 50; 8 — районы склонов с аномальными скоростями седиментации; 9 — станции и скорости осадконакопления в мм/тыс. лет (для шельфа); 10 — голоценовые седиментационные бассейны на шельфе: I — Анива, II — Терпения, III — Прибрежный, IV — Северный, V — Гижигинский, VI — Западно-Камчатский; 11 — изотахи: а — проведенные при интерполяции между изученными станциями, б — предполагаемые на основе литолого-генетических особенностей отложений.

к аккумулятивным обстановкам (более 150—200 мм/тыс. лет) и минимальных (менее 30—50 мм/тыс. лет) — к эрозионным.

АНАЛИЗ СКОРОСТЕЙ ОСАДКОАКОПЛЕНИЯ

Для составления карты скоростей голоценового осадконакопления в Охотском море были использованы данные по 142 колонкам (см. рис. 1), где возраст отложений был определен физическими методами (87 колонок, из которых 47 определений возраста признаны достоверными и еще 7 подтверждены другими методами), биостратиграфическими (71 колонка, из которых 43 определения признаны достоверными или подтверждены другими методами) или по глубине расположения кремнистого и карбонатного горизонтов (с учетом выполненных физических или микропалеонтологических определений, не давших однозначного результата). Кроме того, еще более чем 150 колонок, отобранных на шельфе в 35-, 36- и 39-м рейсах НИС «Первенец» [3] и в 16-м рейсе НИС «Профессор Богоров» и не указанных на рис. 1, учитывались при фациально-генетическом расчленении отложений и определении типа литодинамической обстановки.

Для иллюстрации скоростей осадконакопления на карте (см. рис. 5) для шельфа (кроме внешней части северного) и всей остальной акватории использовались неодинаковые обозначения. Это вызвано не только меньшей изученностью и большей изменчивостью скоростей осадконакопления на шельфе, но и специфическими условиями формирования осадочного чехла. Вследствие высокой подвижности вод, основные массы обломочного материала здесь не осаждаются вблизи источников поступления (устья рек, абразионные уступы, эродируемые участки дна), а заполняют после относительно длительного переноса отрицательные формы рельефа, сформированные предшествующим или конседиментационным тектоническим погружением. Приуроченность районов максимальных скоростей осадконакопления на шельфе к участкам тектонического погружения в позднем кайнозое, обычно nasledуемого, и в голоцене хорошо прослеживается при сравнении составленной схемы (см. рис. 5), карт неотектоники [18, 26] и мощностей кайнозойского осадочного чехла [10]. Все выделяемые на шельфе голоценовые седиментационные бассейны (Анива, Терпения, Пограничный, Северный, Гижигинский, Западно-Камчатский) в общих чертах пространственно совпадают с одноименными позднекайнозойскими прогибами [10, 14, 17, 32]. Последние можно отнести, вероятно, к полностью компенсированным, и лишь Прибрежный в своем

южном окончании и Северный на юго-востоке переходят в некомпенсированные прогибы. В этих районах бровка шельфа выражена незначительным перегибом дна на глубинах более 200 м с постепенным переходом к соответствующим глубоководным впадинам Пегаса и ТИПРО.

В целом в Охотском море выделяются две зоны повышенных скоростей осадконакопления: шельф и подножие материкового склона. На шельфе, помимо седиментационных бассейнов внешней части (см. рис. 5), интенсивная аккумуляция характерна почти для всей внутренней, но вероятность сохранения здесь отложений при дальнейшем геологическом развитии весьма мала, так как в регрессивные периоды весь внутренний шельф превращается в область сноса. Исключения составляют участки, располагающиеся на продолжении крупных долин и низменностей, где в регрессивные этапы может продолжаться накопление аллювиальных, озерно-болотных и других континентальных отложений. Примером такого седиментационного бассейна на внутреннем шельфе является Амурский лиман и восточная часть Сахалинского залива, где осаждается основная масса взвешенных и часть влекомых наносов реки Амур. В северной части этого района высокая скорость осадконакопления определена радиоуглеродным методом в колонке 80307 (см. рис. 1).

Подножие материкового склона, в том числе и его нижняя часть, для которых имеются определения возраста в единичных колонках, отличаются от всей глубоководной зоны моря повышенными в несколько раз и сопоставимыми с шельфовыми скоростями осадконакопления (более 300—400 мм/тыс. лет на ст. Н7 — 960, 8280, 82160, 8251, см. рис. 1). Преобладание аккумуляции с повышенными скоростями можно также предполагать и на сложнорасчлененных склонах, места расположения которых показаны на карте (см. рис. 5) как области с аномальным осадконакоплением. Совокупность указанных зон образует область, где происходит боковое наращивание шельфа, и формирующие здесь осадочные образования при сейсмостратиграфических исследованиях считаются телами бокового наращивания [36]. Скорость формирования этих тел в голоцене в Охотском море связана с интенсивностью поступления терригенного материала с шельфа, которая, в свою очередь, определяется величиной и составом твердого стока с материка и подвижностью придонных вод [2, 9]. В Охотском море повышенные величины терригенного сноса с суши характерны для побережий Хоккайдо и Южного Сахалина [2]. Здесь же отмечаются и максимальные скорости осадконакопления на шельфе (см. рис. 4) и материковом

склоне (на ст. 8252—418 мм/тыс. лет). Второй район повышенного терригенного сноса связан с устьем реки Амур, основная масса взвешенных наносов которого распространяется через Сахалинский залив, вокруг полуострова Шмидта и далее в восточном и южном направлениях. С этим шлейфом выноса связаны, вероятно, зоны повышенного осадконакопления на шельфе (Прибрежный бассейн) и материковом склоне северного и центрального Сахалина.

На карте (см. рис. 5) отражены главным образом средние скорости осадконакопления за период 8—13 тыс. лет. На этот отрезок приходятся основные временные реперы, обусловленные сменой условий осадконакопления на границе плейстоцена и голоцена (изотопные, палеомагнитные, биостратиграфические, литостратиграфические). На шельфе на участках интенсивной аккумуляции в связи с отсутствием колонок достаточной длины скорости осадконакопления были определены палеомагнитным методом по фактору Кенигсбергера [35] для периода от 0 до 4—8 тыс. лет (см. рис. 1, ст. 8250, 8255, 8257, 8264, 8268, 8285; см. таблицу). Здесь существенную роль, вероятно, могут играть изменения скоростей осадконакопления в голоцене. Наиболее показательными для этого являются станции 8281—8285 на шельфе и материковом склоне Восточного Сахалина (см. рис. 1), где по данным палинологического метода наблюдается последовательное омоложение этапов интенсивного осадконакопления при приближении к берегу. В наиболее глубоководной колонке 8281 (см. рис. 3) голоценовый разрез представлен только осадками пребореала и бореала (8,0—10,3 тыс. лет), накопление которых происходило со скоростью 770—1250 мм/тыс. лет. Западнее, в колонке 8284, появляются отложения атлантика, накопившиеся со скоростью 430—500 мм/тыс. лет. Этому предшествовало также интенсивное накопление в бореале (более 2000 мм/тыс. лет). В колонке 8285, отобранной на шельфе с глубиной моря 105 м, разрез дополняется осадками суббореала (скорость накопления 360—450 мм/тыс. лет). Эти данные свидетельствуют о резкой изменчивости и эпизодичности аккумуляции на прибрежных частях акватории

и о существовании перерывов в осадконакоплении даже в столь коротком временном интервале. Изменение скоростей осадконакопления в 1,5—2,0 раза выявлено и в других районах шельфа и материкового склона Восточного Сахалина [35]. Основной причиной его предполагается продолжавшаяся в начале голоцена трансгрессия, приводившая к смещению зон осадконакопления ближе к берегу.

ВЫВОДЫ

1. Представленная карта скоростей осадконакопления в голоцене в отличие от существовавших ранее [6, 28] охватывает почти всю акваторию Охотского моря и основана на значительно большем количестве колонок, часть из которых изучена как литологическими и микропалеонтологическими, так и палеомагнитным, радиоуглеродным и изотопно-кислородным методами.

2. Выделяются две основные зоны повышенных (более 200 мм/тыс. лет) скоростей осадконакопления в голоцене — шельф и подножие материкового склона. В котловинах (Южно-Охотская, Дерюгина, ТИПРО), которые ранее полностью относились к областям интенсивного седиментогенеза, выявлены участки с относительно замедленными (менее 50 мм/тыс. лет) скоростями осадконакопления в центральных частях или, при малых размерах котловины, на удаленных от шельфа бортах.

3. На большей части шельфа скорости осадконакопления в голоцене контролируются неотектоническими факторами: области повышенного осадконакопления в большинстве случаев совпадают с наложенными позднекайнозойскими прогибами с повышенной мощностью неоген-четвертичных отложений.

4. Представленная карта может быть использована в качестве модели осадконакопления в Охотском море в трансгрессивные периоды. Во время регрессий, при сохранении общей качественной картины распределения скоростей осадконакопления, предполагается резкое увеличение их на материковом склоне и примыкающих глубоководных участках и уменьшение на внутреннем шельфе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Астахов А. С. Стадийность органогенно-карбонатного конкрецнеобразования в осадках шельфа Северного Сахалина // Конкреции и конкреционные анализы нефтегазоносных формаций.— Тюмень, 1983.
2. Астахов А. С. Позднечетвертичное осадконакопление на шельфе Охотского моря.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986.
3. Астахов А. С., Бадюков Д. Д. и др. Новые данные о строении и вещественном составе верхней части осадочного чехла шельфа Охотского моря // Современное осадкообразование и четвертичный морфолитогенез Дальнего Востока.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982.
4. Астахов А. С., Шаповалов В. В. Опыт палеомагнитной и литологической корреляции донных от-

- ложений шельфа и континентального склона Восточного Сахалина // Геомагнитное поле в фанерозое.— Магадан, 1984.
5. Безруков П. Л. О распространении и скорости накопления в Охотском море кремнистых осадков // Докл. АН СССР.— 1955.— Т. 103, № 3.
 6. Безруков П. Л. Донные отложения Охотского моря // Тр. Ин-та океанологии АН СССР.— 1960.— Т. 32.
 7. Бологовская Н. С., Магуль А. Г. К вопросу о стратиграфии и палеогеографических условиях седиментации донных отложений Охотского моря // Тихий океан. Геология, геоморфология, магматизм: (Тез. докл.).— Владивосток, 1983.
 8. Вагина Н. К. Четвертичные палинокомплексы донных отложений шельфа и континентального склона Восточного Сахалина // Вторая Тихоокеанская школа по морской геологии и геофизике: (Тез. докл.).— Южно-Сахалинск, 1985.
 9. Вольнев В. М. О происхождении грядового рельефа дна впадины ТИПРО (Охотское море) // Геоморфология.— 1983.— № 3.
 10. Гнибиденко Г. С., Хведчук И. Н. Основные черты тектоники Охотского моря // Геологическое строение Охотоморского региона.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982.
 11. Горбаренко С. А. К стратиграфии позднечетвертичных осадков северо-западной окраины Тихого океана и попытка палеоокеанологических реконструкций // Тихий океан. Геология, геоморфология, магматизм.— Владивосток, 1983.
 12. Гурарий Г. З., Нечаева Т. Б. Палеомагнитные вариации по донным осадкам Охотского моря // Проблемы изучения палеогеографических вариаций магнитного поля Земли.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1974.
 13. Деркачев А. Н., Уткин И. В. и др. Корреляция и скорости накопления осадков Японского моря в поздне-последледниковое время // Тихоокеан. геология.— 1983.— № 4.
 14. Ильев А. Я., Воронова В. А. и др. Донные осадки южной части Охотского моря.— М.: Наука, 1979.
 15. Жузе А. П. Диатомовые в поверхностном слое осадков Охотского моря // Тр. Ин-та океанологии АН СССР.— 1957.— Т. 82.
 16. Жузе А. П., Коренева Е. В. К палеогеографии Охотского моря // Изв. АН СССР. Сер. геогр.— 1959.— № 2.
 17. Захарова М. А., Воронова В. А. Литолого-геохимическая характеристика донных осадков профиля на широте пос. Пограничное (Охотское море) // Геологическое строение Охотоморского региона.— Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1982.
 18. Карта новейшей тектоники СССР и сопредельных стран. М-б 1 : 5 000 000.— М.: ГУГК, 1979.
 19. Кинд Н. В. Хронология позднего антропогена по изотопным данным.— М.: Наука, 1974.— (Тр. Геол. ин-та АН СССР. Вып. 257).
 20. Ковалюх Н. Н., Шаповалов В. В. О скорости накопления и корреляции позднечетвертичных осадков на возвышенностях центральной части Охотского моря // Тихий океан. Геология, геоморфология, магматизм.— Владивосток, 1983.
 21. Коренева Е. В. Спорно-пыльцевой анализ донных отложений Охотского моря // Тр. Ин-та океанологии АН СССР.— 1957.— Т. 22.
 22. Лисицин А. П. Осадкообразование в океанах.— М.: Наука, 1974.
 23. Малахова Г. Ю., Линькова Т. И. и др. Стратиграфия донных осадков Охотского моря по палеомагнитным данным, изотопному составу кислорода и радиоуглеродным датировкам // Вторая Тихоокеанская школа по морской геологии и геофизике.— Южно-Сахалинск, 1985.
 24. Марков Ю. Д. Южноприморский шельф Японского моря в позднем плейстоцене и голоцене.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983.
 25. Мелентьева О. Н. Условия осадконакопления в северной части Охотского моря в голоцене // Вторая Тихоокеанская школа по морской геологии и геофизике.— Южно-Сахалинск, 1985.
 26. Немцов Ю. С., Андиева Т. А., Сафронов П. Н. Неотектоника дальневосточных морей СССР // ВИЭМС. Обзор. Морская геология и геофизика, 1978.
 27. Поспелова Г. А. Тонкая временная структура геомагнитного поля в позднем кайнозое // Палеомагнетизм мезозоя и кайнозоя Сибири и Дальнего Востока.— Новосибирск: СО АН СССР, 1976.
 28. Поспелова Г. А., Ильев А. Я. Кратковременные отклонения в направлении геомагнитного поля, по палеомагнитным данным новейших отложений Охотского моря // Геология дна Дальневосточных морей.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977.
 29. Пушкарь В. С. Биостратиграфия осадков позднего антропогена юга Дальнего Востока.— М.: Наука, 1979.
 30. Саидова Х. М. Закономерности распределения фораминифер в донных отложениях Охотского моря // Тр. Ин-та океанологии АН СССР.— 1960.— Т. 32.
 31. Семаков Н. Н. Палеомагнитное изучение отложений южной части Охотского моря // Палеомагнетизм мезозоя и кайнозоя Сибири и Дальнего Востока.— Новосибирск: СО АН СССР, 1976.
 32. Соловьев С. Л., Тузов И. К. и др. Глубинное строение Охотоморского шельфа Центрального Сахалина // Геология и геофизика.— 1979.— № 5.
 33. Структура осадков и фации Японского моря.— Владивосток, 1983.
 34. Хогинский Н. А. Голоцен Северной Евразии.— М.: Наука, 1977.
 35. Шаповалов В. В., Астахов А. С., Шевалдин Ю. В. Возрастная корреляция донных отложений Охотского моря // Комплексные проблемы разведки, добычи и охраны минеральных ресурсов океана.— Владивосток, 1983.
 36. Шимкус К. М., Шлезингер А. Е. Генетические типы геологических тел осадочного чехла (по материалам сейсмопрофилирования) // Бюл. МОИП. Отд. геол.— 1984.— Т. 59, вып. 1.
 37. Morley I. I., Hays I. D. Towards a high resolution, global deep-sea chronology for the last 750,000 years // Earth and Planet Sci.— 1981.— V. 53, N 3.